Том 66, Номер 5

ISSN 0016-7770 Сентябрь - Октябрь 2024



ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Журнал по всем теоретическим и прикладным аспектам генезиса рудных месторождений.





СОДЕРЖАНИЕ

Том 66, номер 5, 2024

Спецвыпуск "Золоторудные месторождения Центральной и Северной Азии" Редакторы выпуска И. В. Викентьев, Н. С. Бортников

Золоторудные месторождения Центральной и Северной Азии И. В. Викентьев, Н. С. Бортников	425
Орогенное золоторудное месторождение Хангалас, Яно-Колымский металлогенический пояс (Северо-Восток России): структура, минеральный и изотопный (O, S, Re, Os, Pb, Ar, He) состав ру флюидный режим и условия рудообразования <i>М. В. Кудрин, В. Ю. Фридовский, Л. И. Полуфунтикова, С. Г. Кряжев, Е. Е. Колова, Я. А. Тарасов</i>	^и д, 432
О возрасте и источниках малосульфидного золото-кварцевого оруденения Каралонского рудного поля (Северное Забайкалье, Россия): результаты изотопно-геохимических (Rb–Sr, Pb–Pb) исследований В. М. Саватенков, Е. Ю. Рыцк, И. А. Алексеев, И. М. Васильева, Б. М. Гороховский	464
Минералогия и коренные источники золота Давенда-Ключевского рудно-россыпного узла (Восточное Забайкалье) <i>В. В. Колпаков, П. А. Неволько, П. А. Фоминых</i>	483
Новый тип золотоносной минерализации на Озерновском Au—Te—Se эпитермальном месторожден (Центральная Камчатка, Россия) Ш. С. Кудаева, В. В. Козлов, Е. Д. Скильская, А. В. Сергеева, Н. Д. Толстых, И. А. Шкилев	нии 505
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar датирование гидротермальных процессов на крупных золоторудных месторождениях Кочкарского антиклинория (Южный Урал, Россия) <i>М. Е. Притчин, А. Ю. Кисин, О. В. Викентьева, Д. А. Озорнин, А. В. Травин, И. В. Викентьев</i>	533
Комплексообразование Au(I) в хлоридных гидротермальных флюидах Б. Р. Тагиров, Н. Н. Акинфиев, А. В. Зотов	546

Contents

Vol. 66, No. 5, 2024

Gold deposits of Central and North Asia I. V. Vikentyev, N. S. Bortnikov	425
The Khangalas orogenic Au deposit, Yana-Kolyma metallogenic belt (Northeast Russia): structure, ore mir and isotopic (O, S, Re, Os, Pb, Ar, He) composition, fluid regime and formation conditions. <i>M. V. Kudrin. V. Y. Fridovsky, L. I. Polufuntikova, S. G. Kryazhev^{c,a}, E. E. Kolova, Y. A. Tarasov</i>	neral 432
Age and sources of low-sulfide gold-quartz mineralization of the Karalon gold ore field (North Transbaikali Russia): results of isotope-geochemical (Rb-Sr and Pb-Pb) studies V. M. Savatenkov, E. Yu. Rytsk, I. A. Alekseev, I. M. Vasilyeva, B. M. Gorokhovsky	a, 464
Mineralogy and primary sources of gold in Davenda-Klyuchevsky ore-placer cluster (Eastern Transbaikalia V. V. Kolpakov, P. A. Nevolko, P. A. Fominykh	ı) 483
New type of gold-bearing mineralization at the Ozernovskoe Au-Te-Se epithermal deposit (Central Kamcha Russia). Sh. S. Kudaeva, V. V. Kozlov, E. D. Skilskaia, A. V. Sergeeva, N. D. Tolstykh, I. A. Shkilev	atka, 505
 ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of hydrothermal processes in large gold deposits of the Kochkar anticlinorium (South Ural-Russia) <i>M. E. Pritchin, A. Yu. Kisin, O. V. Vikent'eva, D. A. Ozornin, A. V. Travin, I. V. Vikentyev.</i> 	s, 533
Gold(I) complexation in chloride hydrothermal fluids B. R. Tagirov, N. N. Akinfiev, A. V. Zotov	546

_

Special Issue "Gold deposits of Central and North Asia"

Edited by Ilya V. Vikentyev, Nikolay S. Bortnikov

УДК 553.411: 553.06: 553.073.2:553.074

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРНОЙ АЗИИ

© 2024 г. И. В. Викентьев^{1, *}, Н. С. Бортников¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия *E-mail: viken@igem.ru Поступила в редакцию 20.05.2024 г. После доработки 17.06.2024 г. Принята к публикации 17.06.2024 г.

DOI: 10.31857/S0016777024050011, EDN: acbqmz

Журнал "Геология рудных месторождений" впервые публикует специальный тематический выпуск, посвященный золоторудным месторождениям. Исторически этим объектам журнал всегда уделял повышенное внимание. В постсоветское время, когда многие ограничения на публикации были сняты, а месторождения, наконец, названы своими именами (большинство месторождений золота бывшего СССР были засекречены, и статьи о них были безымянными), статьи по золоту стали одними из самых многочисленных. В то же время необходимо отдать дань уважения предшествующим поколениям специалистов по золоту: советская геологическая школа, без сомнения, была одной из крупнейших в мире. Н. И. Бородаевский, Н. В. Петровская, Ю. Г. Сафонов, М. М. Константинов и многие другие выпустили блестящие работы, которые вошли в золотой фонд науки о полезных ископаемых (Петровская, 1965; Бородаевский и др., 1974; Петровская и др., 1976; Сафонов, 1997; Константинов, 2006).

В данном выпуске акцент сделан на регионах Центральной, Восточной и Северо-Восточной Азии (России и Кыргызстана), одним месторождением представлен Урал. Золоторудные залежи локализованы здесь в террейнах разного возраста – от венда и самого начала палеозоя (Байкало-Патом, Тыва, Северный Тянь-Шань) до мезозоя (Забайкалье, Колыма) и кайнозоя (Камчатка). Геодинамическая позиция соответствующих регионов также значительно варьирует – от островодужной и окраинно-континентальной в связи с зонами субдукции до постколлизионной – зоны тектоно-магматической активизации консолидированных континентальных блоков.

Экономическое значение золоторудных месторождений в современном мире очень велико. В предыдущее столетие крупнейшими поставками золота резко выделялся бассейн Витватерсранд с его золотоносными конгломератами, давший более трети всей учтенной добычи Аи человечества (Cairncross, 2021), на текущий момент больший вклад дают многочисленные "орогенные" месторождения (включая связанные с гранитами) с более 1/3 суммарной добычи и вдвое уступающий эпитермальный тип. Примерно по 10% обеспечивают месторождения порфировые (+ скарновые) и Карлин-типа. Вклад остальных типов (колчеданного, железо-оксидно-медно-золотого, Си-Ni и др.) составляет не более первых % (напр., Torvela et al., 2022). Россия обладает рекордной минерально-сырьевой базой: запасы ее недр составляют 22% общемировых, она входит в тройку мировых лидеров по добыче и дает 10% мирового производства Au, немного уступая Китаю и Австралии, которые постепенно снижают свою добычу. Из 15453.5 т запасов Аи Российской Федерации собственно золотые месторождения ("орогенные" и менее значимые эпитермальные) составляют ~10.5 тыс. т, комплексные (колчеданные, Си-порфировые, Си-Ni и Си-скарновые) ~3.8 тыс. т, а россыпи ~1.1 тыс. т (Государственный доклад ..., 2022). Вклады в добычу упомянутых типов Аи примерно соответствуют долям их запасов, однако роль россыпной добычи остается высокой (около 20%, при доле запасов лишь 7.2% общего показателя).

Изучению и оценке золотых месторождений посвящены многочисленные публикации в мировой геологической литературе, которые рассматривают различные аспекты их типизации ской позиции. состава и строения соответствующих магматогенно-рудных систем, вклада тектоно-метаморфических процессов, минералогии и геохимии гидротермальных метасоматитов и руд, флюидного режима их формирования и др. Геолого-генетические факторы формирования золотых месторождений рассмотрены и в серии тематических сборников, публикуемых ведущими международными научными центрами (напр... Geology of the World's Major Gold Deposits, 2020; Torvela et al., 2022).

Различные регионы Северной Евразии – в пределах бывшего СССР – довольно интенсивно изучались в аспектах прогнозирования, поисков и оценки золоторудных месторождений, с развитием теоретических представлений об их строении и генезисе. Представления о магматогенно-гидротермальной природе золоторудных месторождений в СССР оказались уверенно проработанными на широком материале и, в том числе, поэтому – более устойчивыми к испытанию временем, чем в странах Запада, где в последние десятилетия плутоногенные типы Аи-рудных систем почти полностью уступили свое место метаморфогенным. Соответственно, в мировых сводках (Pirajno, 2009; Kelley et al., 2020; Geology of the World's Major Gold Deposits, 2020) бесспорно магматогенными остались лишь гидротермальные месторождениия: 1) порфирового семейства (порфировые, эпитермальные и малочисленные Au-скарновые); 2) также немногочисленные Au-Ві-Те, связанные с восстановленными гранитными интрузиями (RIRGS-типа, Reduced Intrusion Related Gold Systems; Hanp., Hart, 2007).

Наряду с метаморфогенной концепцией формирования так называемых орогенных (т. е. тесно связанных с орогенезом) золоторудных месторождений (Goldfarb, Groves, 2015; Groves et al., 2020) обоснована альтернативная — магматогенно-метаморфогенная модель их образования. Предложенная более 30 лет назад (Bortnikov et al., 1993; Бортников и др., 1994), она получила дальнейшее развитие на примере крупнейших месторождений Азии (Бортников и др., 1996, 2006, 2007; Гамянин и др., 2015, 2018; Vikent'eva et al., 2017, 2018, 2020). Эти идеи получили широкое хождение, например, они были приложены к интерпретации генезиса гигантского месторождения Мурунтау (Bierlein, Wilde, 2010).

В целом опыт России, центральноазиатских стран бывшего СССР и Китая учит, что отбрасывать плутоногенную концепцию преждевременно.

и генезиса, в том числе вопросы геодинамиче- Оказалось, что для подавляющего большинства "орогенных" золоторудных месторождений при более детальной разведке (бурение, геофизические методы) устанавливается наличие глубоко расположенного гранитоидного плутона – очага, поставлявшего как компоненты гидротермального флюида, так и тепло, которое поддерживало развитие гидротермальной системы и способствовало извлечению металлов из вмещающих пород при их контактовом метаморфизме.

> Прорывные результаты по рассматриваемому региону были получены геологами и по эпитермальным месторождениям. Особенно значимы данные, полученные по Северо-Востоку России, месторождениям Балей и Тасеевское (Забайкалье), Кочбулак (Кураминский хребет, Узбекистан) (напр., Коваленкер и др., 1997). В основном они считаются вулканогенными среднеи низкотемпературными, хотя в последние годы, особенно по месторождениям Чукотки и Магаданской области появились представления об участии модифицированного метеорного флюида (Николаев и др., 2013; Prokofiev et al., 2014; Волков и др., 2018; Бортников и др., 2022)

> Золоторудные месторождения (или их наиболее продуктивные рудные стадии), разведанные в Центральной и Северной Азии, нередко в той или иной мере отчетливо связаны с интрузиями гранитоидов, которые являются частью одного или двух (совмещенных?) дифференцированных магматических комплексов, представленных на конкретных месторождениях. В частности, месторождение Чармитан в Узбекистане (Бортников и др., 1996) ассоциировано с многофазным (от монцогаббро через монцониты и сиениты до монцо-гранитов и лейкогранитов) плутоном, породы которого представляют высококалиевую известково-щелочную и шошонитовую серии (Кудрин и др., 1990; Гусев, 2014). Месторождение Кумтор в Кыргызстане находится в Срединном Тянь-Шане вблизи "Линии В. А. Николаева", вдоль которой трассируется цепочка монцогаббро-монцодиорит-монцонитсиенит-гранодиорит-монцогранитных интрузий, также относимых к высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям и сопровождаемых W(-Mo-Cu-Au) оруденением. Хотя непосредственную связь данного месторождения с этими интрузиями подтвердить трудно, она не исключена. Характерно, что в рудном поле этого месторождения, в контурах геохимических ореолов золота и вольфрама, установлены дайки щелочных сиенитов (бостонитов), вероятно, раннепермского возраста, а также более основных

пород (Кудрин и др., 1990; Шевкунов и др., 2023). На месторождении Мурунтау в Узбекистане выявлены признаки пространственного совмещения магматических пород разных комплексов, представляющих широкий возрастной интервал постколлизионного магматизма, проявленного в регионе (Костицын, 1996; Соловьев и др., 2023). Такие комплексы могут включать раннюю монцодиорит-гранодиорит-гранитную и позднюю монцодиорит-гранит-лейкогранитную интрузивные серии, причем последняя обнаруживает черты близости с одновозрастными комплексами, сопровождаемыми молибден-вольфрамовым оруденением на сопредельных территориях. Зарождение и начальное развитие магматических очагов в районе месторождения Мурунтау могли протекать в субдукционной обстановке, однако финальная дифференциация гранитоидной магмы в рудоносном очаге и ее кристаллизация завершились уже на постколлизионном этапе (Rb-Sr-возраст 286.2 ±1.8 млн лет, 289.5 ±4.9 млн лет, U–Pb-возраст по циркону) (Костицын, 1996; Соловьев и др., 2023).

Данный выпуск "Геологии рудных месторождений" открывается статьей М.В. Кудрина и др. (2024), посвященной золоторудному месторождению Хангалас, которое расположено в центральной части Яно-Колымского металлогенического пояса. Структура месторождения определяется протяженными минерализованными зонами дробления мощностью до 70 м, осложняющими свод и крыло антиклинальной складки, которая образована верхнепермскими терригенными породами. Рудные минералы представлены пиритом и арсенопиритом; встречаются также галенит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, Fe-герсдорфит, тетраэдрит, аргентотеннантит. Минералообразование происходило в два этапа – золото-сульфидно-кварцевый и серебро-кварцевый. Аи-кварцевые жилы формировались с участием умеренно концентрированных (~ 5 мас.%-экв. NaCl) гидрокарбонатных CO₂-содержащих флюидов, при Т ~ 330-280 °С и Р ~ 0.8 кбар. Изотопный состав кислорода во флюиде $\delta^{18}O_{H_{2}O}$ (от +8.4 до +9.2‰), серы $\delta^{34}S$ сульфидов (от -2.1 до 0.6‰); изотопные отношения ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os (от 0.2212 до 0.2338) в самородном золоте и Pb в галените (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.0214, 207 Pb/ 204 Pb=15.5356, 208 Pb/ 204 Pb=38.2216), а также геохимические особенности пирита и арсенопирита позволяют предположить участие в рудообразовании источников из субконтинентальной литосферной мантии и в меньшей мере – коровых резервуаров. Формирование золоторудных тел месторождения связано

с завершением прогрессивных взбросо-надвиговых деформаций, происходивших ~ 137 млн лет назад в ходе позднеорогенных процессов.

В статье В.М. Саватенкова с соавторами (Саватенков и др., 2024) приведены результаты изучения Верхнекаралонского золоторудного месторождения в Муйском районе Байкало-Витимского складчатого пояса в Забайкалье. За прошлый век в долине реки Каралон было добыто не менее 17 т золота. Детально рассмотрены Pb-Pb и Rb-Sr изотопные системы Верхнекаралонского золото-кварцевого и ряда других золоторудных месторождений. Для каждой из выявленных групп рудной минерализации установлен различный вклад мантийного и древнекорового источников. Установлены перестройка Rb-Sr системы в изученных породах и минералах Верхнекаралонского месторождения и перераспределение изотопов Рь в галените Водораздельной рудной зоны Каралонского рудного поля на рубеже 290-250 млн лет. Изотопные характеристики Pb в галените месторождения указывают на его генетическую связь с рудовмещающими гранитами, возраст которых ~ 600 млн лет может быть близок возрасту наиболее раннего этапа формирования золото-кварцевой минерализации. Сделан важный вывод, что древнекоровый источник является общим для велуших золоторудных месторождений Северного Забайкалья; он характеризуется параметрами континентальной коры Сибирского кратона на период 500-600 млн лет.

В работе (Колпаков и др., 2024) проведен сравнительный анализ россыпей и коренных месторождений золото-сульфидно-кварцевой и золотосодержащей Мо-порфировой формаций Давенда-Ключевского рудного узла. Судя по морфологии золота, преобладают россыпи ближнего сноса; пробности россыпного и рудного золота близки. В россыпях, образующих ореол вокруг Ключевского месторождения, преобладает золото с пробностью 900-950; оно часто содержит включения пирита, галенита и минералов Bi (тетрадимит, теллуриды Ві, Ві-содержащие сульфосоли, самородный Ві, висмутин), реже – арсенопирита, халькопирита, блеклой руды, образуя с ними сростки. В автохтонных россыпях, расположенных вокруг месторождения Давенда, преобладает золото с пробностью более 950. Третий тип золота (пробность 850–900) менее распространен в вышеупомянутых россыпях, но зачастую преобладает в россыпях иных рек.

Статья (Кудаева и др., 2024) посвящена необычному Аи-Те-Se эпитермальному вулканогенному

№ 5 2024

типу, представленному Озерновским месторожлением на Камчатке, гле к настоящему времени наблюдается "эпитермальный бум" – начата золотодобыча и идет переоценка многих рудопроявлений (Бортников, Толстых, 2023). Руды располагаются в линейных зонах вторичных кварцитов в вулканитах неогена и представлены трубками гидротермальных кварцевых брекчий и линейными штокверками с вкрапленностью рудных минералов – сульфидов, теллуридов и селенидов. На верхнем горизонте месторождения обнаружен новый тип золотых руд. Основным минералом золота в рудной ассоциации является малетойваямит (Au₃Se₄Te₆), образующий мелкие включения в селенистом самородном теллуре. С ними ассоциируют редкие минералы — бамболлаит ($Cu_{1,v}(Se, S, S)$ Te)₂), сульфосоли подгрупп голдфилдита и усталечита. Рудная минерализация могла образоваться в верхней части кипящей гидротермальной системы в результате смешения восходящего потока гетерогенного водно-парового флюида с обогащенными кислородом поверхностными водами.

В статье М.Е. Притчина и др. (2024) приведены первые ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки слюд и амфибола из околорудных и рудных минеральных ассоциаций Светлинского и Кочкарского золоторудных месторождений – крупнейших на Урале (уступают только Березовскому). Многие детали генезиса для них остаются дискуссионными, поэтому возрастные ограничения для продуктивных минеральных ассоциаций являются ключевыми. Кочкарское и Светлинское месторождения расположены в Восточно-Уральской мегазоне недалеко друг от друга, но имеют ряд отличий (Бортников, 2006; Bortnikov, Vikentyev, 2013; Vikent'eva, Bortnikov, 2015): первое представлено в основном высокомышьяковистыми кварц-сульфидными жилами, а второе – прожилково-вкрапленными зонами золото-теллуридной минерализации. Оценки возраста соотнесены с периодами активизации тектонических и тектоно-магматических процессов, реконструированных на Урале (Vikentyev et al., 2017). Наиболее интенсивное деформационное событие на Урале, коллизия континент/континент, произошло в интервале 313-288 млн лет назад, вблизи границы карбона и перми. Оно охватывает различные геологические события, включая внедрение синорогенных гранитов (Sazonov et al., 2001), перерыв в осадконакоплении и формирование регионально распространенных на Урале кор выветривания (напр., Новоселов и др., 2019). Коллизия на Урале сопровождалась массовым гранитообразованием. Средневзвешенное значение возраста для Светлинского месторождения составляет

276 ± 2 млн лет, для Кочкарского 284 ± 2 млн лет, отвечая начальным фазам постколлизионного этапа. Предполагается, что становление обоих месторождений является следствием процессов гранитизации при формировании Кочкарского антиклинория.

В важной сводке (Тагиров и др., 2024) приведены результаты критической оценки экспериментальных данных по устойчивости гидроксои хлоридных комплексов Au(I). На основании полученных значений энергии Гиббса AuOH_(p-p), AuCl_(p-p) и AuCl₂ определены стандартные значения термодинамических свойств и параметры модели НКГ (Хелгесон-Киркхэм-Флауэрс) этих комплексов. Рассчитана растворимость Аи в хлоридных флюидах вплоть до 1000 °C, 5000 бар. В качестве геологического приложения полученных данных выполнен модельный расчет отложения самородного золота остывающим хлоридно-сульфидным флюидом с оценкой изменения состава флюида, последовательности образования твердых фаз и изменения пробности золота. Надо отметить, что рост начального отношения (W/R)₀ (скорости просачивания) приводит к снижению температуры отложения самородного золота. Например, результатом роста $(W/R)_0$ с 10 до 10⁴ является снижение температуры отложения самородного золота на 100 °С. Таким образом, при высоких значениях отношения (W/R)₀ (высокие скорости подъема флюида) Аи дольше удерживается в растворенной форме, и отложение минералов золота происходит при более низких температурах. Такой режим отвечает подъему флюида в открытых трещинах. Другим фактором, приводящим к снижению температуры образования собственных минералов Au, может служить его захват отлагающимися сульфидами. В настоящее время установлены формы нахождения и предельные содержания "невидимого" золота в сульфидах разного состава в широком диапазоне температуры (напр., Викентьев и др., 2015; Trigub et al., 2017; Filimonova et al., 2020 – пирит, Kovalchuk et al., 2024 – мышьяковистый пирит и марказит, Filimonova et al., 2019 – сфалерит, Tagirov et al., 2023 – минералы системы Cu-Fe-S).

Таким образом, на большинстве из рассмотренных золоторудных месторождений или предполагается тесная связь минерализации с интрузивным магматизмом (чаще гранитоидным), или она не исключена, поскольку устанавливается пространственная близость золотых проявлений к гранитоидным штокам, а возраст минерализации является несколько более поздним, чем сами интрузивы.

Действительно, по совокупности признаков многие золоторудные, а также W-Au, W-Mo-Au, Bi-Au, Te-Au месторождения Центральной и Северной Азии относятся к плутоногенному (intrusion-related) постколлизионному типу. Обычно для большинства золоторудных месторождений геохимическими и изотопно-геохимическими подходами получаются смешанные признаки их резервуаров, а во многих случаях устанавливается их тесная пространственная и временная связь с орогенным (коллизионным) гранитоидным магматизмом. Но под влиянием современного общемирового тренда, своего рода увлечением, большинство золоторудных месторождений в литературе обозначаются как "орогенные", при этом вклад в их образование магматических источников, даже если он просматривается, не афишируется.

В главном фокусе настоящего тематического выпуска оказались плутоногенные золоторудные месторождения, или золотые рудопроявления, связь которых с интрузивными телами весьма вероятна. Внести ясность могло бы знание временных соотношений разных геологических событий. Но, к сожалению, надо констатировать, что возможности датирования рудных процессов изотопно-геохимическими методами пока еще имеют существенные ограничения: 1) разработанные методы в основном применимы к минералам (мусковит, кальцит, пирит, арсенопирит и нек. др.), синхронность которых с самородным золотом и Au-Ag теллуридами — основными носителями золота - не доказана, а лишь предполагается; 2) определяемые этими способами возрасты имеют значительную ошибку (первые млн лет, иногда > 10 млн лет). В связи с этим при генетических, особенно возрастных, интерпретациях, по-прежнему остаются главными детальные геологические наблюдения, без которых проведение дорогостоящих изотопно-геохимических работ является зачастую малооправданным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бородаевский Н.И., Петровская Н.В., Тимофеевский Д.А. Эндогенная зональность золоторудных полей и месторождений. Зональность гидротермальных рудных месторождений. М., 1974. Т. 2. С. 86–122.

Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. № 1. С. 3–28. Бортников Н.С., Толстых Н.Д. Эпитермальные месторождения Камчатки, Россия // Геология руд. месторождений. 2023. Т. 65. № 7. С. 722–752.

Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В. Двойственная природа флюида в мезотермальной рудообразующей системе месторождения золота Чармитан (Западный Узбекистан) // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 4.

Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология руд. месторождений. 1996. № 3. С. 238–257.

Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения, Саха-Якутия, Россия // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–45.

Бортников Н.С., Волков А.В., Савва Н.Е. и др. Эпитермальные Au-Ag-Se-Te месторождения Чукотки (Арктическая зона России): металлогения, минеральные парагенезисы, флюидный режим // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 522–549.

Викентьев И.В. Невидимое и микроскопическое золото в пирите: методы исследования и новые данные для колчеданных руд Урала // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 4. С. 267–298.

Волков А.В., Сидоров А.А., Прокофьев В.Ю. и др. Геохимические особенности эпитермальных Аи-Аg месторождений Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 6. С. 1–20.

Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. Аркачан — новый золото-висмут-сидерит-сульфидный тип месторождений в оловоносном Западно-Верхоянском районе (Якутия) // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 6. С. 513–545.

Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. Благороднометалльная минерализация Адыча-Тарынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования // Геология и геофизика, 2018. № 10. С. 1586— 1605. DOI: 10.15372/GiG20181006.

Государственный доклад "О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2021 году". М.: ФГБУ "ВИМС", 2022. 623 с.

Гусев А.И. Петрология и геохимия Кошрабадского интрузива золоторудного поля Зармитан (Западный Узбекистан) // Advances in Current Natural Sciences. 2014. № 9. Р. 78–83.

Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Наумов В.Б., Русинов В.Л. Эпитермальное золото-теллуридное

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 № 5 2024

месторождение Кочбулак (Узбекистан) // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39. № 2. С. 127–152.

Колпаков В.В., Неволько П.А., Фоминых П.А. Минералогия и коренные источники золота Давенда-Ключевского рудно-россыпного узла (Восточное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2024. № 5. С.

Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. М.: Научный мир, 2006. 358 с.

Костицын Ю.А. Rb–Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Магматизм, метаморфизм и рудообразование // Геохимия. 1996. № 12. С. 1123–1138.

Кудаева Ш.С., Козлов В.В., Скильская Е.Д. и др. Новый тип золотоносной минерализации на Озерновском Au-Te-Se эпитермальном месторождении (Центральная Камчатка, Россия) // Геология руд. месторождений. 2024. № 5. С.

Кудрин В.С., Соловьев С.Г., Ставинский В.А., Кабардин Л.Л. Золото-медно-молибден-вольфрамовый рудный пояс Тянь-Шаня // Геология руд. месторождений. 1990. № 4. С. 13–26.

Кудрин М.В., Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И. и др. Орогенное золоторудное месторождение Хангалас, Яно-Колымский металлогенический пояс (Северо-Восток России): структура, минеральный и изотопный (O, S, Re, Os, Pb, Ar, He) состав руд, флюидный режим и условия рудообразования // Геология руд. месторождений. 2024. № 5. С.

Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Аплеталин А.В. и др. Золото-теллуридная минерализация Западной Чу-котки: минералогия, геохимия и условия образования // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 2. С. 114–144.

Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Садыков С.А., Викентьев И.В. Железная шляпа Юбилейного колчеданного месторождения (Южный Урал) – свидетельства придонного преобразования // Литология и полезн. ископ. 2019. № 1. С. 90–100.

Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. М.: И Наука, 1976. Т. 2. С. 3–110.

Петровская Н.В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании // Геология руд. месторождений. 1965. Т. 7. № 1. С. 3–13.

Притчин М.Е., Кисин А.Ю., Викентьева О.В. и др. Аг– Аг датирование гидротермальных процессов на крупных золоторудных месторождениях Кочкарского антиклинория (Южный Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 2024. № 5. С.

Саватенков В.М., Рыцк Е.Ю., Алексеев И.А., Васильева И.М., Гороховский Б.М. О возрасте и источниках малосульфидного золото-кварцевого оруденения Каралонского рудного поля (Северное Забайкалье, Россия): результаты изотопно-геохимических (Rb–Sr, Pb–Pb) исследований // Геология руд. месторождений. 2024. № 5. С.

Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность — геолого-генетические типы — продуктивность рудообразующих систем // Геология рудн. месторождений. 1997. № 1. С. 25–40.

Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В., Калинин Ю.А., Бортников Н.С. Длительная эволюция магматогенно-рудной системы месторождения золота Мурунтау (Западный Узбекистан, Тянь-Шань): свидетельство изотопного U-Pb-возраста циркона (метод LA-ICP-MS) из гранитоидов Сардаринского (Сарыктинского) плутона // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 29–38.

Тагиров Б.Р., Акинфиев Н.Н., Зотов А.В. Комплексообразование Au(I) в хлоридных гидротермальных флюидах // Геология руд. месторождений. 2024. № 5. С.

Шевкунов А.Г., Корницкий А.И., Башкиров А.П., Айдаркулов Т.Н. Месторождение золота Кумтор (Срединный Тянь-Шань, Кыргызстан) и применение трехмерного моделирования в программе Leapfrog Geo (Seequent) при проведении геологоразведочных работ // Руды и металлы. 2023. № 2. С. 18–42.

Bierlein F.P., Wilde A.R. New constraints on the polychronous nature of the giant Muruntau gold deposit from wall-rock alteration and ore paragenetic studies // Australian J. Earth Sci. 2010. V. 57. P. 839–854.

Bortnikov N.S., Gamyanin G.N., Naumov V.B., Nos-ik L.P. The Nezhdaninskoye mesothermal gold deposit, Russia: Ore-forming fluid and deposition environment // Current Research in Geology Applied to Ore Deposits. Univ. Granada. Granada, Spain, 1993. P. 419–422.

Bortnikov N.S., Vikentyev I.V. Endogenous metallogeny of the Urals. In: Mineral deposit research for a high-tech world; Jonsson E., Ed.; Uppsala, 2013. V. 4. P. 1508–1511.

Cairncross B. The Witwatersrand Goldfield, South Africa // Rocks & Minerals. 2021. V. 96. P. 296–351.

Filimonova O.N, Trigub A.L., Tonkacheev D.E. et al. Substitution mechanisms in In, Au, and Cu-bearing sphalerites studied by X-ray absorption spectroscopy of synthetic and natural minerals // Mineral. Mag. 2019. V. 83. P. 435–451.

Filimonova O.N., Tagirov B.R., Trigub A.L. et al. The state of Au and As in pyrite studied by X-ray absorption

spectroscopy of natural minerals and synthetic phases // Ore Geol. Rev. 2020. V. 121. Art. № 103475.

Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces / Eds: R.H. Sillitoe, R.J. Goldfarb, F. Robert, S.F. Simmons // Soc. Econ. Geologists, Spec. Publ. 2020. V 23.

Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. Lithos. 2015. V. 233. P. 2–26.

Groves D.I., Santosh M., Deng J. et al. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration // Mineral. Deposita. 2020. V. 55. P. 275–292.

Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems / In: Goodfellow, W.D. (ed.) Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods // Geol. Assoc. Canada, Mineral Deposits Division, Spec. Publ. 2007. V. 5. P. 95–112.

Kelley K.D., Spry P.G., McLemore V.T., Fey D.L., Anderson E.D. Alkalic-type epithermal gold deposit model. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–R. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, 2020. 74 p. URL: https://doi.org/ 10.3133/ sir20105070R

Kovalchuk E.V., Tagirov B.R., Borisovsky S.E. et al. Gold and arsenic in pyrite and marcasite: hydrothermal experiment and implications to natural ore-stage sulfides // Minerals. 2024. V. 14. № 2. Art. No. 170.

Pirajno F. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer Netherlands, 2009. 1252 p.

Prokofiev V. Yu., Nikolaev Y.N., Apletalin A.V. et al. Au-Te Mineralisation of Sentyabr'sky Gold Deposit, Northeastern Russia // Acta Geologica Sinica. 2014. V. 88. P. 795–797.

Sazonov V.N., van Herk A.H., de Boorder H. Spatial and temporal distribution of gold deposits in the Urals // Econ. Geol. 2001. V. 96. P. 685–703.

Tagirov B.R., Filimonova O.N., Trigub A.L. et al. The state of gold in phases of the Cu-Fe-S system: In situ X-ray absorption spectroscopy study // Geosci. Front. 2023. V. 14. N° 3. N° 101533.

Torvela T., Lambert-Smith J.S., Chapman R.J. (eds) Recent Advances in Understanding Gold Deposits: from Orogeny to Alluvium. Geological Society, London, Spec. Publ. 2022. V. 516.

Trigub A.L., Tagirov B.R., Kvashnina K.O. et al. X-ray spectroscopy study of the chemical state of "invisible" Au in synthetic minerals in the Fe-As-S system // Am. Mineral. 2017. V. 102. P. 1057–1065.

Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S. The large Svetlinsk Au-Te deposit, South Urals: telluride mineralization for genetic reconstructions // Proc. 13th Biennial SGA Meeting, Nancy, France. 2015. P. 851–854.

Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Vikentyev I.V. et al. The Berezovsk giant intrusion-related gold-quartz deposit, Urals, Russia: Evidence for multiple magmatic and metamorphic fluid reservoirs // Ore Geology Reviews, 2017. V. 91. P. 837–863.

Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Y., Gamyanin G.N., Goryachev N.A., Bortnikov N.S. Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // Ore Geology Reviews. 2018. V. 102. P. 240–259. URL: https://doi.org/10.1016/j. oregeorev.2018.09.004

Vikent'eva O., Prokofiev V., Borovikov A., Kryazhev S. et al. Contrasting Fluids in the Svetlinsk Gold-Telluride Hydrothermal System, South Urals // Minerals. 2020. 10, 37. DOI:10.3390/min10010037

Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. Ore geology // Ore Geol. Rev. 2017. V. 85. P. 30–63.

GOLD DEPOSITS OF CENTRAL AND NORTH ASIA

I. V. Vikentyev, N. S. Bortnikov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS Staromonetnyi per., 35, Moscow, 119017 Russia УДК 553.46

ОРОГЕННОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ХАНГАЛАС, ЯНО-КОЛЫМСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): СТРУКТУРА, МИНЕРАЛЬНЫЙ И ИЗОТОПНЫЙ (O, S, Re, Os, Pb, Ar, He) СОСТАВ РУД, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ

© 2024 г. М. В. Кудрин^{1,*}, В. Ю. Фридовский¹, Л. И. Полуфунтикова¹, С. Г. Кряжев^{2,1}, Е. Е. Колова³, Я. А. Тарасов¹

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, пр. Ленина, 39, Якутск, 677000 Россия ²Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов,

Варшавское шоссе, дом 129, корпус 1, Москва, 117545 Россия ³Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,

> 16, ул. Портовая, Магадан, 685000 Россия * E-mail: kudrinmv@mail.ru Поступила 18.10.2023 г.

После доработки 04.02.2024 г. Принята 27.02.2024 г.

принята 27.02.2024 1.

Орогенное золоторудное месторождение Хангалас расположено в центральной части Яно-Колымского металлогенического пояса. Структура месторождения определяется несколькими минерализованными зонами дробления мощностью до 70 м и протяженностью до 1400 м в своде и на юго-западном крыле антиклинали северо-западного простирания. Вмещающие породы – верхнепермские терригенные отложения. Для рудных тел характерны массивные, полосчатые, прожилковые, вкрапленные и брекчиевые текстуры. Главные жильные минералы – кварц, карбонаты, реже встречается серицит. Основные рудные минералы – пирит, арсенопирит; второстепенные – галенит, сфалерит, халькопирит, самородное Аu; редкие – Fe-герсдорфит, тетраэдрит, аргентотеннантит. В линейной зоне окисления широко проявлены гипергенные минералы – сульфаты, фосфаты, арсенаты и гидрооксиды. Минералообразование происходило в два этапа – золото-сульфидно-кварцевый и серебро-кварцевый. Кварцевые жилы с видимым Аи формировались с участием низкоконцентрированных (около 5.0 мас. % экв. NaCl) гидрокарбонатных гидротерм с CO₂ в газовой составляющей при температуре 330–280 °C и давлении около 0.8 кбар. Вкрапленные золотоносные пирит-3 (до 39.3 г/т Au) и арсенопирит-1 (до 23.8 г/т Au) из серицит-карбонат-кварцевых метасоматитов имеют нестехиометрический состав, избыток Fe и недостаток S (и As в Apy). Fe/ (S+As)=0.47-0.52 (Руз) и 0.47-0.50 (Ару1). Преобладающей формой "невидимого" золота в Руз (0 4 Ap) является структурно-связанная Au⁺. Изотопный состав кислорода δ^{18} O кварца (от +15.2 до +16.1‰), кислорода во флюиде δ^{18} O_{H2}O (от +8.4 до +9.2‰), серы δ^{34} S сульфидов (от -2.1 до 0.6‰); изотопные отношения ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os (от 0.2212 до 0.2338) в самородном золоте и Pb в галените (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.0214, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.5356, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.2216), а также геохимические особенности РуЗ и Ару1 позволяют предположить участие в рудообразовании, главным образом, источников из субконтинентальной литосферной мантии и в меньшей мере – коровых резервуаров. Формирование золоторудных тел месторождения связано с завершением прогрессивных взбросо-надвиговых деформаций этапа D1, происходивших в валанжинское время раннего мела (около 137 млн лет назад) в ходе позднеорогенных процессов в Яно-Колымском поясе при региональном юго-западном транспорте пород. Полученные результаты важны для прогнозно-металлогенических и поисковых работ, направленных на выявление крупнообъемного золотого оруденения орогенных поясов.

Ключевые слова: золоторудное месторождение Хангалас; структура, минералогия, вкрапленное оруденение, изотопный состав O, S, Os, Pb, Ar, He; флюидные включения, источники, условия рудообразования, Яно-Колымский пояс.

DOI: 10.31857/S0016777024050025, EDN: abxrqz

введение

Основной вклад в добычу золота в Яно-Колымском металлогеническом поясе (ЯКМП) вносят орогенные золоторудные месторождения (ОЗМ). К этому типу в РФ относятся уникальные по запасам месторождения Сухой Лог (~1940 т, Au, Савчук, Волков, 2019; Государственный доклад..., 2020), Олимпиада (~ 800 т, Au, Савчук, Волков, 2019; Государственный доклад..., 2020), Нежданинское (~ 640 т, Au, Бортников и др., 2007; Государственный доклад..., 2020), а в ЯКМП – крупные титон-валанжинские золоторудные месторождения Наталка, Дегдекан, Павлик, Дражное и др. Эти месторождения ЯКМП локализуются в зоне Адыча-Тарынского (Адыча-Тенькинского) регионального разлома протяженностью около 2000 км. К СВ от него в сходной геологической обстановке в Ольчан-Нерской металлогенической зоне известны несколько небольших ОЗМ с запасами первые тонны Au (Вьюн, Венера, Нагорное, Хангалас), а также богатые россыпи с крупными самородками золота, эксплуатирующиеся с 30-х гг. XX в. по настоящее время (Рожков и др., 1971) (фиг. 1). Наиболее крупным ОЗМ Ольчан-Нерской металлогенической зоны является месторождение Хангалас.

Месторождение Хангалас находится в 150 км к юго-востоку от поселка Усть-Нера и в 800 км к северо-востоку от г. Якутска (см. фиг. 1). Оно



Фиг. 1. Схема геологического строения и золоторудные месторождения центральной и западной частей Яно-Колымского металлогенического пояса и прилегающих территорий (б), положение изученного района в тектонических структурах Северо-Востока Азии (а), по данным (Goryachev, Pirajno, 2014), с изменениями и дополнениями. 1 – терригенно-карбонатные отложения Колымо-Омолонского супертеррейна; 2 – терригенные и вулканогенные отложения Полоусно-Дебинского террейна; 3 – терригенные отложения Кулар-Нерского террейна; 4 – терригенные отложения Верхоянского складчато-надвигового пояса; 5 – гранитоиды; 6 – субвулканические массивы; 7 – разломы (Ч – Чибагалахский, Д – Дарпирский, ЧИ – Чаркы-Индигирский, АТ – Адыча-Тарынский, МС – Мугурдах-Селериканский, Н – Нерский, ЧЮ – Чай-Юрьинский); 8 – Ольчан-Нерская металлогеническая зона; 9 – орогенные золоторудные месторождения (крупными кружками показаны разрабатываемые месторожения, мелкими – разведанные).

Аббревиатуры на врезке: КОС – Колымо-Омолонский супертеррейн; ПТ – Приколымский террейн; ОЧВП – Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс; КНТ – Кулар-Нерский террейн; ПДТ – Полоусно-Дебинский террейн; АЧО – Арктическо-Чукотский ороген; ОКТ – Охотский кратонный террейн; КОР – Корякский ороген.

2024

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 66 № 5

было открыто в 1947 г., геолого-разведочные работы с проходкой поверхностных и подземных горных выработок проводились в 1948-1952 гг. и 1962–1963 гг. Верхне-Индигирской экспедицией. Добыча Аи на месторождении из богатых кварцевых жил производилась комбинатом "Индигирзолото" подземным способом в 1968-1973 гг., всего было добыто около 1.3 т золота со средним содержанием 35.8 г/т. В начале 2000-х гг. Верхне-Индигирской экспедицией возобновлены поисковые и разведочные работы на флангах и глубоких горизонтах месторождения, утверждены запасы Au категорий C₁+C₂ в количестве 4.8 т. Следующий этап геологоразведочных работ в 2014-2016 гг. проводился ООО "Янтарь". С 2018 г. права на разведку и опытно-промышленную разработку месторождения принадлежат АО "ВЕДК". Общество осуществляет геолого-разведочные работы, добычу руды подземным и открытым способами. Построена обогатительная фабрика, извлечение Аи осуществляется гравитационным способом. По состоянию на 01.10.2022 балансововые запасы категорий $C_1 + C_2$ составляют 9.6 т Аи со средним содержанием 5.2 г/т (https://www.vedk.com/assets/resources).

В процессе геолого-разведочных и эксплуатационных работ на месторождении проводились научные исследования (Рожков и др., 1971; Амузинский и др., 1992; Шупиков, 1992; Гамянин, 2001; Амузинский, 2005; Оксман и др., 2005; Заякина и др., 2020; Zavakina et al., 2020; Фридовский и др., 2021; Fridovsky et al., 2018, 2023; Kudrin et al., 2020, 2020; 2021, 2023; Kudrin, Fridovsky, 2021). Первое обобщение сведений о геологии и минеральном составе месторождения выполнено И.С. Рожковым и др. (Рожков и др., 1971). Типоморфные особенности минералов изучались Г.Н. Гамяниным (Гамянин, 2001), самородного золота – В.А. Амузинским (Амузинский и др., 1992). Оксманом В.С. (Оксман и др., 2005) анализировались структуры и осадочные комплексы месторождения. Результаты исследования деформационных структур и связь с ними оруденения, минералого-геохимического и изотопного состава руд, а также геохронологии приводятся в (Заякина и др., 2020; Фридовский и др., 2021; Fridovsky et al., 2018, 2023; Kudrin et al., 2020, 2021; Zayakina et al., 2020).

Фактический материал по геологическому строению и минеральному составу месторождения Хангалас авторами был собран во время полевых работ, поддержанных в 2005 г. проектом Госконтракта 2.1.6 Республики Саха (Якутия), в 2014 г. темой Госзадания ИГАБМ СО РАН, а в 2018– 2019 гг. – грантом РФФИ № 18–35–00336 мол_а.

В статье обобщаются геолого-структурные данные, приводятся новые результаты исследования минерального и химического состава руд и изотопного состава (O, S, Re, Os, Pb, Ar, Не) минералов, РТХ-условий рудообразования, а также золотоносности жильно-прожилкового и вкрапленного типов оруденения. Полученные результаты позволяют лучше понять происхождение и природу рудообразующих систем орогенных золоторудных месторождений, которые остаются дискуссионными (Бортников и др., 2006, 2007; Goldfarb and Groves, 2015). Они являются основой для разработки геолого-генетической модели формирования оруденения месторождения Хангалас, определения прогнозно-поисковых критериев и выбора направлений поисковых работ в ЯКМП.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Структурно-кинематический анализ

Деформационные структуры исследовались с использованием методик, изложенных в (Данилович, 1961; Гзовский, 1975; Шерман, Днепровский, 1989; Ramsay, Huber, 1987; Price, Cosgrove, 2005; Fridovsky, 2018). В естественных обнажениях и в горных выработках выполнены измерения плоскостных и линейных деформационных элементов (слоистость, кливаж, жильно-прожилковые тела, разрывные нарушения и рудные зоны, трещиноватость, шарниры складок, будинаж, борозды скольжения и др.), изучена морфология рудных жил и их взаимоотношения со слоистостью и разрывными нарушениями. Кинематика основных деформационных этапов и палеоориентировка стресса восстанавливалась относительно главных структур северо-западного простирания. Результаты структурно-статистических наблюдений наносились на верхнюю полусферу равноугольной стереограммы (сетка Вульфа).

Реконструкции полей тектонических напряжений производились по методу М.В. Гзовского (1975). Пояс полюсов сопряженных кварцевых жил/прожилков, трещин или разрывов на диаграммах реконструкции палеотектонических полей напряжений соответствует положению плоскости σ3/σ1, в которой расположены оси сжатия и растяжения (Fridovsky et al., 2018).

Плоскостные структуры (слоистость – S0, кливаж – Cl, жилы – V, разломы – S) даны в виде азимут падения/угол падения (например, 90/60 означает падение к востоку под углом 60°). Для линейных *l* деформационных элементов

[шарниры складок (*b*), будинаж (*l*), борозды скольжения (*l*)] используется обозначение азимут погружения/угол погружения (например, 215/45 означает азимут погружения 215°, угол погружения 45°). В индексе жил V11, V12 первая цифра указывает относительное время деформационного события, вторая — систему структурных элементов, которому принадлежит жила. Например, в данном случае жилы связаны с первым этапом деформаций D1 и относятся к первой и второй системам, соответственно.

Минералого-геохимический состав пород и руд

Отбор проб для минералого-геохимических исследований производился из естественных обнажений, поверхностных и подземных горных выработок месторождения. Для минералогических и геохимических исследований были приготовлены аншлифы (81 шт.), шлифы (46 шт.) и эпоксидные шашки с зернами сульфидов (150 зерен в 15 пробах). Текстурно-структурные особенности руд изучены на оптическом микроскопе Carl Zeiss Axio M1 Zeiss Axio Imager M1 (Германия).

Качественный элементный и минеральный состав пород и руд (475 анализов, 65 образцов) изучен на электронном сканирующем микроскопе JSM-6480LV фирмы JEOL (Япония) с энергетическим дисперсионным спектрометром INCA Energy 350 фирмы Oxford Instruments Analytical (Великобритания) Oxford (условия съемки: напряжение 20 кВ, сила тока 1 нА, диаметр пучка 1 мкм) (аналитики С.К. Попова и Н.В. Христофорова, ИГАБМ СО РАН).

Полуколичественный анализ химического состава сульфидов (533 анализа, 52 образца) проведен по стандартной методике рентгеноспектральным методом (РСМА) на микроанализаторе Camebax-Micro фирмы Cameca (Франция) (аналитик Н.В. Христофорова, ИГАБМ СО РАН). Условия анализа следующие: ускоряющее напряжение 20 кВ; ток пучка 25 нА; время измерения 10 с; серия К для Fe, Co, Ni, Cu и S; серия М для Au и Pb; серия L для As и Sb; и спектрометр с дисперсией по длине волны (WDS) с кристаллами LiF, PET и TAP. Использовались следующие стандарты: FeS₂ для Fe и S, FeAsS для As, сплав Fe-Ni-Co для Co, Ni, сплав Au-Ag крупности для Au и Ag, CuSbS, для Sb и PbS для Рb. Пределы обнаружения 0.01%.

Для изучения внутреннего строения и идентификации фаз с высокой плотностью в зернах сульфидов использована рентгеновская компьютерная микротомография, которая, как неразрушающий метод, дает возможность 3D-визуализации распределения разных по плотности фаз в образце. Методика микротомографических исследований описана в работе (Kudrin et al., 2021).

Содержание Au и Ag определяли в порошковых мономинеральных пробах (18 шт.) и породах (8 шт.) методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией на спектрометре МГА-1000 фирмы "ЛЮМЭКС" (Россия) (аналитики Е.И. Михайлов, З.Д. Кычкина, С.Г. Самсонова, А.С. Васильева, ИГАБМ СО РАН). Нижний предел обнаружения золота составляет 0.02 г/т.

Минеральный состав гипергенной минерализации (46 образцов) изучали методом рентгенофазового анализа на дифрактометре D2 PHASER фирмы Bruker (Германия), съемка образцов проводилась на СиК α излучении, напряжении трубки 30 кВ и силе тока 10 мА в интервале 4,5–65° (2 θ°), использовали базу данных PDF-2 (аналитики Заякина Н.В., Васильева Т.И., ИГАБМ СО РАН).

Элементы-примеси пирита и арсенопирита из околорудных метасоматитов месторождения исследовали методом ЛА-ИСП-МС (68 анализов) с помощью лазерной абляционной системы LA UP-213 фирмы New Wave Research (США), сочлененной с квадрупольным масс-спектрометром Agilent 7700х фирмы Agilent Technologies (США) (аналитик Д.А. Артемьев, Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс) по методике, приведенной в (Kudrin et al., 2021).

Изотопно-геохимические и изотопногеохронологические исследования

Исследованы Re-Os изотопная система самородного золота, изотопный состав серы δ³⁴S сульфидов (16 анализов), кислорода δ^{18} О кварца (5 анализов) и благородных газов (⁴⁰Ar/³⁶Ar, ³He/⁴He, ²⁰Ne) в газово-жидких включениях в кварце (2 анализа). Методика изучения Re–Os изотопной системы самородного золота приводится в (Фридовский и др., 2021), изотопного состава серы $(\delta^{34}S)$ сульфидов, кислорода в кварце – в (Kudrin et al., 2021). Изотопный состав благородных газов (⁴⁰Ar/³⁶Ar, ³He/⁴He, ²⁰Ne) в газово-жидких включениях кварца определен в Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), следуя методикам, описанным в (Прасолов, 1990). Pb-Pb

2024

изотопные иссследования проведены в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, г. Москва) по методике, опубликованной в (Чернышев и др., 2007).

Анализ РТХ-параметров рудообразования

Микротермометрические исследования флюидных включений (ФВ) в 10 образцах осуществлены в ЦНИГРИ и СВКНИИ ДВО РАН по стандартной методике (Реддер, 1987). Валовый анализ химического состава флюидных включений выполнен в ЦНИГРИ по методике (Кряжев и др., 2006).

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Месторождение Хангалас расположено в центральной части Кулар-Нерского террейна Яно-Колымского орогенного пояса (см. фиг. 1). С северо-востока Кулар-Нерский террейн отделен Чаркы-Индигирским разломом от Полоусно-Дебинского террейна, а с юго-запада от Верхоянского складчато-надвигового пояса пассивной окраины Сибирского кратона – Адыча-Тарынским разломом. Структурный рисунок Кулар-Нерского террейна определяется линейными складками и разломами северо-западного простирания, сформированными в несколько этапов деформаций (Тектоника..., 2001; Fridovsky, 2018). Структурный фактор является ведущим в локализации орогенных золоторудных месторождений (Goldfarb et al., 2014; Fridovsky, 2018). Месторождения располагаются в транскоровых разломах и связанных с ними структурах второго/третьего порядка, являющихся путями транзита региональных флюидных потоков. Наиболее протяженными рудоконтролирующими разрывными нарушениями Хангаласского рудного узла (ХРУ) являются Хангаласский, Двойной и Гранитный. Они выражены зонами дробления, смятия, интенсивной трещиноватости, сульфидизации пород и серицит-карбонат-кварцевой минерализации (фиг. 2). В районе они представляют ветви Нерского (Чай-Юрьинского) разлома, который к юго-западу от ХРУ контролирует размещение известных золоторудных месторождений Верхне-Колымского сектора ЯКМП (Ветренское, Мой-Уруста, Чай-Юрьинское и др.). Хангаласский разлом имеет северо-западное простирание, он определяет размещение месторождения Хангалас, проявлений Ампир и Клич-Контрольное. Породы юго-западного

крыла разлома имеют преимущественно C3 простирание, а северо-восточного – от C3 до CB.

Основной пликативной структурой района месторождения Хангалас является Нерский (Нера-Омчугский) антиклинорий СЗ-простирания, сложенный в ядре верхнепермскими, а на крыльях нижнетриасовыми отложениями (см. фиг. 2). В ХРУ к замку этой структуры в основном приурочены известные месторождения (Хангалас, Нагорное) и рудопроявления (Двойное, Клич-Контрольное, Ампир).

На территории ХРУ развиты дислоцированные терригенные отложения верхней перми, нижнего и среднего триаса (см. фиг. 2). Верхнепермские (РЗ?) породы рудного узла по современной геохронологической шкале не расчленены, они слагают ядро Хангаласской антиклинали и представлены средней и верхней подсвитами рудовмещающей геоидской свиты (P₃gd) (Зарубин и др., 2013). Средняя подсвита (P_3gd_2) сложена буровато-серыми песчаниками с редкими включениями галек осадочных, изверженных и метаморфических пород и прослоями алевролитов и песчанистых алевролитов. Видимая мощность – 280-300 м. Верхняя подсвита (P_3gd_3) мощностью 450-500 м сложена плохо сортированными песчаниками и алевролитами со "следами" взмучивания, размыва, подводно-оползневыми текстурами. Встречаются линзовидные прослои и линзы песчаников и алевролитов с нечеткими границами, рассеянная галька осадочных, изверженных и метаморфизованных пород. Песчаники месторождения Хангалас отнесены к лититовым и аркозовым аренитам (Оксман и др., 2005).

Нижне-среднетриасовые отложения слагают крылья Хангаласской антиклинали. Они разделены на ампирскую, мекчергинскую и алачубукскую свиты (Зарубин и др., 2013). Ампирская свита (T_1 *ат*) залегает согласно на отложениях верхней перми, в низах сложена темно-серыми тонкослоистыми алевролитами со светло-серыми тонкими прослойками крупнозернистых и песчанистых алевролитов, в верхах - темно-серыми алевролитами с редкими прослоями песчаников, мощность – 680–750 м. Среднетриасовые отложения (T_2) расчленены на мекчергинскую свиту анизийского яруса и алачубукскую свиту ладинского яруса. Отложения мекчергинской свиты (T_2mk) в нижней части сложены переслаиванием пластов и пачек слоистых крупнозернистых песчанистых алевролитов и тонкослоистых мелкозернистых алевролитов, в верхней – разнозернистыми алевролитами с маломощными

прослоями алевритистых песчаников, мощность — 500—600 м. Алачубукская свита (T_2ac) сложена тонкослоистыми алевролитами и пластами песчаников, мощность — 850—950 м.

Магматическая деятельность ХРУ проявлена единичными позднеюрскими дайками от основного до кислого состава комплекса малых интрузий (Fridovsky et al., 2020) и позднемеловыми



Фиг. 2. Схема геологического строения Хангаласского рудного узла (а) и геологический разрез по линии А–Б (б). 1–6 – отложения: 1 – голоцен, 2 – миоцен-нижний плейстоцен; 3–4 – верхний триас: 3 – ладининский ярус, 4 – анизийский ярус; 5 – нижний триас; 6 – пермь; 7 – дайки основного и среднего состава: а – позднеюрский комплекс малых интрузий Ј₃п; 6 – позднемеловой хуламринский комплекс К₂ch; 8 – скрытые интрузии гранитоидов; 9 – разломы: а–б – главные: а – достоверные, б – скрытые под N–Q отложениями; в-г – второстепенные: в – достоверные, г – скрытые под N–Q отложениями; 10 – складки: а – антиклинали, б – синклинали; 11 – месторождения (а) и проявления (б) золота; 12 – рудные поля: І – Дук, II – Двойное, III – Хангаласское. Разломы: Гр – Гранитный, Х – Хангаласский, Дв – Двойной.

MCTODDIN

дайками хуламринского комплекса нормального и субшелочного рядов основного и среднего состава (Зарубин и др., 2013) (см. фиг. 2). К северо-западу от рудного узла вскрывается Ала-Чубукский массив порфировидных биотитовых гранитов. К-Ar возраст гранитов по ортоклазу порфировидных вкрапленников составляет 145 млн лет, по биотиту основной массы – 149 млн лет (Акимов, 2004). Эти датировки близки времени кристаллизации позднеюрско-раннемеловых гранитоидов и даек комплекса малых интрузий (151–143 млн лет, U–Pb, циркон, SHRIMPII (Фридовский и др., 2020, 2022; Fridovsky et al., 2020) и позднеюрских вулканитов и интрузивных пород среднего и кислого состава Тас-Кыстабытского пояса (151–148 млн лет. U–Pb. циркон (Прокопьев и др., 2008, 2018; Герцева и др., 2021)).

Металлогеническая специализация центральной части Яно-Колымского пояса определяется золоторудными месторождениями орогенного и связанного с интрузивами типов (Гамянин и др., 2018; Gorvachev, Pirajno, 2014; Vikent'eva et al., 2018). Титон-валанжинские изотопные (151–135 млн лет)⁴⁰Ar/³⁹Ar, K–Ar, Rb–Sr, Re–Os датировки минералов этих золоторудных месторождений (Мало-Тарынское, Базовское, Хангалас, Нагорное и др.) позволяют связывать их формирование с позднеорогенными процессами в Яно-Колымском поясе (Прокопьев и др., 2018; Фридовский и др., 2021). Наложенные готерив-верхнемеловые рудообразующие события ассоциируют с тектоническими и магматическими процессами в тылу Удско-Мургальской и Охотско-Чукотской вулкано-плутонических дуг (Горячев, 2005; Геодинамика, магматизм и ..., 2006; Бортников и др., 2010). Наряду с золоторудными, с этими событиями ассоциируют Au-Sb (Сарылах, Малтан, Ким, Взброс-2 и др.). W-Sn (Аляскитовое) и Мо-W (Беккем) месторождения и рудопроявления.

СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ

Структура месторождения Хангалас определяется линейными разломами и складками северо-западного простирания (Fridovsky et al., 2018; Kudrin, Fridovsky, 2020). Разломы имеют важнейшее значение в строении месторождения. Ведущим разрывным нарушением, контролирующим положение рудных зон месторождения, является Хангаласский разлом. Он имеет региональную СЗ-ориентировку. В крыльях разлома проявлены оперяющие структуры: зоны Зимняя в СВ крыле, Южная, Промежуточная и Центральная в ЮЗ крыле. Последние образуют систему сближенных нарушений, под разными углами сопрягающихся с Хангаласским разломом. По разлому устаналиваются разнонаправленные движения — ранние надвиговые и поздние левои правосдвиговые (Fridovsky et al., 2018).

Основной складчатой структурой месторождения является Хангаласская антиклиналь. В центральной части месторождения, в верховьях руч. Зимний, простирание антиклинали северо-западное. В СЗ части месторождения в правом борту руч. Узкий происходит изгиб ее осевой поверхности, простирание антиклинали меняется от северо-западного до субширотного и юго-западного, что связано с наложенными сдвиговыми деформациями. Здесь же происходит погружение шарнира складки к ЗЮЗ под углом до 28° и синхронное погружение рудоконтролирующих структур месторождения.

На месторождении проявлен селективный кливаж разлома. Региональный кливаж-1 ассоциирует с ранними складчато-надвиговыми деформациями, имеет СЗ простирание. На участках наложенных деформаций его ориентировка изменяется до ЗВ и СВ. Здесь же можно наблюдать развитие кливажа-2 СЗ простирания и СВ вергентности, вероятно, связанного с поздними сдвиговыми деформациями.

Оруденение на месторождении Хангалас локализуется в протяженных до 1400 м минерализованных зонах (Северная, Промежуточная, Центральная, Южная, Зимняя) мощностью до 70 м (см. фиг. 2, фиг. 3). Простирание рудных зон от северо-западного до субширотного, на отдельных отрезках до северо-восточного. Падение изменяется от юго-западного до южного и юго-восточного под углами от 30–50° до 70–80° (см. фиг. 3).

Руды месторождения Хангалас представлены двумя типами — известным ранее малосульфидным золото-кварцевым жильно-прожилковым и выделенным нами впервые золото-сульфидным вкрапленным (фиг. 4) (Kudrin et al., 2021). Жильно-прожилковое малосульфидное золото-кварцевое оруденение в зонах дробления с преимущественно "свободным" золотом представлено межпластовыми и секущими кварцевыми жилами мощностью 0.1—1 м, в раздувах до 5 м (фиг. 4а–б). Главными рудными минералами являются пирит и арсенопирит, менее распространены галенит, сфалерит и халькопирит, к акцессорным относятся аргентотеннантит, буланжерит, тетраэдрит, акантин, самородное золото. Их общее количество не превышает 1–3%. Распределение золота в жилах крайне неравномерное, содержание изменяется от первых до 400–500 г/т. Размеры выделений самородного золота достигают от долей до 3–4 мм по длинной оси (наиболее

распространены фракции 0.5–0.8 мм), пробность колеблется от 792 до 855‰, в среднем 824‰.

Вкрапленное золото-сульфидное оруденение с преимущественно "невидимым" золотом сопровождает жильно-прожилковые



Фиг. 3. Схема геологического строения (а), геологический разрез (б), стереограммы полюсов кварцевых жил (в–е) месторождения Хангалас (Fridovsky et al., 2018).

1–4 – отложения: 1 – голоценовые, 2 – нижнеплейстоценовые, 3 – нижнетриасовые, 4 – верхнепермские; 5 – скрытые гранитоидные интрузии; 6 – рудные зоны: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – ось Хангаласской антиклинали; 8 – элемены залегания слоистости.

Рудные зоны: С – Северная, П – Промежуточная, Ц – Центральная, Ю – Южная, З – Зимняя.

тела и минерализованные зоны дробления (см. фиг. 4в-г). Метасоматические изменения в околорудных терригенных породах имеют серицит-карбонат-кварцевый состав с пиритом и арсенопиритом и типичны для березитов. Метасоматический кварц формирует систему маломощных прожилков в призальбандовых частях рудных тел. Наряду с мономинеральными (кварцевыми), наблюдаются прожилки кварц-карбонатного и кварц-сульфидного состава. Серицит развивается в цементе пород, реже в межзерновом пространстве, в микротрещинах и в самих зернах кварца в виде агрегатов и отдельных чешуй размером первые микроны. Содержание сульфидов в метасоматитах достигает 1-3%, реже до 5%. Главными рудными минералами являются пирит и арсенопирит, редко в виде микровключений в них встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, Fe-герсдорфит, тетраэдрит, аргентотеннантит. Во внешних зонах метасоматитов преобладает пирит. Содержание

Аи в монофракциях пирита и арсенопирита колеблется от 0.76 до 39.3 и от 12.3 до 23.8 г/т соответственно, а в метасоматитах — от долей до 5.29 г/т, в среднем 0.81 г/т.

Жильно-прожилковые тела месторождения обычно залегают на контактах песчаников и алевролитов и образуют систему секущих прожилков в рудных зонах (см. фиг. 3, диаграммы). Статистический анализ залегания кварцевых жил и прожилков с рудной минерализацией позволил выделить на стереографических проекциях 4 разноориентированные системы. Жилы системы V11 имеют выдержанные параметры, залегают согласно вмещающим породам и межпластовым зонам дробления. К этой системе относятся главные жильные тела месторождения. Кварцевые жилы системы V12 согласны простиранию слоистости и рудных зон, но падают в противоположном направлении. Они развиты в пластах песчаников, характеризуются невыдержанной мощностью. Широко проявлены



Фиг. 4. Жильные (а-б) и прожилково-вкрапленные (в-г) рудные тела зоны Центральная месторождения Хангалас. а–б – кварцевая жила: а – канава 50, б – штрек 2, горизонт 920 м; в – прожилки кварца в песчанике, канава 50; г – прожилково-вкрапленная минерализация в околорудных метасоматитах висячего контакта кварцевой жилы, штрек 1, горизонт 920 м.

пологопадающие жилы системы V13 различного простирания. Система жил V14 ориентируется согласно плоскости σ3/σ1. На отдельных участках развития всех систем жил и прожилков формируются штокверки (см. фиг. 3, диаграммы). Субвертикальное положение пояса $\sigma 3/\sigma 1$ полюсов кварцевых жил на стереографических проекциях с учетом их морфологии показывает, что их формирование произошло во взбросо-надвиговом поле напряжений. Рассчитанные значения ориентировки тектонических полей напряжений следующие: $\sigma 1 - 4/74$, $\sigma 2 - 136/12$, $\sigma 3 - 232/20$. Подобные системы кварцево-жильной минерализации, связанные со взбросо-надвиговыми движениями относительно главных структур СЗ простирания установлены на многих золоторудных месторождениях Верхне-Индигирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса (месторождения Базовское, Талалах, Мало-Тарынское, Левобережное, Сана) (Fridovsky, 2000, 2018; Фридовский и др., 2012, 2013, 2015; 2017). Отмеченное позволяет связывать формирование золотоносных кварцевых жил и прожилков региона со складчато-надвиговыми деформациями этапа D1.

Пространственное положение кварцевых жил и прожилков тесно связано с залеганием пород в пределах минерализованных зон дробления (см. фиг. 3, диаграммы). Это устанавливается при построении стереографических проекций для участков месторождения, характеризующихся различным простиранием. На участках с СЗ простиранием минерализованных зон дробления и пород устанавливается СВ ориентировка $\sigma 3/\sigma 1$, на субширотных интервалах – СЮ положение $\sigma 3/\sigma 1$ (см. фиг. 3, диаграммы).

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД

Разнообразие текстур руд месторождения Хангалас обусловлено особенностями структурно-динамических условий и флюидного режима его формирования. Выделяются текстуры замещения, выполнения (брекчирования и пересечения) и выщелачивания (регенерации). Обычно наблюдается сочетание близких по генезису текстур в рудных телах, даже в пределах одного образца.

Наиболее распространенными текстурами жильных руд являются текстуры замещения и выполнения – полосчатые, полосчатые с комбинацией прожилковых, комбинации брекчиевидных и полосчатых (фиг. 5а) и прожилковые (фиг. 56). Полосчатые текстуры характерны для согласных и субсогласных жил, чаще развиваются в эндоконтактах крупных жил зон Центральная и Южная. Широко проявлены текстуры брекчирования (см. фиг. 5в), часто обусловлены обломками раннего кварца-2, сцементированными поздним халцедоновидным кварцем-4 (см. фиг. 5в). Нередко можно наблюдать полосчато-гнездовые, пятнисто-вкрапленные (инъекционно-вкрапленные), пятнисто-инъецированные, инъекционно-прожилковые текстуры и текстуры "ложного" пересечения, образованные деформированными обломками вмещающих пород, сцементированных кварцем-2.

Несмотря на многообразие различных типов текстур, преобладающими являются массивные. Они, как правило, развиваются в центральных частях крупных жил или занимают весь объем мелких жил и представлены крупнозернистым молочно-белым кварцем второй генерации, часто с налетами окислов железа. Внутри массивных мощных жил часто образуются полости, с крупнокристаллическими выделениями кварца, образующими друзовую текстуру.

В околорудных метасоматитах преобладают вкрапленные текстуры (см. фиг. 5г) с включениями пирита-3 и арсенопирита-1. Можно наблюдать также полосчато-вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры, сформированные за счет послойного расположения агрегатов тонкозернистого осадочного пирита-1, прожилков и вкраплений метаморфогенного пирита-2. Часто проявлены сетчатые и ориентированно-прожилковые текстуры (см. фиг. 5д), характерны комбинации прожилковых и вкрапленных текстур (см. фиг. 5д-е).

Для гипергенных образований месторождения характерны пористые, землистые, брекчиевидные и прожилковые текстуры.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Минеральный состав руд типичен для орогенного типа месторождений золота (Groves et al., 1998; Горячев и др., 2008; Гамянин и др., 2018; и др.). Главные нерудные минералы – кварц (85–95%), карбонаты (5–15%). Содержание рудных минералов до 1–3% (реже до 5%), они представлены, главным образом, (до 95–99%) пиритом и арсенопиритом, реже галенитом, сфалеритом, халькопиритом, самородным золотом, Fe-герсдорфитом, тетраэдритом, аргентотеннантитом. Гипергенные минералы – сульфаты, фосфаты, арсенаты и гидрооксиды.

Жильные минералы

Кварц — главный жильный минерал месторождения (фиг. 6). Кварц первой генерации (Qz1) — ранний метасоматический кварц, образует систему маломощных прожилков в призальбандовых частях рудных тел, формирует гипидиоморфнометазернистые, часто гребенчатые структуры, с многочисленными реликтами углистого вещества. Молочно-белый кварц второй генерации (Qz2) слагает крупные и средние кварцевые жилы с массивной, полосчатой и брекчевидной текстурой, представлен разнозернистыми агрегатами, обычно аллотриоморфнобластической, реже — гребенчатой, друзовидной структуры. Полосчатые текстуры формируются



Фиг. 5. Текстуры жильных (а–в), вкрапленных (прожилково-вкрапленных) (г–е) руд.

а – комбинация брекчиевидной и полосчатой текстур, обусловлена цементацией обломков молочно-белого кварца-2 (Qz2) халцедоновидным темно-серым кварцем-4 (Qz4) и чередованием их полос и цепочек рудных минералов вдоль полос пелитового материала; б – прожилковая текстура, сформирована прожилками серого халцедоновидного кварца-4 (Qz4) в молочно-белом кварце-2 (Qz2); в – брекчии с обломками кварца-2 (Qz2), сцементированными кварцем-4 (Qz4); г – песчаники с вкраплениями пирита-3 (Py3) и арсенопирита-1 (Apy1); д – ориентированно-прожилковые текстуры метасоматитов с вкраплениями пирита-3 (Py3) и арсенопирита-1 (Apy1); е – песчаник с прожилками кварца-2 (Qz2) и вкраплениями пирита-3 (Py3) и арсенопирита-1 (Apy1). за счет маломощных, до нитевидных прослоев – реликтов вмещающих пород и углистого вещества. Мелкие обломки вмещающих пород встречаются по всему объему рудных тел. Кварц-2 подвержен многократным деформациям. На макроуровне результатом таких процессов являются кварцевые брекчии, сцементированные поздним Qz3-карбонатным агрегатом и халцедоновидным Qz4.

Карбонаты являются сквозными минералами, но в пределах месторождения проявлены весьма ограниченно. Встречаются в основном на флангах месторождения в метаморфогенных хлорит-карбонат-кварцевых жилах и представлены анкеритом и кальцитом. Доломит, реже сидерит развиваются в цементе осадочных пород и в метасоматитах.

Серицит — широко распространенный минерал вмещающих толщ, развивается в цементе осадочных толщ. Реже встречается в виде агрегатов и отдельных чешуй размером первые микроны в кварце рудных жил (см. фиг. 6в).

Рудные минералы

Пирит — наиболее широко распространенный минерал. Выделяется четыре генерации пирита. Диагенетический пирит-1 (Py1), размером от 10 до 100 мкм фрамбоидальной морфологии сформировался при осалконакоплении и диагенезе. Фрамбоиды образованы агрегатами микрокристаллов пирита-1, иногда имеют зональную структуру и образуют рассеянную или послойную вкрапленность. Пирит-2 (Ру2) метаморфогенный неравномернозернистый кубический формирует рассеянную вкрапленность и заполняет микротрещины в осадочных породах. Размер кристаллов колеблется от 5-150 мкм до 1-3 мм. Пирит-3 (РуЗ) встречается в околорудных метасоматитах и является наравне с арсенопиритом-1 одним из главных минералов вкрапленного типа оруденения. Характерны сростки, мелкие агрегаты и прожилки мощностью до первых миллиметров, а также усложнение кубических форм до пентагондодекаэдра (фиг. 7а). Размер кристаллов от долей до 1–1.5 мм, реже до 2-3 мм. Пирит-4 (Ру4) – один из главных минералов жильно-прожилкового типа рудных тел (см. фиг. 7л, м). Пирит-4 кристаллизовался одновременно с кварцем Oz2 и наблюдается в виде рассеянных мелких идиоморфных зерен и агрегатов размером до 0.5-1 см, иногда до 1-2 см и реже в форме прожилковидных скоплений вдоль реликтов алевролитов в кварце.



Фиг. 6. Микрофотографии кварца.

а – микротекстуры дробления и цементации кварца-2 (Qz2); б – поликристалличность с изрезанными лапчатыми контурами индивидов и проявление сутурных границ кварца-2 (Qz2); в – серицит, приуроченный к зальбанду прожилков кварца-1 (Qz1); г – прожилки кварца-3 (Qz3), рассекающие кварц-2 (Qz2); д – поздний халцедоновидный кварц-4 (Qz4), цементирующий обломки кварца-2 (Qz2). Арсенопирит встречается в зонах околорудных метасоматитов (Apy1) и в рудных жилах (Apy2). В метасоматитах Apy1 проявлен в виде срост-ков, мелких агрегатов, отдельных короткопризматических и псевдопирамидальных кристаллов (см. фиг. 76–г, е). В Apy1 так же, как и в пирите,

отмечаются микровключения поздних минералов (см. фиг. 7е). Рентгеновская компьютерная 3D-микротомография зерен арсенопирита Ару1 и пирита Ру3 из двух образцов месторождения Хангалас (всего 31 зерно) показала, что зерна сульфидов состоят из рентгеноконтрастных



Фиг. 7. Фотографии (а, б, к, л), микрофотографии в обратно-рассеянных электронах (в–е, м) вкрапленных и жильных руд и трехмерная визуализация зерен Ру3 и Ару1 (ж-и).

а – вкрапления метасоматического пирита-3 (РуЗ) в песчанике; б – прожилково-вкрапленная карбонат-кварц-пирит-3-арсенопирит-1 минерализация; в – сдвойникованные кристаллы арсенопирита-1 (Apy1); г – сростки пирита-1 (Py1), пирита-3 (Py3) и арсенопирита-1 (Apy1) с включениями галенита (Gn); д – включения галенита (Gn), халькопирита (Сср) и сфалерита (Sp) в пирите-3 (Py3); е – вкрапления золота (Au) и галенита (Gn) в пирите-3 (Py3) и арсенопирите-1 (Apy1); ж – зерна арсенопирита-1 (Apy1) и распределение в них плотных минералов (галенит, золото); з – арсенопирит-1 (Apy1) без включений рентгеноконтрастных (плотных) фаз; и – распределение плотных фаз (галенит, золото) в агрегате пирита-3 (Ру3); к – гнездообразные скопления и отдельные идиоморфные кристаллы арсенопирита-2 (Apy2) в кварце (Qz); л – идиоморфные зерна пирита-4 (Ру4) в кварце (Qz); м – сростки пирита-4 (Ру4) и арсенопирита-2 (Apy2) с вкраплениями галенита (Gn) в кварце (Qz). Аббревиатура по Warr L.N. (2021). фаз (см. фиг. 7ж, и). Плотные минералы имеют светлые тона до белого, изометричную, субизометричную и уплощенную форму размерами до 10-15 мкм в Ару1 (см. фиг. 7ж) и от первых мкм до 30-40 мкм в РуЗ (см. фиг. 7и). Установлено линейно-плоскостное распределение плотных фаз (или агрегатов), вероятно, приуроченное к дефектам и зонам роста кристаллов. Вместе с тем отмечены однородные зерна арсенопирита, не включающие рентгеноконтрастные фазы (см. фиг. 73). Из установленных на месторождении более плотных, чем пирит и арсенопирит, минералов встречаются самородное золото и галенит. Только в одном зерне (обр. X-4–17) между кристаллами арсенопирита Apv1 и пирита Pv3 обнаружено самородное золото размером около 10 мкм пробностью 827‰ (см. фиг. 7е), а галенит встречается часто. Арсенопирит-2 (Ару2) является главным минералом жильно-прожилкового типа рудных тел (см. фиг. 7к, м). Арсенопирит-2 кристаллизовался одновременно с Oz2 и наблюдается в виде ксеноморфных кристаллов размером от долей до 1-2 мм по длинной оси и гнезд размером до 1-2 см, реже до 3-5 см, а также прожилковидных скоплений вдоль углистых прослоев в кварце.

Fe-герсдорфит встречается в виде хорошо сформированных кристаллов размером от долей до 4–5 мм в метасоматитах по песчаникам в шахтном стволе № 2, на глубине около 30 м. Однозначных временных взаимоотношений Fe-гердсдорфита с другими минералами не обнаружено, так же как и на месторождении Нагорное, где этот минерал описан Г.Ю. Акимовым (2000).

Самородное золото вместе с галенитом, халькопиритом и сфалеритом заполняет пустоты в кварце и трещины в пирите-4 и арсенопирите-2, а также формирует микровкрапленность в них (см. фиг. 8а–в). Размер золотин колеблется от долей до 3–4 мм по длинной оси (наиболее распространены фракции 0.5–0.8 мм), распределение крайне неравномерное. Самородное золото имеет выдержанный химический состав, постоянным примесным элементом является серебро, что и определяет пробность золота, которая колеблется от 792 до 855‰, в среднем 824‰ (табл. 1). Остальные элементы-примеси Sb, As, Hg, Pb, S, Cu, Fe, Zn, Ві суммарно составляют до 1.5‰, в среднем 0.43‰.

Халькопирит на месторождении представлен одной генерацией. Развивается совместно со сфалеритом, реже с галенитом и золотом в трещинах и интерстициях в кварцевых жилах (см. фиг. 8б), реже сульфидах из метасоматитов в ассоциации с галенитом и сфалеритом (см. фиг. 7д). Халькопирит часто образует тонкую вкрапленность в сфалерите размерами от первых микрон до десятков.



Фиг. 8. Минеральный состав руд жильного типа (а–в) и морфология самородного золота (г). а – полосчатый кварц (Qz) с включениями самородного золота (Au), галенита (Gn), сфалерита (Sp) и арсенопирита (Apy2); б–в – срастание золота (Au), галенита (Gn), сфалерита (Sp) и халькопирита (Сср) и ангедрального арсенопирита-2 (Apy2); б – отраженный свет; в – обратно-рассеянные электроны.

	Пробность,%	Au	Ag	Sb	As	Hg	Pb	S	Cu	Fe	Zn	Bi
Минимум	792	75.86	14.8	0.001	0	0.019	0.004	0.002	0.003	0.001	0.001	0.017
Максимум	855	87.08	20.7	0.057	0.12	0.427	0.297	0.128	0.052	0.082	0.106	0.079
Среднее	824	81.16	17.30	0.02	0.05	0.17	0.08	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04

Таблица 1. Состав самородного Аи месторождения Хангалас, по данным РСМА (*n*=93), мас.%

Сфалерит встречается совместно с галенитом, самородным золотом и халькопиритом в кварцевых жилах (фиг. 8а) и метасоматитах (см. фиг. 7д). Характерны вкрапления размером от сотых долей мм до 1–2 мм. Главный примесный элемент Fe, его содержание от 5.34 до 5.48%.

Поздние минералы представлены блеклыми рудами (аргентотеннантит, буланжерит, тетраэдрит) и акантитом. Они спорадически встречаются в виде микровключений в пирите и арсенопирите жил и метасоматитов.

Гипергенные минералы

На месторождении Хангалас широко проявлены гипергенные минералы (Нестеров, 1970; Кудрин и др., 2018, 2019; Заякина и др., 2020; Zayakina et al., 2020; Kudrin et al., 2020₂, 2023). Зона гипергенеза имеет площадной характер на поверхности и линейный на глубину до 50–70 м, реже до 100 м. Агрегаты гипергенных минералов развиваются в виде тонких корок, налетов или включений и прожилков в породах и рудах месторождения. Установлено, что вторичные минералы относятся в основном к классам сульфатов (гипс, реже ярозит, мангазеит (вторая находка

в Якутии и в мире), амарантит, мета-алюминит, мета-алуноген, тамаругит, пиккерингит), арсенатов (скородит, редко канькит и буковскиит) и гидрооксидов Fe (гетит) (Кудрин и др., 2018). Кроме того, обнаружены неизвестные минералы: водный сульфат Fe – Fe(SO₄)(OH)·2H₂O (Kudrin et al., 2020₂) и водный сульфат-арсенат-фосфат Fe и Al (Заякина и др., 2020; Zayakina et al., 2020).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРИТА И АРСЕНОПИРИТА

Пирит-3 и арсенопирит-1 имеют нестехиометрический состав: Fe/(S+As) (Py3: 0.47–0.52; Apy1: 0.47–0.50) (Kudrin et al., 2021) (фиг. 9) и широкий спектр элементов-примесей. В составе пирита-3 отмечается дефицит S, арсенопирита-1 – избыток S и недостаток As. По данным РСМА и ЛА-ИСП-МС, в составе пирита-3 и арсенопирита-1 установлено до 40 элементов-примесей. Можно предположить, что часть их (Si, Mg, Ti, Al, Mn, Ge) связаны с нановключениями минералов, захваченных в период роста кристаллов. Остальные, возможно, химически связанные примеси – металлы (Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Cd,



Фиг. 9. Содержание микроэлементов в пирите-3 и арсенопирите-1, по данным ЛА-ИСП-МС анализа. 1 – пирит-3; 2 – арсенопирит-1. Границы прямоугольника – первый и третий квартили, нижняя граница линии показывает минимальное значение, верхняя – максимальное, точка – медиана.

Tl, Au, Ag, Pt) и металлоиды (As, Sb, Se, Bi, Te), содержатся в количестве от 0.03 до 3.27 мас.% в пирите-3 и от 0.04 до 0.87 мас.% в арсенопирите-1. Для всех примесей характерен высокий коэффициент вариации и неоднородность распределения в объеме кристаллов пирита-3 и арсенопирита-1 (см. фиг. 9).

Типоморфные элементы-примеси пирита-3 – As, Co, Ni, Cu, Pb и Sb (Kudrin et al., 2021, Fridovsky et al., 2023). Основной примесью является As, доля которого составляет от 30 до 95% от всего объема примесей. Содержание As в золотоносном пирите-3 от 0.31 до 3.19 мас.%. Наиболее значимыми и постоянно присутствующими в пирите-3 являются примеси Co и Ni (0.02–0.35 мас.%). Состав пирита-3: Fe_{0.98–1.08}Ni_{0.0–0.01}Co_{0.0–0.01}S_{1.95–2.00}As_{0.01–0.05}. Арсенопирит-1 содержит примеси Co, Ni, Cu и Sb в количестве от 0.08 до 0.39 мас.%. Состав Ару1 – Fe_{0.93–1.04}As_{0.86–1.01}S_{0.99–1.14}.

Данные атомно-абсорбционного анализа околорудных метасоматитов и вкрапленных сульфидов показали среднее содержание Au в Py3–12.5 г/т (от 0.8 до 39.3 г/т Au) и Apy1–17.5 г/т (от 12.3 до 23.8 г/т Au). Сходные величины установлены на месторождениях Бадран, Мало-Тарынское, Вьюн, Шумное западной части ЯКМП (Fridovsky et al., 2023).

ВОЗРАСТ, ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ (O, S, RE, OS, PB, AR, HE) МИНЕРАЛОВ, РТХ-УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Re–Os систематика самородного золота и возраст оруденения

Изучение Re-Os изотопной системы самородного золота из кварца месторождения Хангалас показало изменение концентрации рения от 0.439 до 1.862 мг/т, осмия – от 0.205 до 1.443 мг/т, однородные величины изотопного отношения ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os – от 0.2212 до 0.2338 и ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os – от 2.329 до 24.883 (Фридовский и др., 2021). Установлен Re–Os изотопный возраст самородного золота из кварцевой жилы (около 137 млн) месторождения Хангалас. Начальные отношения изотопов осмия ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os самородного золота месторождения указывают на существенную долю нерадиогенной компоненты, которая может ассоциировать с мантийными источниками (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os для модельной верхней примитивной мантии 0.1296) (Meisel и др., 1996).

Изотопный состава кислорода $\delta^{18}O$ кварца

Изотопный состав кислорода δ^{18} О кварца месторождения Хангалас изменяется в диапазоне значений от +15.2 до +16.1‰. Близкие значения величины δ^{18} О кварца получены ранее для ОЗМ Адыча-Тарынской зоны (от +14.2 до 19.5‰, Гамянин и др., 2018), Нежданинского золоторудного месторождения (от +14.8 до +16.6‰, Бортников и др., 2007). Они значительно тяжелее, чем для Наталкинского месторождения (от +11.2 до +14.1‰, Горячев и др., 2008).

Изотопный состав кислорода во флюиде

Величины $\delta^{18}O_{H2O}$ флюида, участвовавшего в образовании кварца продуктивного этапа, рассчитанные по уравнению 10001nα=3.38(10⁶T⁻²)-3.40 для 200-500 °C (Clayton et al., 1972) с учетом температур гомогенизации первичных флюидных включений в кварце (330-280 °C) и установленных величин $\delta^{18}O_{siO2}$ составляют от +8.4 до +9.2%. Г.Н. Гамяниным и др. (2018) для золото-кварцевых месторождений Верхне-Индигирского сектора ЯКМП получены близкие значения $\delta^{18}O_{H2O}$ +7.3...+12.3% (300 °C). Несколько меньшие значения $\delta^{18}O_{H_{2O}}$ определены для рудообразующего флюида ранней ассоциации месторождения Наталка +6.3 и +8.8% (350 °C, Горячев и др., 2008).

Изотопный состав серы $\delta^{34}S$ сульфидов

Изотопный состав серы пирита и арсенопирита месторождения Хангалас характеризуется узким интервалом вариаций отрицательных значений δ^{34} S от -2.1 до -0.6‰ (Kudrin et al., 2021). Пирит-3 из метасоматитов имеет величины δ^{34} S от -1.9 до -0.6% (*n*=8), арсенопирит-1 – от -2.1 до -1.1‰ (*n*=4). В кварцевых жилах для Ру4 получены значения от -1.3 до -0.9% (n=3), для Apv2 –2.0‰ (*n*=1). Схожий изотопный состав серы арсенопирита и пирита рудных жил и вкрапленной минерализации может свидетельствовать об их формировании в ходе единого гидротермального события. Полученные величины попадают в диапазон, установленный для сульфидов из золото-кварцевых жил ЯКМП (δ³⁴S от -6.6 до +5.4‰) (Гамянин и др., 2018; Тюкова, Ворошин, 2008).

Изотопный состав Pb в галените

Изотопные отношения свинца в галените из золото-кварцевой жилы (образец X-45–14) составляют: ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.0214, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.5356, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.2216. Эти результаты близки к данным изотопного состава свинца, полученным

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 №

№ 5 2024

ранее для арсенопирита месторождения Хангалас (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.013, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.519, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 38.168 (Гамянин и др., 2003).

Изотопный состав благородных газов в газовожидких включениях в кварце

Изучение изотопии благородных газов (40 Ar/ 36 Ar, 3 He/ 4 He, 20 Ne) в газово-жидких включениях кварца из жилы зоны Центральная (образец X-45–14) показало, что доля атмосферного (воздушного) аргона Ar_a/Ar составляет 90.3–90.8%. Величина 40 Ar/ 36 Ar=325.5–327.5, что несколько выше, чем атмосферное значение (295.5), но значительно ниже, чем мантийное (\geq 40000) и коровое (\geq 45000) значения (Gao et al., 2021). Доля мантийного гелия He_m/He незначительная и составляет 3.1–3.3%, отношение 3 He/ 4 He=0.395–0.416·10⁻⁶, что меньше мантийного (6–9·10⁻⁶), но больше, чем в земной коре (0.01–0.05·10⁻⁶) и близко к атмосферному (1.4·10⁻⁶).

Температура, давление и состав рудообразующего флюида

Во всех изученных образцах кварца обнаружены однотипные углекислотно-водные включения (тип LC), содержащие водно-солевой раствор и около 35 об.% углекислоты (фиг. 10). По отношению к кварцу-3 включения являются первичными. Они находятся в виде объемных изолированных кластеров преимущественно в центральных зонах кристаллов. В кварце-2 включения приурочены к залеченным трещинам и определяются как вторичные. Результаты микротермометрических анализов представлены в табл. 2. Температура плавления углекислоты во включениях понижена до -58 ± 0.5 °C, что свидетельствует о присутствии в ней примеси метана. Гомогенизация CO₂ происходит в газовую фазу вблизи критической точки при +22...+24 °C. Согласно диаграмме состояния системы CO₂+CH₄ (Thiery et al., 1994), мольная доля CH₄ в CO₂ составляет около 0.08, мольный объем смеси газов – около 80 см³/моль. Расчетное содержание газов во флюиде – 10–12 моль.%.

При замораживании во включениях образуется газогидрат, который разлагается при 7.5-8.6 °С. Для чистой системы СО₂-H₂O-NaCl данная температура соответствует солености 4-5 мас.%-экв. NaCl (Darling, 1991). Поскольку примесь СН₄ смещает точку разложения газогидрата в область более высоких температур (и меньшей солености), значение 4 мас.%-экв. NaCl следует принять как минимально возможное. Температура плавления последнего кристаллика льда во включениях варьирует от -3.7 до -5.0 °C, что для системы H₂O-NaCl соответствует солености 6-8 мас.%-экв. NaCl (Bodnar and Vityk, 1994). Поскольку плавление льда происходит в присутствии газогидрата (в который вошла значительная часть воды), значение 6 мас.%-экв. NaCl следует принять как максимально возможное. Таким образом, соленость растворов можно оценить значением 5±1 мас.%-экв. NaCl.

Результаты валовых анализов, выполненных с целью определения солевого и микропримесного состава флюидов, приведены в табл. 3. Сравнение результатов, полученных по образцам, отобранным из рудных тел и содержащим описанные выше включения (X-7–14, X-44–14,



Фиг. 10. Типы флюидных включений в кварце месторождения Хангалас. Типы включений: LC – углекислотно-водные, C – существенно углекислотные. Фазы: H₂O – водно-солевой раствор, CO₂ – углекислота жидкая (ж) и газообразная (г). Масштабная линейка 10 мкм.

П	Температуры фазовых переходов, °С								
Номер образца	тип ФВ	Т _{пл} льда	$T_{\rm n \pi}$ ΓΓ	$T_{\text{пл}} \operatorname{CO}_2$	$T_{\text{гом}} \text{CO}_2$	Т _{гом}			
	LC	-3.7	8.0	-5858.5	22—24к	315330			
X-45–14	С	_	_	-5858.5	24—25ж	-			
	L*	-4.5	_	-	-	275			
	L*	-3.7	_	-	-	220			
NE 22 10	LC	-4.2	_	-57.757.3	24.223.2г	323325			
XI-22-19	LC	-5.0	_	-57.356.8	23.822.1г	293			
ХГ-1-19	LC	_	_	-57.859.7	22.519.3г	282323			
X-5-14	LC	-3.8	8.0	-58	2324 ж	310315			
X-12-19	LC	-5.3	8.6	-57.956.8	23.724.1г	304312			
	LC	_	7.58.0	-57.558	2324г	280310			
	L	-4.23.7	_	-	_	187215			
V 7 14	LC	-4.0	_	-58.5	2223 г	275295			
X-/-14	L	-4.84.0	_	_	-	260264			
ХГ-23-19	L	-5.0	_	_	_	200236			
V 14 10	L	-3.2	_	-	-	220226			
X-14-19	L	-4.0	_	_	-	200190			

Таблица 2. Параметры флюидных включений в кварце

Примечание. Тип ФВ: LC – углекислотно-водные, С – углекислотные, L – газово-жидкие без признаков CO₂ и CH₄. Измеренные температуры: T_{nn} льда – плавления последнего кристаллика льда, T_{nn} ГГ – полного разложения газогидрата, T_{nn} CO₂– плавления углекислоты, T_{rom} CO₂– гомогенизации углекислоты в газовую (г), жидкую (ж) или критическую (к) фазу, T_{rom} – полной гомогенизации включений в жидкую фазу (путем растворения углекислоты в воде). В каждой группе проанализировано не менее 3–5 индивидуальных включений; * – единичные значения, ФВ на границе с самородным золотом.

X-45–14), с образцом, отобранным за пределами рудных зон (Хпр1-4–14), показало следующее. Вместе с главными компонентами флюида (H_2O , CO_2 , CH_4 , Na, Ca, K, Mg) из включений извлекаются только As, Sb, Cu и Pb. Остальные элементы, очевидно, поступают в вытяжку из матрицы (кварца). Хлор-ион и сульфат в вытяжках не обнаружены, что указывает на преимущественно гидрокарбонатно-натриевый состав растворов во включениях.

Гомогенизация углекислотно-водных включений происходит в жидкую фазу (путем растворения газов в воде) в интервале 330-280 °C. Данный интервал можно принять в качестве температур минералообразования (Калюжный, 1982; Реддер, 1987). В образце X-45–14 в ассоциации с углекислотно-водными включениями присутствуют существенно углекислотные (тип C, фиг. 10). Последние содержат 5–10 об.% воды и углекислоту с примесью метана ($T_{пл}$ –58...–58.5 °C). Углекислота гомогенизируется в жидкую фазу при 24–25 °С. Согласно диаграмме состояния системы CO_2+CH_4 (Thiery et al., 1994), мольный объем смеси газов составляет 78 см³/моль.

Ассоциация углекислотно-водных и углекислотных включений свидетельствует о гетерогенном состоянии рудообразующих флюидов (кипении). Для таких систем можно с максимально возможной точностью определить флюидное давление (Калюжный, 1982), которое в рассматриваемом случае при температурах 315–330 °C составляет 820–850 бар (Bakker, 2003).

Кроме перечисленных типов ФВ в кварце присутствуют также газово-жидкие включения типа L, в которых газовая фаза занимает до 20% объема. Криометрией признаков присутствия в ней CO_2 и других газов не установлено. Отмечены единичные случаи совместного нахождения ФВ L-типа и LC-типов. Флюидные включения L-типа достигают гомогенизации в диапазоне 180–275 °C. Последний кристаллик льда плавится при температуре от -5 до -3 °C, что соответствует солености

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 № 5

2024

Проба	Хпр1-4-14	X-7–14	X-44–14	X-45–14				
Главные компоненты	Содержание, мг/кг кварца							
H ₂ O	445	1127	1233	1787				
CO ₂	77.8	241.4	176.0	170.3				
CH ₄	0.4	0.9	0.7	0.8				
Cl-	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05				
SO ₄ =	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1				
Na	2.08	3.13	3.60	4.83				
K	0.13	0.16	0.31	0.29				
Ca	0.18	0.58	1.09	0.67				
Mg	0.02	0.14	0.07	0.06				
Примеси	Содержание, мкг/кг кварца							
As	9.4	61.4	76.1	17.4				
Sb	3.5	7.2	7.3	11.7				
Cu	4.7	13.3	19.6	27.4				
Pb	0.7	4.2	9.3	1.8				
В	418	126	683	186				
Rb	2.4	3.6	1.7	1.2				
Cs	1.2	1.7	1.0	0.9				
Li	22.5	4.7	0.2	2.3				
Sr	1.5	1.1	1.0	3.0				
Ba	0.5	2.2	0.5	0.5				

Таблица 3. Результаты валового анализа включений в кварце

7.9–5.0 мас.%-экв. NaCl и близко к расчетным показателям солености растворов во ФВ LC-типа.

Если предположить, что ФВ типа L были захвачены в конце золото-сульфидно-кварцевой стадии минералообразования (на что могут указывать температуры плавления льда) при давлении около 800 бар, поправка на давление составит 70 °С (Реддер, 1987). В этом случае включения типа L могли быть захвачены в диапазоне 300–250 °С после полной дегазации рудообразующих флюидов. В то же время не исключено, что включения L-типа были захвачены в позднюю серебро-кварцевую стадию, формирование которой происходило при относительно низких давления и температурах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ деформационных элементов, исследования вещественного и химического состава руд и изотопного состава (O, S, Os, Pb, Ar, He) жильных и рудных минералов, а также PTX-параметров рудообразующих флюидов позволили выяснить структурные условия локализации оруденения, последовательность и флюидный режим минералообразования, источники гидротермальных флюидов, понять специфику рудообразующих систем месторождения Хангалас и их связь с геодинамическим развитием орогенных поясов восточной окраины Сибирского кратона.

Результаты структурного анализа

Выделено несколько разновозрастных деформационных парагенезисов, проявленных на месторождении Хангалас (Fridovsky et al., 2020) и на других орогенных золоторудных месторождениях Индигирского сектора ЯКМП (Фридовский и др., 2003, 2012, 2013, 2017) (табл. 4). Первый деформационный парагенезис этапа D1 включает сжатые до изоклинальных складки F1, надвиги/взбросы и региональный кливаж разлома северо-запалного простирания. Этап D1 характеризуется горизонтальным СВ положением о3 и вертикальным σ 1 (Fridovsky et al., 2018, 2020). В том же тектоническом поле напряжений при юго-западном транспорте пород в валанжинское время происходит активизация разломов и развитие орогенных рудообразующих систем. Рудолокализующими являются секущие минерализованные зоны дробления и межслоевые срывы с жильной золото-кварцевой минерализацией.

Структурно-кинематический анализ золото-кварцевых жил показал, что они формировались в региональном взбросо-надвиговом поле напряжений (оз – 210–232/8–22 и

22–55/4–20; $\sigma 1 - 4-75/70-88$ и 98–188/70–72; $\sigma 2 - 134-142/6-12$ и 310–315/6–10). С учетом критериев, предложенных (Fossen et al., 2019), деформации D1 можно отнести к прогрессивным, сформированным в ходе единого непрерывного тектонического режима при фронтальной аккреции-коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с восточной окраиной Сибирского кратона. Сходные тектонические условия характерны для золоторудных месторождений Мало-Тарынское, Бадран, Базовское, Зона Левобережная, Сана Адыча-Тарынской зон (Фридовский и др., 2012, 2013, 2015, 2017; Третьяков, 2006; Fridovsky, 2018; Fridovsky et el., 2018).

Послерудные деформации представлены сдвигами – вначале лево-, а затем правосторонними. Левосдвиговые движения этапа D2 вдоль C3 разломов происходили при доминирующем 3В направлении оси сжатия (σ 3–77–98/10–18) и горизонтальном СЮ положении оси растяжения (σ 1–175–190/10–12), вызванными изменившимися направлениями движения Колымо-Омолонского микроконтинента и субдукции Удско-Мургальской дуги. К этому парагенезису

Гаолица 4. Этапы деформации и ассоциирующая минерализация Хангаласского рудного узл	Таблица	Этапы деформаций и ассоциирующая мин	ерализация Хангаласского рудного узл
--------------------------------------------------------------------------------------------	---------	--------------------------------------	--------------------------------------

Vanaumanuanuua	Деформационные этапы						
характеристика	D1, прогрессив	ный	D2	D3			
Кинематика главных разломов северо- западного простирания	Взбросо-надвиговая		Левосдвиговая	Правосдвиговая			
Структурный парагенезис	Межслоевые срывы, внутрипластовые рампы, надвиги и взбросы, сжатые и изоклинальные СЗ складки с горизонтальными шарнирами F1, кливаж разлома, борозды скольжения по падению пород, будинаж	Активизация надвигов/ взбросов, межслоевые срывы, орогенное золотое оруденение	Левосторонние сдвиги, СВ и СЮ складки F2 с умеренно крутыми и крутыми шарнирами, горизонтальные и пологие борозды скольжения, кливаж разлома, минерализации не установлена	Правосторонние сдвиги, складки близширотного простирания, горизонтальные борозды скольжения, вероятно, Au—Ag-кварцевая минерализация			
Ориентировка плоскости σ3/σ1 и оси сжатия σ3	Близвертикальная σ3/σ1, северо-восточная σ3		Пологая σ3/σ1, субширотная σ3	Пологая σ3/σ1, субмеридиональная σ3			
Графическая модель							
Геодинамический режим	Компрессионный		Транспрессионный	Транспрессионный			

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

2024

относятся приразломные от близмеридиональных ло северо-восточных склалки F2 с крутыми шарнирами, разломы СВ ориентировки. В Адыча-Тырынской зоне левосдвиговые деформации характерны для крупных Au-Sb месторождений Сарылах и Сентачан (Бортников и др., 2010; Фридовский и др., 2014). Правые сбросо-сдвиговые деформации представлены широтными складками F3 и разломами. Палеотектонические поля напряжений этапа D3 имеют следующие значения: σ3-350-22/20-40, σ1-84-118/10-16 и 250/14, σ2-149-200/36-60 и 246/60. С наложенными деформациями связано изменение простирания рудных зон месторождения Хангалас до субширотного, реже до северо-восточного. Предполагается связь этих деформаций с событиями в тылу Охотско-Чукотской дуги в связи с косой субдукцией плит Палео-Тихого океана

под восточную окраину Северной Азии в позднем мелу (Fridovsky, 2018; Fridovsky et el., 2018; Тектоника..., 2001) и (или) развитием трансформной окраины на северо-востоке Азии (Ханчук, Иванов, 1999).

Детальное изучение структур месторождения Хангалас и в целом рудного узла показало, что образование золотого оруденения происходило при региональном компрессионном взбросо-надвиговом режиме.

Последовательность минералообразования

В результате изучения текстурно-структурных особенностей и минерального состава руд месторождения Хангалас выявлены ассоциации двух этапов гидротермального минералообразования: золото-сульфидно-кварцевого и серебро-кварцевого (фиг. 11). Первый этап – типичный для



Фиг. 11. Схема корреляции последовательности гидротермального минералообразования и деформационных событий месторождения Хангалас.

орогенных золоторудных месторождений региона (Гамянин и др., 2018, Горячев и др., 2008). Для этого этапа выделяются следующие последовательно сформированные минеральные ассоциации: 1 – метасоматическая пирит-арсенопирит-серицит-карбонат-кварцевая; 2 – жильная пирит-арсенопирит-кварцевая — присутствует в основном, в рудных телах, сложенных крупно- и среднекристаллическим ангедральным кварцем; 3 – золото-полисульфидная с мелкими агрегатами и микропрожилками сфалерита, халькопирита, галенита и выделениями самородного золота; 4 – сульфосольно-карбонатная, представленная анкеритом и анкерит-доломитом с редкой вкрапленностью аргентотеннантита, тетраэдрита и буланжерита.

Выделенные минеральные ассоциациии гидротермального этапа месторождения Хангалас представляют орогенную золоторудную минерализацию, сформированную во взбросо-надвиговом поле палеотектонических напряжений этапа D1. Близкий минеральный состав продуктивной ассоциации гидротермального этапа описан и на других орогенных месторождениях региона (Горячев и др., 2008; Оболенский и др., 2011; Анисимова, Протопопов, 2009; Фридовский и др., 2015). Существенным отличием минерального состава месторождения Хангалас от месторождений Адыча-Тарынской зоны является отсутствие минералов раннего золото-висмутового и позднего золото-сурьмяного парагенезисов.

Серебро-кварцевый этап минералообразования является наложенным на продуктивное золото-сульфидно-кварцевое оруденение. Халцедоновидный темно-серый до черного кварц с редкими вкраплениями акантита цементирует обломки раннего кварца. Этот тип минерализации проявлен на серебро-сурьмяных объектах Яно-Колымского пояса и является поздним по отношению к орогенным золоторудным месторождениям (Горячев и др., 2011). Наложенная низкотемпературная серебряная (серебро-сурьмяная) ассоциация установлена также на орогенных золоторудных месторождениях Мало-Тарынское (Фридовский и др., 2015) и Бадран (Оболенский и др., 2011). Формирование серебро-сурьмяной минерализации связывается с завершением развития в позднем мезозое Охотско-Корякского орогена (Горячев и др., 2011). Нельзя исключать ассоциацию этой минерализации и с альб-позднемеловым Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

Генезис вкрапленных пирита и арсенопирита и золотоносность

Геохимические характеристики вкрапленных пирита и арсенопирита позволяют определить условия их формирования (Large and Maslennikov, 2020; Augustin and Gaboury, 2019; Román et al., 2019; Wang et al., 2018; Zhang et al., 2014; Bajwah et al., 1987 и др.). Несмотря на широкий набор элементов-примесей, лишь для отдельных элементов характерны значимые корреляционные связи (пирит-3 - Co-Ni, Sb-Bi-Pb-Ag, Au-As-Sb; apceнoпиpит-1 – Bi-Sb-Te-Co-Ni, Zn-Cu-Au-Pt). Положительная корреляционная связь прослеживается между Со и Ni как в пирите-3, так и в арсенопирите-1 (фиг. 12а). Соотношение Co/Ni в пирите изменяется от 0.01 до 1.5, что характерно для пирита р-типа с высокой проводимостью (см. фиг. 12а). По данным (Large and Maslennikov, 2020), отрицательно заряженный пирит преимущественно притягивает золото. Высокие концентрации Ni (Apv1 до 1680 г/т, Pv3 до 2173 г/т) в сульфидах связываются, согласно (Lee et al., 2019), с участием основных и ультраосновных пород в рудообразовании.

Пирит-3 характеризуется сильной положительной корреляцией Sb–Pb (r=0.9), соотношением Sb/Pb от 0.1 до 0.7. В арсенопирите-1 при небольшом повышении содержания Pb, концентрации Sb увеличиваются на 2 порядка, и корреляционная связь между этими элементами отсутствует (см. фиг. 126). В Ру3 отмечается умеренная корреляция между Bi и Sb (r=0.4), в арсенопирите-1 она увеличивается до 0.8. Соотношение Bi/ Sb Ру3 от 1 до 0.01 (см. фиг. 12в). На диаграмме соотношения As/Ag – Sb/Bi результаты анализов Ру3 располагаются в поле гидротермального пирита (см. фиг. 12г). В арсенопирите-1 наблюдаются повышенное содержание Sb и высокая степень корреляции с Bi (r=0.8) и Te (r=0.7).

Установлена тесная корреляция между Au и As в Py3 месторождения Хангалас (r=0.9). Тесная связь между Au и As (r>0.5) в пирите и мышьяковистом пирите из различных типов месторождений золота отмечается многими авторами (Large, Maslennikov, 2020; Волков, Сидоров, 2017; Reich et al., 2005; Deditius et al., 2014; Таусон и др., 2014 и др.). Повышенное содержание As характерно для пирита с избытком железа (S/Fe=1.9–1.98). На фиг. 13 в координатах Au–As (r/r, log) изученные Py3 и Apy1 месторождения Хангалас попадают в поле структурно-связанного золота Au⁺. Эти результаты подтверждаются довольно низкими содержаниями Au в проанализированных Py3 и Apy1.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

2024



Фиг. 12. Соотношения между элементами-примесями в пирите-3 и арсенопирите-1, по данным ЛА-ИСП-МС: a – Ni-Co; б – Pb-Sb; в – Sb-Bi; г – Sb/Bi-As/Ag; поля диаграммы по (Augustin and Gaboury, 2019). 1 – пирит-3; 2 – арсенопирит-1. Пунктирные линии представляют различные соотношения элементов.



Фиг. 13. Бинарные корреляционные диаграммы As и Au для Py3 (а) и Apy1 (б).

Таким образом, данные микроскопии, рентгеновской компьютерной микротомографии, РСМА и ЛА-ИСП-МС анализов монофракций сульфидов показывают, что Au в Apy1 и Py3 месторождения Хангалас присутствует в неминеральной форме – "невидимое" (твердый раствор в кристаллической решетке/наночастицы размером < 100 нм, Reich et al., 2005, Таусон и др., 2014) и в виде микровключений самородного золота. Предполагается, что преобладающей формой является твердый раствор Au⁺ в кристаллической решетке Py3 и Apy1.

Возраст, источники вещества и условия формирования

Оценки Re-Os возраста изотопных систем самородного золота месторождения Хангалас (137 млн лет, Фридовский и др., 2021) близки K-Ar датировке серицита из рудных жил месторождения Нагорное (135 млн лет, Акимов, 2004), а также Ar-Ar датировке серицита из месторождений Наталка, Дегдекан, Школьное (Goryachev, Pirajno, 2014). Они идентичны Re–Os возрасту арсенопирита и золота (136 ±1 млн лет) месторождения Наталка (Акинин и др., 2023). Анализ термохронологической истории формирования орогенного магматизма в Верхне-Индигирском секторе ЯКМП показывает, что полученная дата практически синхронна времени остывания гранитных плутонов комплекса малых интурузий с момента внедрения (U-Pb датировки по цирконам – 143–144.5 млн лет) до температур уровня 300 °С (⁴⁰Ar/³⁹Ar и K–Ar датировки – 137–138 млн лет) (Фридовский и др., 2021, 2022).

Модельный возраст полученных нами данных изотопии свинца галенита, рассчитанный с использованием эволюционной модели Стейси-Крамерса (1975), составляет 323 млн лет (µ=9.49) и соответствует серпуховскому веку раннего карбона. Это значение существенно превышает не только Re-Os возраст минерализации, но и возраст вмешающих пород, а также ассоциирующих с оруденением гранитоидов. Данный факт указывает на сложный многостадийный характер эволюции рудного свинца месторождения Хангалас. Наиболее вероятно смешение свинца, заимствованного из терригенных пород Верхоянского комплекса (на месте рудоотложения либо в очагах гранитоидной магмы) и менее радиогенного свинца, поступавшего из мантийных источников. Подобная модель согласуется с фактом присутствия мантийного осмия в самородном золоте, которое входит в парагенезис с изученным галенитом (Фридовский и др., 2021) (фиг. 14).

Несмотря на многолетнее изучение, происхождение ОЗМ Яно-Колымского металлогенического пояса (Гамянин и др., 2018), как и других регионов (Goldfarb, Groves, 2015), остается дискуссионным. Так, на примере крупного Наталкинского месторождения обосновывается поступление флюидов из магматического источника (Горячев и др., 2008). С участием метаморфогенных источников Г.Н. Гамяниным и др. (2018) объясняется формирование ОЗМ региона. В исследовании А.А. Оболенского и др. (2011) формирование месторождения Бадран связывается с эволюцией метаморфогенно-гидротермальной системы с важным вкладом мантийных компонентов. Установленный для сульфидов



Фиг. 14. Изотопный состав свинца галенита месторождения Хангалас с использованием данных (Гамянин и др., 2003).

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 66 № 5 2024



Фиг. 15. Изотопный состав δ^{34} S сульфидов руд (а), δ^{18} O кварца рудных жил и δ^{18} O минералообразующего флюида (б) месторождения Хангалас. Значения различных геологических резервуаров δ^{34} S по (Hoefs, 2018) и δ^{18} O по (Rollinson, 1993).

из рудных тел месторождения Хангалас узкий диапазон значений δ^{34} S (от -2.1 до -0.6%) при его близости к "метеоритному" уровню указывает на глубинный источник серы во флюидах (фиг. 15а) (Ohmoto, 1986). Диагенетический пирит из вмещающих пермских пород в смежном с рассматриваемым Верхне-Колымском регионе, по данным Э.Я. Тюковой и С.В. Ворошина (2008), имеет широкие вариации δ^{34} S от -14.4 до + 4.9%, что существенно отличается от полученных для пирита из метасоматитов (δ^{34} S от -1.9 до -0.6% и кварцевых жил (δ^{34} S от -2.1 до -1.1‰) месторождения Хангалас. Эти данные, даже с учетом фракционирования изотопов серы в процессе эволюции флюидной системы, ограничивают участие серы пирита терригенных пород в рудообразовании. Для месторождений сухоложского типа Ленской золоторудной провинции значение $\delta^{34}S$ в пирите из безрудных метаосалочных толш близко к диапазону δ^{34} S пирита из руд, что объясняется сингенетическим накоплением золота в пирите и последующей его мобилизацией при метаморфизме (Кряжев, 2017; Будяк и др., 2023; Large et al., 2007).

Значения δ^{18} О золотоносного кварца (от +15.2 до +16.1‰) месторождения Хангалас характерны для плутоногенных месторождений (Бортников и др., 2007), а также кварца, мобилизованного при метаморфизме (Горячев и др., 2008; Гамянин и др., 2018). Эти значения сопоставимы с фанерозойскими орогенными месторождениями золота (от +12 до +18‰, Кеггісh, 1990; Ridley and Diamond, 2000), в формировании которых предполагается участие подкоровых источников (Goldfarb, Groves, 2015). Расчетные значения δ^{18} О рудообразующего флюида (от +8.4 до +9.2‰) соответствуют магматическим и метаморфическим резервуарам (см. фиг. 15б) (Rollinson, 1993).

Результаты исследования изотопного состава минералов рудного этапа, несмотря на перекрытие интервалов, характерных для различных резервуаров, позволяют предположить участие в рудообразовании, главным образом, источников из субконтинентальной литосферной мантии и в меньшей мере — коровых резервуаров.

Изучение флюидных включений показало, что в формировании месторождения Хангалас принимали участие низкоконцентрированные (около 5.0 мас.%-экв. NaCl) гидрокарбонатные гидротермы с CO_2 в газовой составляющей. Температуры минералообразвания изменялись от 330 до 280 °C, давление рудообразующего флюида составляло около 0.8 кбар. Полученные параметры близки флюидному режиму формирования мезотермальных орогенных золоторудных месторождений ЯКМП (Фридовский и др., 2015, 2019; Гамянин и др., 2018; Аристов и др., 2017).

Несмотря на выполненное комплексное исследование, предложенную модель рудообразования месторождения Хангалас следует рассматривать как предварительную и нуждающуюся в дальнейшей конкретизации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение полученных результатов комплексного изучения месторождения Хангалас позволяет сделать следующие выводы.

Структура месторождения определяется минерализованными зонами дробления мощностью до 70 м и протяженностью до 1400 м в своде и на юго-западном крыле антиклинали северо-западного простирания. Вмещающие породы – верхнепермские терригенные отложения. Формирование золоторудных тел месторождения связано с завершением прогрессивных взбросо-надвиговых деформаций этапа D1, происходивших в валанжинское время раннего мела (около 137 млн лет назад) в ходе позднеорогенных процессов в Яно-Колымском поясе при региональном юго-западном транспорте пород. Послерудные деформации, осложняющие строение месторождения, представлены сдвигами – вначале лево-, а затем правосторонними.

Минералообразование происходило в течение двух этапов — продуктивного золото-сульфидно-кварцевого и телескопированного серебро-кварцевого. Золотое оруденение связано с первым этапом, в котором выделяются последовательно сформированные минеральные ассоциации: 1 — метасоматическая пирит-арсенопирит-серицит-карбонат-кварцевая; 2 — жильная пирит-арсенопирит-кварцевая; 3 — золото-полисульфидная; 4 — сульфосольно-карбонатная.

Для всех генераций пирита и арсенопирита характерна нестехиометричность составов: Fe/(S+As) (Py1: 0.48–0.51; Py2: 0.48–0.52; Py3: 0.47–0.52; Py4: 0.49–0.51; Apy1: 0.47–0.50; Apy2: 0.44–0.50) и наличие примесей Со, Ni, Cu и Sb. Вкрапленные золотоносные пирит-3 (до 39.3 г/т Au) и арсенопирит-1 (до 23.8 г/т Au) из серицит-карбонат-кварцевых метасоматитов имеют избыток Fe и недостаток S (и As в Apy), Fe/ (S+As) = 0.47–0.52 (Py3) и 0.47–0.50 (Apy1). Преобладающей формой "невидимого" золота в Py3 и Apy1 является структурно-связанная Au⁺. Главной индикаторной примесью в пирите является As, его концентрация прямо пропорциональна содержанию As (r_{As-Au} =0.9). Для золотоносного Py3 общее содержание примесей изменяется от 0.31 до 3.19%.

4. Кварцевые жилы с видимым Au формировались с участием низкоконцентрированных (около 5 мас.%-экв. NaCl) гидрокарбонатных гидротерм с CO₂ в газовой составляющей, при температуре 330–280 °C и давлении 0.82–0.85 кбар.

5. Изотопный состав кислорода δ^{18} О кварца (от +15.2 до +16.1‰), кислорода во флюиде δ^{18} О_{H₂O} (от +8.4 до +9.2‰), серы δ^{34} S сульфидов (от -2.1 до -0.6‰), благородных газов в газово-жидких включениях в кварце ⁴⁰Ar/³⁶Ar (325.5– 327.5) и ³He/⁴He (0.395–0.416·10⁻⁶); изотопные отношения¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os (от 0.2212 до 0.2338) в самородном золоте и Pb в галените (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.0214, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.5356, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.2216), а также геохимические особенности Py3 и Apy1 позволяют предположить участие в рудообразовании, главным образом, источников из субконтинентальной литосферной мантии и в меньшей степени – коровых резервуаров.

6. Промышленный потенциал месторождения Хангалас может увеличиться при изучении его глубоких горизонтов и флангов с учетом выявленной золотоносности сульфидов из околорудных метасоматитов. Месторождение имеет много общего с другими месторождениями золота Яно-Колымского металлогенического пояса, поэтому полученные результаты помогут лучшему пониманию их происхождения и поиску новых крупнообъемных месторождений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят академика РАН И.В. Чернышева за помощь в проведении анализа изотопного состава свинца галенита, геологов ООО "Янтарь" за содействие в организации полевых работ и аналитиков, участвовавших в исследовании.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено при финансовой поддержке по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект FUFG-2024–0006).
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акимов Г.Ю. Новые данные о возрасте золото-кварцевого оруденения в Верхне-Индигирском районе Якутии // ДАН. 2004. Т. 398. № 1. С. 80–83.

Акимов Г.Ю. Гидротермально-метасоматические минеральные комплексы месторождения Нагорное (Восточная Якутия) // Проблемы магматической и метаморфической петрологии. Тез. докл. Х научных чтений И.Ф. Трусовой. М.: МГГА, 2000. С. 1.

Акинин В.В., Альшевский А.В., Ползуненков Г.О., Сергеев С.А., Сидоров В.А. Возраст орогенного золоторудного месторождения Наталка (U-Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, Re-Os ограничения) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 6. С. 62–79. DOI: 10.30911/0207–4028–2023–42–6–62–79

Амузинский В.А. Металлогенические эпохи и золотоносность рудных комплексов Верхоянской складчатой системы. Якутск: Изд-во Якутского университета, 2005. 248 с.

Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. Самородное золото Якутии: Верх.-Индигир. р-н. Новосибирск: Наука, 1992. 182 с.

Анисимова Г.С., Протопопов Р.И. Геологическое строение и состав руд золото-кварцевого месторождения Вьюн, Восточная Якутия // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 59–69.

Аристов В.В., Кряжев С.Г., Рыжов О.Б. и др. Источники флюидов и рудного вещества золотой и сурьмяной минерализации Адычанского рудного района (Восточная Якутия) // ДАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 174–180. DOI: 10.7868/S0869565217260127

Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпитермальных антимонитовых руд. Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 5. С. 381–417.

Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.

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

Будяк А.Е., Чугаев А.В., Тарасова Ю.И., и др. Геолого-минералогические и геохимические особенности золоторудного месторождения Угахан "сухоложского" типа (Байкало-Патомское нагорье) // Геология и геофизика. 2024 (в печати). DOI: 10.15372/GiG2023132

Волков А.В., Сидоров А.А. Невидимое золото // Вестник Российской академии наук. 2017. Т. 87. № 1. С. 40–49. DOI: 10.7868/S0869587317010121.

Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001. 222 с.

Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. Благороднометалльная минерализация Адыча-Тарынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования //Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1586–1605. DOI: 10.15372/GiG20181006

Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 196 с.

Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское рудное месторождение — уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2001. 230 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573–981.

Герцева М.В., Лучицкая М.В., Сысоев И.В., Соколов, С.Д. Этапы формирования главного батолитового пояса Северо-Востока России: U–Th–Pb SIMS и Ar– Ar-геохронологические данные // ДАН. 2021. Т. 499. № 1. С. 5–10. DOI: 10.31857/S2686739721070057

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Государственный доклад. О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2019 гг. (Гл. редактор Е.А. Киселев). 2020. М.: ФГБУ ВИМС. 494 с.

Горячев Н.А. Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 17–38.

Горячев Н.А., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю. и др. Серебро-сурьмяная минерализация Яно-Колымского пояса (Северо- Восток России) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 2. С. 12–26.

Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) C. 414-444.

Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Иркут. политехн. ин-т, 1961. 47 с.

Зарубин И.А., Павлова Л.И., Калашников В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Листы Q-55-XXXI, XXXII. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013.

Заякина Н.В., Кудрин М.В., Фридовский В.Ю. Неизвестный сульфат-арсенат-фосфат Al и Fe из месторождения Хангалас (Восточная Якутия) // Материалы Х Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, 8-10 апреля, 2020 г. 2020. С. 203-207.

Калюжный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982. 237 с.

Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов гидротермальных рудных месторождений // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. № 4. 2006. С. 30-36.

Кряжев С.Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродистотерригенных толщах // Отечественная геология. 2017. № 1. C. 28-38.

Кудрин М.В., Заякина Н.В., Васильева Т.И. Минералы зоны окисления золоторудного месторождения Хангалас (Восточная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции. 2018. Т. 1. С. 77-80.

Кудрин М.В., Васильева Т.И., Фридовский В.Ю., Заякина Н.В., Полуфунтикова Л.И. Минералы коры выветривания Хангаласского рудного узла (Северо-Восток России) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы ІХ Всероссийской научно-практической конференции. 2019. C. 53-56.

Нестеров Н.В. Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии // Известия Томского политехнического университета // 1970. Т. 239. С. 242-247.

Оболенский А.А. Гущина Л.В., Анисимова Г.С. и др. Физико-химическое моделирование процессов минералообразования Бадранского золоторудного месторождения (Якутия) // Геология и геофизика. 2011. T. 52. № 3. C. 373–392.

Оксман В.С., Суздалова Н.И., Краев А.А. Деформационные структуры и динамические обстановки формирования пород Верхне-Индигирского района. – Якутский

// Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. научный центр СО РАН, 2005. Якутск: Изд-во ЯНЦ CO PAH, 2005. 200 c.

> Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 280 с.

Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н. и др. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. № 10. С. 1542–1563.

Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х., Миллер Э.Л. Тас-Кыстабытский магматический пояс (Северо-Восток Азии): первые U-Pb (SHRIMP) и Sm-Nd данные // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. C. 305-308.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах / Пер. с англ. Д.Н. Хитарова; под ред. Л.С. Бородина. М.: Мир, 1987. 541 с.

Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н. и др. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М.: Наука, 1971. 240 с.

Савчук Ю.С., Волков А.В. Крупные и суперкрупные орогенные золотые месторождения: геодинамика, структура, генетические следствия // Литосфера. 2019. Т. 19. № 6. C. 813-833. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-6-813-833

Таусон В.Л., Кравиова Р.Г., Смагунов Н.В. и др. Структурное и поверхностно-связанное золото в пиритах месторождений разных генетических типов // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 350-369.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. 571 с.

Третьяков Φ . Φ . Структурные исследования в зонах золоторудных месторождений Базовское и Лазурное (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2006. № 5. C. 91–96.

Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Изотопный состав серы в сульфидах из руд и вмещающих пород Верхне-Колымского региона (Магаданская область) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 1. С. 29-43.

Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Яковлева К.Ю. и др. Геодинамические условия и возраст образования гранитоидов комплекса малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса (Северо-Восток Азии) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. C. 579–602. DOI: 10.15372/GiG2021193

Фридовский В.Ю., Горячев Н.А., Крымский Р.Ш. и др. Возраст золотого оруденения Яно-Колымского

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 <u>№</u> 5

2024

металлогенического пояса, Северо-Восток России: первые данные Re-Os изотопной геохронологии самородного золота // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 4. C. 18–32. DOI: 10.30911/0207–4028–2021–40–4–18–32

Фридовский В.Ю., Яковлева К.Ю., Верниковская А.Е. и др. Позднеюрский (151–147 млн лет) дайковый магматизм северо-восточной окраины Сибирского кратона // ДАН. 2020. Т. 491. № 1. С. 12–16. DOI: 10.31857/S2686739720030068

Фридовский В.Ю., Кряжев С.Г., Горячев Н.А. Физико-химические условия формирования кварца золоторудного месторождения Базовское (Восточная Якутия, Россия) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 5. С. 14–24. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-5-14-24

Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Горячев Н.А., Кудрин М.В. Рудоконтролирующие надвиги золоторудного месторождения Базовское (Восточная Якутия) // ДАН. 2017. Т. 474. № 4. С. 462–464. DOI: 10.7868/S0869565217040144

Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геол. 2015. Т. 34. № 4. С. 39–52.

Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевое месторождение Сана Тарынского рудного узла // Разведка и охрана недр. 2013. № 12. С. 3–7.

Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Дора-Пильское рудное поле: строение, минералогия и геохимия среды рудообразования // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 7–21.

Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э., Полуфунтикова Л.И. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 16–21.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635–1645.

Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Рb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по ²⁰⁵Tl/²⁰³Tl: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Рb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геологоструктурные методы их

изучения. Новосибирск, Наука. Сибирское отделение, 1989. 261 с.

Шупиков В.А. Термобарогеохимия кварца золоторудных месторождений Верхне-Индигирского района (Восточная Якутия) // Научно-техн. бюллетень "Колыма". 1992. № 12.

Augustin J., Gaboury D. Multi-stage and multi-sourced fluid and gold in the formation of orogenic gold deposits in the worldclass Mana district of Burkina Faso-Revealed by LA-ICP-MS analysis of pyrites and arsenopyrites // Ore Geol. Rev. 2018. V. 104. P. 95–521. URL: https://doi. org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.011

Bajwah Z.U., Seccombe P.K., Offler R. Trace element distribu-tion, Co: Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia // Mineral. Deposita. 1987. V. 22. P. 292–303.

Bakker R.J., Package FLUIDS1. Computer programs for analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties // Chem. Geology. 2003. V. 194. P. 3–23. URL: https://doi.org/10.1016/S0009–2541(02)00268–1

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microterhrmometric data for H2O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.

Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K. Oxygen isotope exchange between quartz and water // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 3057–3067. URL: https://doi.org/10.1029/jb077i017p03057.

Darling R.S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H_2O-CO_2 -NaCl fluid inclusions: Implications for PT isochore location // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3869–3871. URL: https://doi. org/10.1016/0016–7037(91)90079-K

Deditius A.P., Reich M., Kesler S.E. et al. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits // Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. V. 140. P. 644–670. URL: https://doi.org/10.1016/j. gca.2014.05.045.

Fossen H., Cavalcante G.C.G., Pinheiro R.V.L., Archanjo C.J. Deformation-Progressive or multiphase // J. Struct. Geol. 2019. V. 1258. P. 82–99. URL: https://doi. org/10.1016/j.jsg.2018.05.006

Fridovsky V. Yu. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geol. Rev. 2018. V. 103. P. 38–55. URL: https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.006

Fridovsky V. Yu. Structures of early-collision gold ore deposits of the Verkhoyansk fold-and-thrust

belt // Geology of the Pacific Ocean. 2000. V. 15(6). *Kudrin M.V., Fridovsky V. Yu.* Structural evolution of ore-controlling trans-crustal faults of the Olchan-

Fridovsky V. Yu., Kudrin M.V., Polufuntikova L.I. Multistage deformation of the Khangalas ore cluster (Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia): ore-controlling reverse thrust faults and post-mineral strike-slip faults // Minerals. 2018. V. 8. № 7. P. 270. URL: https://doi.org/10.3390/min8070270

Fridovsky V. Yu., Yakovleva K. Yu., Vernikovskaya A.E. et al. Geodynamic Emplacement Setting of Late Jurassic Dikes of the Yana–Kolyma Gold Belt, NE Folded Framing of the Siberian Craton: Geochemical, Petrologic, and U–Pb Zircon Data // Minerals. 2020. V. 10. № 11. P. 1000. URL: https://doi.org/10.3390/min10111000

Fridovsky V. Yu., Polufuntikova L.I., Kudrin M.V. Origin of disseminated gold-sulfide mineralization from proximal alteration in orogenic gold deposits in the Central sector of the Yana–Kolyma metallogenic belt, NE Russia // Minerals. 2023. V. 13. P. 394. URL: https://doi. org/10.3390/min13030394

Gao Y., Liu J., Li T.G., Zhang D.D. et al. Multiple isotope (He-Ar-Zn-Sr-Nd-Pb) constraints on the genesis of the Jiawula Pb-Zn-Ag deposit, NE China // Ore Geol. Rev. 2021. V. 134. P. 104142. URL: https://doi.org/10.1016/j. oregeorev.2021.104142

Goldfarb R., Groves D. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. V. 233. P. 2–26. URL: https://doi.org/10.1016/j. lithos.2015.07.011

Goldfarb R.J., Taylor R., Collins G., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 49–102. URL: https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.002

Goryachev N.A., Pirajno F. Gold deposits and gold metallogeny on Far East Russia // Ore Geol. Rev. 2014. V. 59. P. 123–151. URL: http://dx.doi.org/10.1016/j. oregeorev.2013.11.010

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 Geol. Rev. 1998. 13. P. 7–27. URL: https://doi. org/10.1016/S0169–1368(97)00012–7

Esser B.K., Turekian K.K. The osmium isotopic composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. № 13. P. 3093–3104. URL: https://doi.org/10.1016/0016–7037(93)90296–9

Kerrich R. Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses // Greenstone gold and crustal evolution. Geol. Assoc. Canad. 1990. P. 13–31.

Kudrin M.V., Fridovsky V. Yu. Structural evolution of ore-controlling trans-crustal faults of the Olchan–Nera zone: constraints from the Khangalas ore cluster, Yana–Kolyma metallogenic belt, NE Russia // IOP Conference Series. 2021. V. 906. P. 012010. DOI: 10.1088/1755–1315/906/1/012010.

Kudrin M.V., Zayakina N.V., Fridovsky V. Yu., Vasileva T.I. Rare and Unknown Secondary Minerals of the Khangalas Ore Cluster (NE Russia) // XIII General Meeting of the Russian Mineralogical Society and the Fedorov Session, SPEES, 2023. P. 1–8. URL: https://doi. org/10.1007/978–3–031–23390–6 44

Kudrin M.V., Fridovsky V. Yu., Polufuntikova L.I., Kryuchkova L. Disseminated Gold–Sulfide Mineralization in Metasomatites of the Khangalas Deposit, Yana–Kolyma Metallogenic Belt (Northeast Russia): Analysis of the Texture, Geochemistry, and S Isotopic Composition of Pyrite and Arsenopyrite // Minerals. 2021. V. 11. P. 403. URL: https://doi.org/10.3390/min11040403

Kudrin M.V., Polufuntikova L.I., Fridovsky V. Yu., Aristov V.V., Tarasov Ya.A. Geochemistry and form of "invisible" gold in pyrite from metasomatites of the Khangalas deposit, NE Russia // Arctic and Subarctic Natural Resources. 2020₁. V. 25. P. 7–14. DOI: 10.31242/2618–9712–2020–25–3–1

Kudrin M.V., Zayakina N.V., Fridovsky V. Yu., Galenchikova L.T. Hydrous ferric sulfate – $Fe(SO_4)$ (OH)2H₂O from the supergene zone of the Khangalas gold deposit, Eastern Yakutia, Russia // Notes Rus. Min. Soc. 2020₂. V. 149. P. 126–141. DOI: 10.31857/ S0869605520030120.

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L., Chang Z. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia // Econ. Geol. 2007. T. 102. $N_{\rm O}$. 7. C. 1233–1267. URL: https://doi.org/10.2113/ gsecongeo.102.7.1233

Large R.R., Maslennikov V.V. Invisible gold paragenesis and geochemistry in pyrite from orogenic and sedimenthosted gold deposits // Minerals. 2020. V. 10. P. 339. URL: https://doi.org/10.3390/min10040339

Lee, M.; Shin, D.; Yoo, B. et al. LA-ICP-MS trace element analysis of arsenopyrite from the Samgwang gold deposit, South Korea, and its genetic implications // Ore Geol. Rev. 2019. V. 114. P. 103147. URL: https://doi.org/10.1016/j. oregeorev.2019.103147.

Meisel T., Walker R.J., Morgan J.W. The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle // Nat. 1996. V. 383. P. 517–520.

Price N.J., Cosgrove J.W. Analysis of geological structures. Cambridge University Press, 1990. 502 p.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 № 5 2024

Ramsay J.G., Huber M.I. Modern structural geology // Folds and Fractures. 1987. V. 2. P. 309–700.

Reich, M.; Kesler, S.E.; Utsunomiya, S. et al. Solubility of gold in arsenian pyrite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 2781–2796. URL: https://doi.org/10.1016/j. gca.2005.01.011

Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implication for genetic models. Gold in 2000 // Rev. Econ. Geol. 2000. V. 13. P. 141–162. URL: https://doi.org/10.5382/Rev.13.04

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York: Longman Scientific & Technical, Copublished in the U.S. with Wiley. 1993. 384 p. URL: https://doi.org/10.4324/9781315845548

Román N., Reich M., Leisen M. et al. Geochemical and micro-textural fingerprints of boiling in pyrite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2019. V. 246. P. 60–85. URL: https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.11.034.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

Thiery R., Kerkhof A.M, Dubessy J. vX properties of CH_4 -CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modeling for T<31 $^{\circ}C$ and P<400 bars // Europ. J. Mineral. 1994. No 6. P. 753-771. *Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Y., Gamyanin G.N., Bortnikov N.S., Goryachev N.A.* Intrusion-related goldbismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // Ore Geol. Rev. 2018. V. 102. P. 240–259. URL: https://doi.org/10.1016/j. oregeorev.2018.09.004.

Wang C., Shao Y., Huang K., Zhou H., Zhang J., Liu Z., Liu Q. Ore-Forming Processes at the Xiajinbao Gold Deposit in Eastern Hebei Province: Constraints from EPMA and LA-ICPMS Analysis. // Minerals. 2018. V. 8. P. 388. URL: https://doi.org/10.3390/min8090388.

Zayakina N.V., Kudrin M.V., Fridovsky V. Yu. Thermal Dehydration Of Natural Hydrous Ferric Sulfate $Fe(SO_4)$ (OH)·2H₂O, Eastern Yakutia, Russia// 20th SGEM. 2020. P. 863–870. DOI: 10.5593/sgem2020/1.1/s04.105.

Zhang W., Wang C., Wei X., Fan M., Chen L. The Implications and Typomorphic Characteristics of Pyrite Chemical Composition in Zijinshan Gold-Copper Deposit // Advances in Earth Science. 2014. V. 29(8). P. 974–984. URL: https://doi.org/10.11867/j. issn.1001–8166.2014.08.0974.

Состояние Минерально-сырьевой базы и прогноз прироста запасов на период 2022–2042 гг. // Акционерное общество "Восточно-Европейская добывающая компания": официальный сайт.–2020. URL: https://www.vedk.com/assets/resources (дата обращения 15.08.2023)

THE KHANGALAS OROGENIC AU DEPOSIT, YANA-KOLYMA METALLOGENIC BELT (NORTHEAST RUSSIA): STRUCTURE, ORE MINERAL AND ISOTOPIC (O, S, Re, Os, Pb, Ar, He) COMPOSITION, FLUID REGIME AND FORMATION CONDITIONS

M. V. Kudrin^{*a*,*}, V. Y. Fridovsky^{*a*}, L. I. Polufuntikova^{*a*}, S. G. Kryazheva^{*a*, *b*}, E. E. Kolova^{*c*}, Y. A. Tarasov^{*a*}

^a Diamond and Precious Metals Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Lenin street, 39, Yakutsk, 677000 Russia

^bCentral Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals,

Varshavskoe shosse, 129, building 1, Moscow, 117545 Russian

^c North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute N.A. Shilo,

Far East Branch of the Russian Academy of Sciences.

Portovava Street, 16, Magadan, 685000 Russia

* E-mail: kudrinmv@mail.ru

The Khangalas orogenic gold deposit is located in the central part of the Yana-Kolyma metallogenic belt. The structure of the deposit is determined by several mineralized crush zones with a thickness of up to 70 m and a length of up to 1400 m in the arch and on the southwest wing of the anticline of the northwest strike. Host rocks - Upper Permian terrigenous deposits. Ore bodies are characterized by massive, banded, veined, disseminated and breccia structures. The main vein minerals are quartz, carbonates, sericite is less common. The main ore minerals are pyrite, arsenopyrite; minor – galena, sphalerite, chalcopyrite, native Au; rare – Fe-gersdorffite, tetrahedrite, argentotennantite. Hypergenic minerals – sulfates, phosphates, arsenates and hydroxides – are widely manifested in the linear oxidation zone. Mineral formation occurred in two stages – gold-sulfide-quartz and silver-quartz ones. Quartz veins with visible Au were formed with the involvement of low-concentrated (about 5.0 wt.% eq. NaCl) of hydrocarbonate hydrotherms with CO_2 in the gas component, at a temperature of 330–280 °C and a pressure of about 0.8 kbar. Disseminated gold-bearing pyrite-3 (up to 39.3 g/t Au) and arsenopyrite-1 (up to 23.8 g/t Au) 0.8 kbar. Disseminated gold-bearing pyrite-3 (up to 39.5 g/t Au) and arsenopyrite-1 (up to 23.8 g/t Au) from sericite-carbonate-quartz metasomatites have a non-stoichiometric composition, Fe excess and S lack (and As in Apy), Fe/(S+As)=0.47-0.52 (Py3) and 0.47-0.50 (Apy1). The predominant form of "invisible" gold in Py3 and Apy1 is structurally related Au⁺. Isotopic composition of oxygen δ^{18} O quartz (from +15.2 to +16.1‰), oxygen in the fluid δ^{18} O_{H2O} (from +8.4 to +9.2‰)‰), sulfur δ^{34} S in sulfides (from -2.1 to -0.6‰); isotopic ratio ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os (from 0.2212 to 0.2338) in native gold and Pb in galena (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.0214, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.5356, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.2216), as well as the geochemical features of Py3 and Apy1 suggest the participation in ore formation mainly of sources from the subcontinental lithesenbaria mently and the alacsent actual program. lithospheric mantle and, to a lesser extent, crustal reservoirs. The formation of the gold ore bodies of the deposit is related to the completion of reverse and thrust fault progressive deformation of the stage D1, which occurred in the Valanginian of the Early Cretaceous (about 137 million years ago) during late-orogenic processes in the Yana-Kolyma belt with regional south-western transport of rocks. The results obtained are important for predictive metallogenic and prospecting work aimed at identifying large-volume gold mineralization of orogenic belts.

Keywords: Khangalas gold deposit; structure, mineralogy, disseminated mineralization, isotopic composition of O, S, Os, Pb, Ar, He; fluid inclusions, sources, ore formation conditions, Yana-Kolyma belt.

УДК: 550.93:553.411.3 (571.54)

О ВОЗРАСТЕ И ИСТОЧНИКАХ МАЛОСУЛЬФИДНОГО ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРАЛОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ): РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ (RB-SR, PB-PB) ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2024 г. В. М. Саватенков^{1, 2}, Е. Ю. Рыцк¹, И. А. Алексеев², И. М. Васильева¹, Б. М. Гороховский¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия ²Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия *E-mail: v.m.savatenkov@ipgg.ru Поступила в редакцию 24.01.2023 г. После доработки 14.09.2023 г.

Принята к публикации 17.05.2024 г.

В статье приведены результаты изучения Rb-Sr изотопной системы рудовмещающих гранитоидов, апогранитных метасоматитов и гидротермалитов Верхнекаралонского золоторудного месторождения, а также Pb-Pb изотопной системы в галенитах золото-кварцевого малосульфидного оруденения Каралонского золоторудного поля. Выделены три группы рудных объектов с различным изотопным составом Рь галенитов. Для каждой из выявленных групп установлен различный вклад мантийного и древнекорового источников. Изотопные характеристики Pb в галенитах Верхнекаралонского месторождения указывают на его генетическую связь с рудовмещающими гранитами, возраст которых ~ 600 млн лет может быть близок возрасту наиболее раннего этапа формирования золото-кварцевой минерализации. Древнекоровый источник является общим для ведущих золоторудных месторождений Северного Забайкалья и характеризуется параметрами континентальной коры Сибирского кратона на момент времени 500-600 млн лет. Установлена перестройка Rb-Sr системы в изученных породах и минералах Верхнекаралонского месторождения и перераспределение изотопов Pb в галенитах Водораздельной рудной зоны Каралонского рудного поля на рубеже 290-250 млн лет. Изотопные данные показывают, что в геологической истории Верхнекаралонского месторождения и Каралонского рудного поля процессы формирования золоторудной минерализации имели длительный многостадийный характер и сопровождались регенерацией первичных рудных концентраций.

Ключевые слова: Каралонское золоторудное поле, Pb–Pb и Rb–Sr изотопные системы, золото-кварц-малосульфидное оруденение, рудовмещающие граниты, метасоматиты, мантийные и древнекоровые источники, этапы формирования.

DOI: 10.31857/S0016777024050031, EDN: abqrqu

введение

Каралонское рудное поле (РП) (Муйского золоторудного района) находится в бассейне реки Каралон в Средневитимской горной стране (фиг. 1а). Золото-кварцевые жилы здесь открыты в 1898 г., а в прошлом веке в долине Каралона было добыто не менее 17 тонн россыпного золота (неофициальные данные). По результатам геолого-поисковых работ 2009–2018 гг. (ООО "РудКаралон"), сопровождавшихся геолого-структурными, геохимическими и изотопными исследованиями рудовмещающих комплексов (Рыцк

и др., 2018₁), был сделан вывод о связи основного ресурсного потенциала золота Каралонского РП с гидротермальным комплексом кварцево-жильных рудных зон. При такой оценке перспектив Каралонского РП актуальными являются вопросы о стадийности формирования и возраста золоторудной минерализации.

Имеющиеся оценки возраста околожильных метасоматитов участка Кварцевый Каралонского РП 275 \pm 7 млн лет (K-Ar по серициту) (Кучеренко, 1989) и березитов в углеродистых сланцах Уряхского РП – 281 \pm 5–275 \pm 6 млн лет (Rb–Sr

и ³⁹Ar-⁴⁰Ar по серициту) (Чугаев и др., 2015), анкерит-кварцевые жильные тела в золотоноснахоляшихся в осевой зоне Сюльбанского шва (Рыцк и др., 2018), считаются свидетельством раннепермского этапа формирования золоторудных месторождений Северного Забайкалья (Чугаев и др., 2022). Согласно ³⁹Ar-⁴⁰Ar данным, такой же возраст -284 ± 15 млн лет, имеют

ных зонах месторождения Мукодек Янской зоны Байкало-Витимского складчатого пояса (БВП) (Ivanov et al., 2015; Ванин и др., 2018).

Однако, по геологическим данным (Рыцк и др., 2018,), система рудоконтролирующих сдвиговых структур Каралонского РП формировалась



Фиг 1. Географическое положение (а), схема геологического строения Каралонского рудного поля (б) и Верхнекаралонского золоторудного месторождения (в).

Схема (б). 1 – четвертичные отложения. Байкало-Витимский пояс (2-6): 2 – позднепермские субщелочные габбро и диориты Догалдынского интрузивного массива. Поздний эдиакарий (3-4): 3 - падринский комплекс: риолиты, базальты и вулканомиктовые отложения (а), субвулканические риолиты и гранит-порфиры (б); 4 – падоринский комплекс: субщелочные граниты (а), плагиограниты и гранодиориты (б), габбро-диориты и габбро (в). Поздний неопротерозой (5-7): 5 - метагабброиды таллаинского комплекса, 6 - каралонская толща: нижняя осадочно-вулканогенная (а) и верхняя вулканогенная подтолщи (б), 7 – гипербазиты Усть-Каралонского массива. Сибирский кратон (8–10): Делюн-Уранская серия раннего неопротерозоя (8–9): 8 – терригенные орловская и водораздельная свиты, 9 – нерасчлененная толща усть-уряхской, уряхской и даннинской свит (карбонатные породы, углеродистые и высокоглиноземистые сланцы, параамфиболиты), 10 – метаморфические комплексы Тунгус-Дабанского выступа фундамента. Золоторудные объекты (11-12): 11 – Аи-кварцево-жильное и жильно-прожилковое оруденение в пологих тектонических зонах: Верхнекаралонское месторождение (1), рудный участок Березовый (2), Еленинское месторождение (3); 12 – Аи-кварцево-жильные рудопроявления в крутопадающих тектонических зонах (а): Восточное (4), Водораздельное (5), Возвратное (6), Турмалиновое (7), Конгломератовое (8), Лысое (9), Кварцевое (10), Крутое (11); (б) – Аи-сульфидное рудопроявление Усть-Каралонское. 13 – важнейшие тектонические швы (а), (б) - то же, закрытые четвертичными отложениями долин.

Схема (в). 1 – четвертичные отложения; 2 – позднепермские диориты Догалдынского массива; 3 – субвулканические риолиты и гранит-порфиры падринского комплекса; 4 – субщелочные граниты (а), плагиограниты и гранодиориты (б), габбро (в) падоринского комплекса; 5 – нижняя осадочно-вулканогенная (а) и верхняя вулканогенная подтолщи (б) каралонской толщи; 6 – Верхнекаралонское месторождение: Центральный (1) и Западный (2) рудные участки с примерными границами пологих рудных зон; 7 – местоположение подрудного профиля образцов гранитоидов, изученных Rb-Sr-методом (а) и пробы апогранитных метасоматитов, датированных Rb-Sr-методом по минеральным фракциям (б); 8 – тектонические швы (а), (б) – то же, закрытые четвертичными отложениями долин.

в длительный период от образования рудовмешаюших магматических комплексов 600-675 млн лет до их гидротермальной переработки в палеозое, которая завершилась внедрением пострудных даек гранодиоритов с возрастом 255 млн лет (Рыцк и др., 2017). При этом U-Pb (CA ID-TIMS) оценка возраста апогранитных золотоносных березитов Верхнекаралонского месторождения, полученная по гидротермальному монациту, составляет 335 ±26 млн лет (Сальникова и др., 2022). Близкая оценка возраста опубликована для серицит-хлорит-анкерит-альбит-кварцевых золотоносных метасоматитов месторождения Мукодек – 321 ±2 млн лет (³⁹Ar-⁴⁰Ar) (Ivanov et all., 2015). Таким образом. пермский период является лишь одним из завершающих этапов в истории формирования рудных объектов региона. При этом, если для месторождений Ирокинда, Кедровское, Юбилейное и Урях отмечается значимость пермского этапа эндогенной активизации (Плотинская и др., 2019), то для Каралонского РП значение и роль процессов этого периода в образовании промышленного золото-кварцевого оруденения не установлена. Принимая во внимание сказанное, задача изотопного исследования стадийности формирования и источников золоторудной минерализации Каралонского РП, занимающего ключевую позицию в области пространственного "совмещения" Забайкало-Становой и Бодайбинской золотоносных металлогенических провинций различного возраста, приобрела дополнительную актуальность.

С этой целью изучена Rb—Sr изотопная система рудовмещающих субщелочных гранитоидов, апогранитных метасоматитов и гидротермалитов Верхнекаралонского месторождения, которое является типовым объектом рудного поля. Кроме этого, изучена Pb—Pb изотопная система галенитов Верхнекаралонского и Еленинского месторождений, а также отдельных рудопроявлений Каралонского РП, которая была охарактеризована единичными анализами (Chugaev et al., 2022).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАРАЛОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Каралонское РП находится в краевой части Каралон-Мамаканской зоны неопротерозойского Байкало-Витимского складчатого пояса и в плане представляет удлиненный клин, ограниченный Сюльбанским и Каралонским сдвиговыми швами (см. фиг. 1). Ведущее значение в геолого-структурном контроле золоторудных объектов Каралонского РП принадлежит Сюльбанскому сдвиговому шву, маркирующему геологическую границу Байкало-Витимского пояса и Тунгус-Дабанского выступа Сибирского кратона (Рыцк и др., 2018₁). Эта граница отвечает также границе между Nd-изотопными провинциями позднебайкальской ювенильной коры и раннедокембрийской континентальной коры кратона (Рыцк и др., 2007).

В строении Каралонского РП доминируют магматические породы, объединенные в несколько комплексов. В составе каралонской вулканогенной толщи возрастом ≤ 675 млн лет (Рыцк и др., 2007), метаморфизованной в условиях зеленосланцевой фации, преобладают толеитовые метабазальты N-MORB-типа, которым подчинены метабазальты, обогащенные Rb, Ba и К, метаплагиориолиты и высокотитанистые метабазальты. В нижней части разреза находятся линзы внутриформационных метатуфоконгломератов, содержащих гальку карбонатных пород подстилающей делюн-уранской серии тония. Метабазальты и метариолиты характеризуются положительными величинами є_{Nd}(675), пересчитанными на верхнюю оценку возраста каралонской вулканогенной толщи в диапазоне от +8.8 до +3.7.

Прорывающие вулканиты габбро-диорит-плагиогранитные интрузии падоринского комплекса формировались в интервале 615-603 млн лет (Рыцк и др., 2018₁; 2022) и имеют высокие положительные величины $\varepsilon_{Nd}(610)$ от +5.1 до + 7.6, которые указывают на единство ювенильных источников родоначальных расплавов с бимодальными вулканитами каралонской толщи. Габброиды характеризуются высоким содержанием TiO₂ (> 2 вес.%) при значениях магнезиальности (#Mg=39-40), что типично для внутриплитных магматических пород основного состава. При этом разности с N-MORB-распределением РЗЭ отсутствуют. Геохимические характеристики диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, согласно (Рыцк и др., 2018), обнаруживают сходство с риолитами каралонской толщи и по ряду признаков отвечают магматическим породам современных островных дуг.

Вулканиты и габбро-диорит-плагиогранитные интрузии трансгрессивно перекрыты полого залегающими породами падринской серии вулканомиктовых субконтинентальных осадков, базальтов и риолитов. Фрагменты тектонических бортов Падринской рифтогенной структуры

467

маркируются плитообразными телами калиевых субвулканических риолитов, гранит-порфиров и субщелочных лейкогранитов возрастом 602-585 млн лет, которые по своим геохимическим характеристикам отвечают внутриплитным гранитам (Рыцк и др., 2018). При этом Nd-изотопный состав этих пород (ε_{Nd}(600) от +5.9 до +7.4) не отличается от изотопного состава вулканитов каралонской толщи и интрузивных пород падоринского комплекса (Рыцк и др., 2018). Породы Каралонского РП прорваны дайковой серией сильно измененных порфиритов, низкокалиевых ($K_2O \le 1\%$) и высоко калиевых ($K_2O \ge 3.8\%$) базальтов и (микро)долеритов с высоким содержанием ТіО₂ (≥ 1.8%). Все эти дайки имеют ювенильные Nd-изотопные характеристики (ε_{Nd}(T=580) от +5.6 до +6.6; Рыцк и др., 2018₁). В целом по своему Nd-изотопному составу рудовмещающие комплексы Каралонского РП представляют компоненты позднебайкальской ювенильной коры, подобные Кичерской зоне БВП в Северном Забайкалье, и формировались в условиях рифтогенеза (Рыцк и др., 2007; 2018, Андреев и др., 2022).

Верхнепалеозойские гранитоиды северного ареала Ангаро-Витимского батолита возрастом 310-290 млн лет, относительно площади Каралонского РП, находятся значительно южнее в Муйской зоне БВП и севернее в Тунгус-Дабанском выступе. Завершают тектоно-магматическую эволюцию Каралонского РП субщелочные породы Догалдынского массива с широким экзоконтактовым ореолом (возраст 255 ±2 млн лет). С этим массивом связаны жильные гранодиориты и дайки порфиритов возрастом 254 ±3 и 256 ± 1 млн лет (Рыцк и др., 2018₂), не затронутые наложенными изменениями. Отрицательные значения є_{Nd}(255) (от -6.2 до -12.4) и T(DM) от 1630 до 2117 млн лет указывают на связь родоначальных расплавов этих пород с частичным плавлением палеопротерозойской коры, в отличие от неопротерозойских ювенильных источников рудовмещающих комплексов Каралонского РП. Крутопадающие дайки базальтовых порфиритов пересекают кварцево-жильные рудные зоны и вмещающие их березиты Верхнекаралонского месторождения, а их оценка возраста 256 млн лет (Рыцк и др., 2018₂) является верхним ограничением возраста золоторудной минерализации Каралонского РП в целом.

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ КАРАЛОНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В Каралонском РП выделяется два формационных типа оруденения (табл. 1; Рыцк и др., 2018_1). Раннее золото-сульфидное оруденение в апогипербазитовых лиственитах и пропилитизированных базитах Нижнекаралонской рудной зоны остается недостаточно изученным и поэтому не рассматривается. за исключением одного образца галенита из серпентинизированных ультрабазитов Усть-Каралонского рудопроявления. Более позднее жильное и жильно-прожилковое золото-кварц-малосульфидное оруденение контролируется пологими сдвиговыми структурами различных рангов, сопровождающимися гидротермальными образованиями березит-лиственитового продуктивного комплекса, которые развиты в пределах транстенсивных дуплексов Магистральной рудной зоны. Рудопроявления Водораздельной и Правокаралонской рудных зон контролируются крутопадающими тектоническими зонами трещиноватости и брекчирования Сюльбанского и Каралонского разломов (см. фиг. 1).

"Визитной карточкой" Каралонского РП является золото-кварцевое жильное и жильно-прожилковое оруденение в пологих тектонических зонах сдвиговых деформаций Верхнекаралонского и Еленинского месторождений, а также рудопроявления участка Березовый. Верхнекаралонское месторождение находится в одноименном массиве субщелочных гранитов и представлено серией пологих тектонических зон с золото-кварцевым оруденением Центрального и Западного участков (см. фиг.1в). В субщелочных гранитах развиты светлослюдистые березиты [Qtz-Ms-Ab (\pm Py \pm Ep \pm Spn)], которые обычно упоминаются как "околорудные" изменения, а также гидротермалиты (Qtz ±Chl-Ser) с ветвящимися прожилками гранулированного кварца и видимым золотом. Наложенные ассоциации (Act+Ep, Cal+Chl и (или) Qtz+Ms+Bt) также развиты в дорудных дайках базитов. Крупные кварцевые жилы находятся в кровле пологих тектонических зон, над которыми гидротермальные изменения резко затухают.

Еленинское месторождение представлено кварцево-жильными рудными зонами ("Искристая", "Первая" и др.) с бурошпатовыми [(Sr-Ank)–Chl–Py–Cal–Dol] лиственитами в пропилитизированных базальтах, габбро и гранодиоритах (Рыцк и др., 2018₁). Водораздельная рудная зона сравнительно узкой полосой вытянута

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 № 5

2024

Таблица 1. Типы оруденения	Каралонского	рудного поля
----------------------------	--------------	--------------

Формационный и морфоструктурный Рудные зоны тип		Рудные объекты	Рудовмещающие породы	Метасоматические комплексы					
	I.	Золото-сульфидный							
Минерализованные зоны прожилисто- вкрапленного оруденения	НИЖНЕКАРАЛОНСКАЯ	Усть-Каралонское рудпр., Нижнекаралонское рудпр.	Гипербазиты, метабазальты, каралонской толщи	Пропилит- лиственитовый					
	II. Золото-кварцевый малосульфидный								
II–I. Кварцево- жильное и жильно-		Верхнекаралонское мест-е	Субщелочные граниты						
жильное и жильно- прожилковое оруденение в пологих тектонических зонах сдвиговых деформаций	МАГИСТРАЛЬНАЯ	Березовый рудный АГИСТРАЛЬНАЯ участок		Березит- лиственитовый					
		Еленинское мест-е	Базальты каралонской толщи, гранодиориты						
II—II(а). Кварцево- жильное и жильно- прожилковое оруденение в крутопадающих зонах трещиноватости и брекчирования	ПРАВОКАРАЛОНСКАЯ	Крутой, Гранитный рудные участки	Субщелочные граниты и гранитоиды						
	ВОДОРАЗДЕЛЬНАЯ	Восточный, Водораздельный, Возвратный, Турмалиновый, Лысый участки и рудопроявления	Метабазальты, зеленые ортосланцы, тектониты	Березит- лиственитовый					
II—II(б). Кварцево- жильное оруденение в крутопадающих разрывных нарушениях	ПРАВОКАРАЛОНСКАЯ	Жилы Роженова, Обручева, ключа Удачный	Базальты, гранодиориты, габброиды, риолиты	Березит-					
	ВОДОРАЗДЕЛЬНАЯ	Кварцевое, Конгломератовое рудопроявления	Метабазальты, метаконгломераты	лиственитовый					

вдоль фронтальной структурной зоны Сюльбанского сдвига на 12 км, причем кварцево-жильные участки "Конгломератовый" и "Кварцевый" возрастом 275 \pm 7 млн лет (Кучеренко, 1989) находятся ближе к его осевому шву.

МЕТОДИКА

Rb-Sr изотопные исследования

Rb-Sr изотопные анализы проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Валовые пробы, истертые в пудру, и минералы разлагались в смеси концентрированных кислот HF:HNO₃:HClO₄ в пропорции 5:1:1 в закрытой фторопластовой посуде Savillex® при 120 °С в течение 24 часов. Монофракции минералов предварительно выщелачивались в 2.2 N растворе соляной кислоты на теплой плитке с целью удаления поверхностных загрязнений. Перед разложением к пробам добавлялся смешанный трассер 85 Rb– 84 Sr. Затем после выпаривания пробы подвергались воздействию концентрированной царской водки (смесь HCl: HNO₃) в течение 24 часов с целью удаления фторидов. После этого пробы выпаривались и переводились в солянокислую форму. Выделение Rb и Sr проводилось на ионообменной смоле BioRad® согласно методике, описанной в работе (Саватенков и др., 2004).

Определение изотопного состава Sr проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton. Концентрации Rb, Sr и отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr определялись методом изотопного разбавления. Воспроизводимость определения концентраций Rb и Sr. вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb. 0.2 нг для Sr, 0.3 нг. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): [Sr]=336.7 мкг/г, [Rb]=47.46 мкг/г, 87 Rb/ 86 Sr=0.4062, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.705036 ±22. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандарта SRM-987. За период измерений Sr полученное значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в стандарте SRM-987 соответствовало 0.710241 ± 15 (2 σ , 10 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по величине ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr=8.37521. Изотопный состав Sr приведен к аттестованному значению стандарта SRM987⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.710240.

Рb-Рb изотопные исследования

Зерна галенитов растворялись в разбавленной (~ 4N) HNO₃. Полученный раствор разбавлялся водой так, чтобы концентрация Pb в нем составляла приблизительно 200 нг/мкл. После этого капля раствора наносилась на ленточку без предварительного выделения Pb. Кроме галенитов из различных рудопроявлений Каралонского РП, также изучались плагиоклазы из рудовмещающих гранитов. Навеска выделенных монофракций плагиоклазов составляла порядка 100 мг. Для удаления микропримесей U- и Th-содержащих минералов в плагиоклазах отмытые от поверхностных загрязнений монофракции мелко растирались и выщелачивались последовательно в концентрированной HNO₃ и HCl в течение примерно 4 часов в каждой кислоте при нагревании. Остаток после выщелачивания промывался водой и высушивался. Навеска остатка растворялась в смеси HF и HNO₃, раствор переводился в бромиды и разделялся на аликвоты для определения изотопного состава Pb и содержания Pb и U с использованием индикатора ²³⁵U-²⁰⁴Pb-²⁰⁷Pb. Рb выделялся по методике (Manhes et al., 1978). Общий уровень лабораторного загрязнения Pb и U не превышал 0.1 и 0.01 нг соответственно.

Изотопный анализ Pb и U выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.03% (20). Изотопный состав Pb и U измерялся в одноленточном режиме на рениевых испарителях. Для измерений использовался силикатный эмиттер в смеси с H_3PO_4 . Поправка изотопных отношений Pb на фракционирование проводилась по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера ²³⁵U-²⁰⁴Pb-²⁰⁷Pb (Мельников, 2005). Погрешности (±2SD) измерения изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1 (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18.820 ±0.005, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.641 ±0.002, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=38.737 ±0.010, *n*=10), не превышают 0.03%, 0.03% и 0.05% соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Rb—Sr изотопные данные для рудовмещающих гранитоидов и метасоматитов Верхнекаралонского месторождения

Результаты Rb–Sr изотопного исследования пород и минералов Верхнекаралонского месторождения приведены в табл. 2 и на фиг. 2 и 3. Точки изотопных составов неизмененных и слабо измененных гранитов, а также гидротермально измененных пород (Qtz–Ser–Ab) Верхнекаралонского рудовмещающего массива на диаграмме в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr образуют линейную регрессию, угол наклона которой отвечает значению возраста 539 ±61 млн лет (см. фиг. 2). Эта величина в пределах большой погрешности согласуется с U-Pb оценкой возраста 598±4 млн лет гранитоидов изученного массива (Рыцк и др., 2018₁).

На диаграмме в координатах ${}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ точки гидротермально измененных пород с наиболее высокими Rb/Sr отношениями и высокими содержаниями Rb вместе с точками изотопного состава гидротермально измененных гранитов (Qtz–Ser–Ab) с наиболее низкими Rb/Sr отношениями и низкими содержаниями Rb, образуют единую линейную регрессию с углом наклона, соответствующим возрасту 292 ± 35 млн лет (см. фиг. 2). Различные уровни содержания Rb в гидротермально измененных и неизмененных гранитах свидетельствуют о существенном перераспределении Rb в ходе гидротермально-метасоматического процесса, сопровождавшего формирование золотого оруденения.

Полученные Rb—Sr изотопные данные для минералов одного из образцов (N1013055: альбит-1, альбит-2, серицит-1, серицит-2, биотит и вал)

САВАТЕНКОВ и др.

N⁰	Образец	Местоположение	вал/м-л	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ*	
		Неизмененные и слаб	о измененные	Na-К субщел	очные лейког	раниты			
1	1013304	Рудная зона №3	вал	66.6	60.3	3.200	0.730978	6	
2	1013310	Рудная зона №3	вал	111.2	35.1	9.228	0.778138	6	
3	1013313	Рудная зона №3	вал	73.5	45.3	4.708	0.736629	8	
4	1013316	Рудная зона №4	вал	65.4	43.6	4.346	0.733887	6	
5	1013380	Рудная зона №3	вал	96.7	54.5	5.149	0.743771	9	
6	1013394	Рудная зона №4	вал	96.5	53.2	5.266	0.743769	7	
7	1013377	Подрудные	вал	84	61.3	3.970	0.733303	6	
8	1013376	Подрудные	вал	80.8	56.4	4.155	0.733998	6	
9	9313012	Подрудные	вал	88.6	73.1	3.517	0.731459	8	
10	1013373	Подрудные	вал	110.5	48.5	6.616	0.749891	6	
11	1013372	Подрудные	вал	107.5	53.1	5.877	0.749257	7	
12	1013371	Подрудные	вал	59.8	54.5	3.180	0.729268	8	
13	9411006	Участок западный	вал	110.5	52.3	6.140	0.747875	6	
14	9209005	Участок западный	вал	105.8	42.8	7.178	0.757194	6	
	Q-Ser-Ab ±(Эп-Sf) апогранитные метасоматиты								
15	1013308	Рудная зона №3	вал	28.3	41.5	1.973	0.724867	4	
16	1013309	Рудная зона №3	вал	66.6	39.3	4.913	0.735710	6	
17	1013384	Рудная зона №4	вал	69.5	56.6	3.563	0.732123	6	
18	1013381	Рудная зона №4	вал	38.9	57.1	1.976	0.722162	7	
19	KP 13042-2	Рудная зона №6	вал	24.8	23.6	3.053	0.730646	4	
20	9209004	Участок западный	вал	76.9	97.6	2.282	0.720877	6	
21	9209003	Участок западный	вал	77.7	108.9	2.067	0.719607	7	
22	1013375	Подрудные	вал	65.6	68.5	2.778	0.726028	8	
			вал	68.0	28.0	1.194	0.718706	8	
			Src2**	24.7	152.8	18.032	0.778426	13	
22	1012055	D	Src1	53.2	19.5	1.060	0.718059	5	
23	1013033	Рудная зона № 4—5	Ab2	66.8	2.5	0.106	0.714406	7	
			Ab1	69.3	3.2	0.134	0.714475	6	
			Bt	2.1	303.2	496.125	2.422925	8	
		Г	идротермалит	ъ Q-(Chl)-Ser					
24	KP13 008-2	Участок западный	вал	123.7	20.8	17.357	0.783423	4	
25	KP13 042-3	Рудная зона №6	вал	144	8.8	47.998	0.909691	4	
26	KP13 028-2	Рудная зона №2	вал	103.8	8.9	34.203	0.852022	5	
27	KP13029-2	Рудная зона №2	вал	74	4.7	46.184	0.899836	4	
28	KP13029-5	Рудная зона №2	вал	56.7	3.9	43.137	0.896213	5	

Таблица 2. Rb-Sr изотопные данные для гранитоидов и метасоматитов Верхнекаралонского месторождения

Примечание: * – абсолютная погрешнось измерения в последнем знаке; ** – Ab – альбит, Bt – биотит, Src – серицит

(см. фиг. 3). В то же время углы наклона линий, ностью породообразующих минеральных фаз проходящих через точки вал-минерал, соответ- либо последовательным закрытием Rb-Sr изоствуют возрастному интервалу 242–276 млн лет. топных систем в разных минералах. Вместе с тем Полученная дисперсия может быть обусловлена

не образуют единой изохронной зависимости первичной изотопно-геохимической неоднородмаксимальное значение возраста, полученное



Фиг. 2. Диаграмма в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr с данными (валовый состав) для рудовмещающих гранитоидов и метасоматитов Верхнекаралонского месторождения. 1 – неизмененные и слабо измененные граниты, 2 – Qtz-Ser-Аb апогранитные метасоматиты Верхнекаралонского рудовмещающего массива, 3 - гидротермалиты. Черная линия отвечает линейной регрессии для малоизмененных гранитов. Серая линя отвечает линейной регрессии для гидротермалитов и Qtz-Ser-Ab апогранитных метасоматитов. Размеры значков превышают величины аналитических погрешностей.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 2024 Nº 5

по Rb—Sr изотопным данным вал-серицит1-альбит1-албит2 — 276 \pm 18 млн лет (CKBO=2.3), согласуется с оценкой возраста, полученной ранее для околорудных метасоматитов (K—Ar, серицит, 275 \pm 5 млн лет, Кучеренко, 1989).

Рb-Рb изотопные данные

Результаты изучения изотопного состава Pb в галените приведены в табл. 3 и на фиг. 4 и 5. Галениты характеризуются достаточно значительным диапазоном вариаций изотопных отношений Pb: ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb – 16.907–17.914; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb – 36.943– 38.273 и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – 15.384–15.552 (см. фиг. 4 и 5). Наиболее высокие изотопные отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb имеет галенит золото-кварцевого оруденения Водораздельной рудной зоны (обр. Кр/117A, КР/gal, Th25).

На диаграммах в координатах 206 Pb/ 204 Pb — 207 Pb/ 204 Pb и 206 Pb/ 204 Pb — 208 Pb/ 204 Pb (см. фиг. 4) изотопные составы Pb в галените Каралонского



Фиг. 3. Диаграмма в координатах ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr с данными для минералов и породы в целом образца Qtz–Ser– Аb апогранитных метасоматитов (1013055). Размеры значков превышают величины аналитических погрешностей.

О ВОЗРАСТЕ И ИСТОЧНИКАХ МАЛОСУЛЬФИДНОГО...

N п/п	N образца	Порода	Местоположение	Минерал	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb*	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb*	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb*		
	Водораздельная рудная зона								
1	Kp/117A	Метапелит	Участок Конгломератовый	Gal	17.914	15.552	38.273		
2	N15	Метабазальт	Участок Водораздельный	Gal	17.640	15.534	37.828		
3	KP/gal	Метабазальт	Участок Восточный	Gal	17.839	15.540	37.918		
4	Тн25	Субщел. гранит	Участок Восточный	Gal	17.826	15.535	37.898		
			Верхнекаралонское месторожд	ение					
5	P3-6	Субщел. гранит	Рудная зона № 6	Gal	17.711	15.534	37.858		
6	BK-1(a)	Субщел. гранит	Рудная зона № 6, траншея № 1	Gal	17.480	15.456	37.543		
7	ВК-1(б)	Субщел. гранит	Рудная зона № 6, траншея № 1	Gal	17.482	15.457	37.551		
8	K-141	Субщел. гранит	Рудная зона № 5, канал 141	Gal	17.506	15.482	37.643		
9	K-141-1	Субщел. гранит	Рудная зона № 5, канал 141	Gal	17.472	15.438	37.489		
10	K-511	Субщел. гранит	Рудная зона № 5, северный фланг	Gal	17.421	15.446	37.350		
11	Р5	Субщел. гранит	Рудная зона № 5, южный фланг	Gal	17.457	15.427	37.446		
12	N17	Субщел. гранит	Рудная зона № 4, канал 142	Gal	17.491	15.467	37.584		
13	K-142	Субщел. гранит	Рудная зона № 4, канал 142	Gal	17.523	15.473	37.615		
			Кар Лавочникова						
14	K-131	Субщел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.513	15.480	37.617		
15	K-131-1	Субщел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.509	15.463	37.569		
16	K-131-2	Субщел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.484	15.439	37.486		
17	K-131-3	Субщел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.540	15.513	37.727		
18	BKC-1	Субщел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.479	15.457	37.551		
19	BKC-2	Субщел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.483	15.454	37.536		
20	BKC-3	Субщел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.469	15.445	37.528		
			Борт долины Каралона						
21	K-135	Субщел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.506	15.460	37.580		
22	K-136	Субщел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.461	15.434	37.474		
23	BKC-4	Субщел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.508	15.489	37.640		
24	BKC-5	Субщел. гранит	Рудная зона № 4	Gal	17.494	15.467	37.574		
			Кар Лавочникова						
25	K-143-1	Субщел. гранит	Рудная зона № 2	Gal	17.601	15.477	37.649		
26	K-143-2	Субщел. гранит	Рудная зона № 2	Gal	17.453	15.464	37.461		
27	K-143-3	Субщел. гранит	Рудная зона № 2	Gal	17.512	15.481	37.646		
28	P3-8	Субщел. гранит	Рудная зона № 1	Gal	17.529	15.506	37.712		

Таблица 3. Рb–Рb изотопные данные Каралонского рудного поля

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

САВАТЕНКОВ и др.

Окончание	Таблицы	3
	1	-

				1	ĭ	non nanne	10000000
N п/п	N образца	Порода	Местоположение	Минерал	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb*	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb*	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb*
			Участок Березовый				
29	Сур	лиственитиз. базальт	Участок Березовый	Gal	17.316	15.422	37.268
30	Cyp-2	лиственитиз. базальт	Участок Березовый	Gal	17.384	15.437	37.371
			Еленинское месторождение	e			
31	N18	лиственитиз. базальт	Еленинский	Gal	17.333	15.450	37.359
32	N19	лиственитиз. базальт	Еленинский	Gal	17.392	15.456	37.439
33	N1139	лиственитиз. базальт	Еленинский	Gal	17.398	15.451	37.467
34	N1097/5	лиственитиз. базальт	Еленинский	Gal	17.366	15.438	37.358
35	N1894	лиственитиз. базальт	Еленинский	Gal	17.360	15.458	37.414
36	Клет	лиственитиз. базальт	Еленинский	Gal	17.378	15.479	37.484
			Рудопроявления				
38	KP128	базальт	русло Каралона крутая жила	Gal	17.480	15.481	37.642
39	КР/1 шт	серпент. ультрабазит	Усть-Каралонское	Gal	17.345	15.396	36.933
			Вмещающие породы				
40	10203025	гранодиорит	Еленинский массив	Fsp	17.400	15.398	37.238
41	ВИ-5	субщел. гранит	Верхнекаралонский массив	Fsp	17.499	15.401	37.362
42	KP/127-1	субщел. гранит	Усть-Березовый массив	Fsp	17.387	15.392	37.156
43	КР/122-Б	гранодиорит	Догалдынский массив	Fsp	17.647	15.503	38.044
44	10201004	субщел. гранит	Верх.каралон. массив (рз № 6)	Fsp	17.751	15.486	37.712
45	1013055	субщел. гранит	Верх.каралон. массив (рз № 4)	Fsp	17.671	15.445	37.566

Примечание: * – погрешности изотопных отношений составляют 0.03% (2о); Gal – галенит, Fsp – полевой шпат.

РП образуют три группы точек. Наиболее многочисленная группа представляет изотопные составы Рb в галените Верхнекаралонского месторождения. На диаграммах изотопных отношений Pb эта группа образует субвертикальный тренд, расположенный между кривой "мантии" модели (Kramers, Tolstikhin, 1997) и линией эволюции изотопного состава Pb в континентальной коре Сибирского кратона согласно оценке, сделанной в работе (Ларин и др., 2021).

Вторая из указанных групп, образованная точками изотопных составов Pb в галените Еленинского месторождения и Березового участка, расположена на диаграммах в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb левее относительно галенита первой группы.

Третья группа точек, представляющая изотопные характеристики Pb в галените Водораздельной рудной зоны, образует на диаграмме в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb - ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb субгоризонтальный тренд, начинающийся от верхнего окончания тренда первой группы и продолжающийся в область более молодых модельных Pb-Pb возрастов (фиг. 4). На диаграмме в координатах 206 Pb/ 204 Pb – ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb изотопные составы Pb третьей группы также образуют тренд, тянущийся в область более молодых модельных возрастов вдоль линии эволюции Pb в коре Сибирского кратона (фиг. 4). Таким образом, выделяются три группы золото-квари-малосульфидных рудных объектов Каралонского РП: 1) Верхнекаралонское месторождение; 2) Еленинское месторождение

раздельной рудной зоны. характеризующиеся разным изотопным составом Pb в галените.

В табл. 3 и на фиг. 4 привелены изотопные составы Рь плагиоклаза из рудовмещающих

и Березовый участок; 3) рудопроявления Водо- комплексов с поправкой на их возраст. Фигуративные точки изотопных составов Pb в этих плагиоклазах на лиаграмме в коорлинатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb — ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb демонстрируют существенный разброс и общее смешение относительно тренда галенитов



Фиг. 4. Лиаграммы в коорлинатах 206 Pb/ 204 Pb - 207 Pb/ 204 Pb (a) и 206 Pb/ 204 Pb - 208 Pb/ 204 Pb (б) с ланными лля галенита рулных ассоциаций Каралонского рудного поля и полевых шпатов из вмещающих пород в сопоставлении с данными для рудного Рь по региону. 1-5 - Каралонское рудное поле: 1 - галенит Верхнекаралонского месторождения, 2 - галенит Водораздельной рудной зоны, 3 – галенит Еленинского месторождения и Березового участка, 4 – полевые шпаты из рудовмещающих гранитоидов, 5 – галенит из рудопроявлений Крутое и Усть-Каралонское; 6-8 – Pb-Pb данные для рудного свинца месторождений Au, Au–Ag, Pb–Zn, Sn складчатого обрамления Сибирского кратона: 6 – галенит из Уряхского рудного поля (Chugaev et al., 2022), 7 – сульфиды из месторождения Ою-Тологой (Wainwright, 2008), 8 – галениты из месторождений Приморья, имеющих позднемеловой возраст (Ростовский, 2005; Chugaev et al., 2020); 9 – раннемеловые осадочные породы Приморья (Chugaev et al., 2020). Черная линия – модельный тренд эволюции Ро в деплетированной мантии, согласно модели Крамерса-Толстихина (Kramers, Tolstikhin, 1997). Серая линия - тренд эволюции Рb в континентальной коре сибирского кратона, согласно (Ларин и др., 2021). Отрезки между штрихами на трендах отвечают интервалу 100 млн лет. Черная и серая звездочки представляют коровый и мантийный, соответственно, источники рудного Рь для Верхнекаралонского месторождения. Темно-серая линия со стрелками отвечает предполагаемому тренду перестройки Рь изотопной системы, вызванной пермской магматической активизацией.

в область более молодых модельных возрастов. Подобный характер распределения фигуративных точек указывает на различную степень посткристаллизационного преобразования U-Pb изотопной системы в плагиоклазе в результате наложенного воздействия. Вместе с тем точки наиболее "примитивных" характеристик Pb в плагиоклазе из рудовмещающих гранитоидов, находятся в нижнем окончании тренда изотопных характеристик Pb в галените из Верхнекаралонского месторождения. Таким образом, ювенильным источником Pb в галените Верхнекаралонского месторождения, очевидно, является Pb, генетически связанный с рудовмещающими гранитами ювенильного происхождения (Рыцк и др., 2018₁). Наиболее близки к мантийному источнику изотопные характеристики Pb в галените из образца серпентинизированных гарцбургитов Усть-Каралонского рудопроявления, фигуративная точка изотопного состава Pb которого также располагается в нижнем окончании тренда для галенита изученных месторождений Каралонского РП (см. фиг. 4). Линия, соединяющая изотопные составы Pb в галените Верхнекаралонского



Фиг. 5. Диаграммы в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (а) и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb –²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (б) с данными для галенита из золоторудных месторождений Северного Забайкалья: 1, 2 – месторождение Ирокинда (И) (Чугаев и др., 2020): 1 – галенит-месторождения, 2 – вмещающие породы; 3 – месторождение Кедровское (Ке) (Чугаев и др., 2017); 4 – месторождение Сухой Лог (СЛ) (Чернышев и др., 2009); 5 – поле составов общего компонента для рудного Рb Северного Забайкалья. ВК – Верхнекаралонское месторождение (эта работа). РМ – модельный тренд эволюции Рb в примитивной мантии (Kamber, Collerson, 1999). Остальные обозначения те же, что и на фиг. 4.

месторождения и наиболее примитивные составы Pb в плагиоклазе из рудовмещающих гранитов, а также галенита из ультрабазитов на диаграммах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, пересекает модельные кривые эволюции свинца в верхней мантии и в коре Сибирского кратона в точках, отвечающих возрасту ~ 600 млн лет, который соответствует времени формирования рудовмещающих гранитов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как отмечалось выше, согласно геолого-структурным реконструкциям (Рыцк и др., 2018,), система рудоконтролирующих сдвиговых структур Каралонского РП формировалась в несколько этапов и стадий, подобно рудоконтролирующим структурам Ирокиндинского и Уряхского рудных полей Муйского района (Злобина и др., 2010). Нижним ограничением возраста золоторудной минерализации Каралонского РП является значение возраста ~ 600 млн лет рудовмещающих эдиакарских интрузивных пород падоринского многофазного комплекса. Верхним позднепермское значение возраста (255 млн лет) даек порфиритов, которые пересекают рудовмещающие гранитоиды и гидротермально-метасоматические образования продуктивного березит-лиственитового комплекса Верхнекаралонского месторождения (Рыцк и др., 2018₁; 2018₂). Однако в изотопных характеристиках свинца галенита Каралонского РП отражены только два возрастных этапа – ранний (600-500 млн лет) и поздний (290-270 млн лет). Значение каждого из отмеченных этапов в истории формирования золоторудной минерализации Каралонского РП может рассматриваться с различных позиций.

Ранний этап (600-500 млн лет) отражен в изотопных характеристиках свинца галенита, которые на диаграмме в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (см. фиг. 4) формируют субвертикальный тренд, связывающий изотопные характеристики Pb в верхней мантии, согласно модели (Kramers, Tolstikhin, 1997), и в континентальной коре Сибирского кратона (Ларин и др., 2020) на момент времени ~ 600 млн лет. Таким образом, вариации изотопного состава Рb галенита определяются смешением Pb из ювенильного мантийного и древнекорового источников вследствие нахождения Каралонского РП в области сочленения блоков позднебайкальской ювенильной коры БВП и раннедокембрийской древней коры Сибирского кратона. Источником Рb с мантийными характеристиками, близкими

к параметрам верхней мантии, может являться Верхнекаралонский массив ювенильных гранитов ($\varepsilon_{Nd}(600) = +5.6 - +6.7$) с возрастом 598 ±4 млн лет, вмещающий одноименное месторождение. Наиболее высокая доля ювенильного компонента отмечается в изотопном составе Pb галенита из гипербазитов Усть-Каралонского рудопроявления. Источником древнекорового свинца, очевидно, могли быть дорифейские магматические и метаморфические комплексы Тунгус-Дабанского выступа фундамента и терригенно-карбонатные осадки тония Делюн-Уранской зоны, образованные за счет размыва древней коры (T(DM)=2.0-2.6 млрд лет) (Рыцк и др., 2011). Наибольшая доля древнекорового компонента с высоким значением ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и повышенным значением параметра μ_2 фиксируется в галенитах из рудопроявлений в метабазальтах и тектонитах Водораздельной рудной зоны, которые находятся в непосредственном контакте с породами Делюн-Уранской зоны Сибирского кратона.

Тренд, который образуют точки галенитов Верхнекаралонского месторождения на диаграмме в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (см. фиг. 4), близки к линии, соединяющей модельные составы Pb на кривых эволюции Pb в верхней мантии (Kramers, Tolstikhin, 1997) и континентальной коры Сибирского кратона (Ларин и др., 2020) в точках, отвечающих возрасту рудовмещающих гранитоидов ~ 600 млн лет. При этом точки самих рудовмещающих гранитов нахолятся в нижнем (мантийном) окончании указанного тренда. В этой связи представляют интерес изотопные параметры сульфидов из месторождений с надежно установленным возрастом. Для такого сравнения на диаграммы в координатах 206 Pb/ 204 Pb - 207 Pb/ 204 Pb μ 206 Pb/ 204 Pb - 208 Pb/ 204 Pb (см. фиг. 4) вынесены данные по сульфидам из золото-медно-порфирового месторождения Ою-Толгой в Южной Монголии (Wainwright, 2008) возрастом 372 млн лет (Wainwright et al., 2011), а также данные по галенитам из месторождений Приморья позднемелового возраста (Ростовский, 2005). Породы вулкано-плутонического Падоринского комплекса, вмещающего Каралонское рудное поле, по своим геохимическим и Nd-изотопным характеристикам, как это было отмечено выше, отвечают магматическим породам современных островных дуг. Соответственно, ранний этап рудогенеза (~ 600 млн лет) в пределах Каралонского РП, выведенный на основе изотопных характеристик Pb в галенитах и ассоциирующий с гранитами Падоринского комплекса, предполагает участие в изотопных

САВАТЕНКОВ и др.

характеристиках рудного Pb тех же источников (деплетированная мантия и верхнекоровый компонент из терригенных осадков), что и в рудном Рь из более молодых орогенных обстановок: рудное поле в герцинидах Ою-Толгой (островная дуга, Dolgopolova et al., 2013), позднемеловые рудные месторождения Дальнего Востока (активная континентальная окраина, Jahn et al., 2015). Из фиг. 4 видно, что тренд вариации изотопных характеристик Рb свинца в сульфидах месторождения Ою-Толгой в своем нижнем окончании на диаграмме в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb – ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb пересекает модельную кривую эволюции свинца в верхней мантии в точке, отвечающей возрасту -400 млн лет. В свою очередь, тренд вариации изотопных характеристик Рb в позднемеловых месторождениях Приморья в своем нижнем окончании пересекает кривую эволюции Pb в верхней мантии в точке, отвечающей возрасту ~ 100 млн лет. Выше отмеченная закономерность дает основание допускать, что модельные параметры изотопного состава Pb в верхней мантии, согласно модели (Kramers, Tolstikhin, 1997), близко соответствуют параметрам мантийного источника для рудного Pb в разновозрастных месторождениях Центрально-Азиатского региона и Сибири, включая и Верхнекаралонске месторождение. Соответственно, модельная оценка возраста Верхнекаралонского месторождения порядка 600 млн лет также близка ко времени его формирования. В свою очередь, положение изотопных характеристик Рв в галените Еленинского месторождения относительно субвертикального тренда Верхнекаралонского месторождения на обеих изотопных Pb-Pb диаграммах можно объяснить его более древним раннеэдиакарским возрастом. Таким образом, возраст формирования ранней рудной минерализации рассматриваемых рудных объектов, которая контролировалась деформациями и сдвиговыми разрывными нарушениями раннего этапа образования структуры Каралонского РП (Рыцк и др., 2018,), мог быть близким к возрасту формирования рудовмещающих гранитоидов.

Позднему этапу (290–270 млн лет), вероятно, отвечают изотопные характеристики Pb в галенитах из рудопроявлений Водораздельной рудной зоны, которые на диаграмме в координатах 206 Pb/ 204 Pb – 207 Pb/ 204 Pb существенно смещены вправо относительно исходного субвертикального тренда (вышеупомянутой линии смешения, отвечающей этапу 600–500 млн лет) в область более молодых возрастов (см. фиг. 4). Такое поведение изотопной системы Pb можно объяснить тем, что галенит Водораздельной зоны был

перекристаллизован в ходе наложенного процесса. При этом галенит рудных ассоциаций Водораздельной зоны не столько наследовал свинец позднеэдиакарского этапа (из галенита ранних руд и рассеянный Рb вмещающих пород), сколько захватывал Pb, поступавший из значительно более молодого источника с изотопными характеристиками, отвечающими моменту времени наложенных процессов (~ 290 млн лет).

Подобные эффекты связаны с тектонической позицией Водораздельной рудной зоны в высокопроницаемой зоне Сюльбанского сдвигового шва, где на заключительном этапе формирования структуры Каралонского РП были локализованы наиболее интенсивные сдвиговые деформации (Рыцк и др., 2018₁), что предполагает активную циркуляцию растворов с масштабными мобилизацией и привносом вещества, в том числе и перераспределение изотопов Рb рудовмещающих пород.

Изотопные характеристики Рb в галените Уряхского месторождения (Чугаев и др., 2022) показывают сходную картину (см. фиг. 4) и, как видно на рисунке, формируют субгоризонтальный тренд, параллельный тренду, образованному галенитом Водораздельной рудной зоны Каралонского РП. Начало этого тренда находится на обеих диаграммах вблизи линии, аппроксимирующей изотопные характеристики Pb в галените из Верхнекаралонского месторождения с неопротерозойским модельным возрастом. Такое сходство объясняется принадлежностью этих золоторудных объектов к единой рудной зоне в осевой части Сюльбанского сдвигового шва.

Учитывая сказанное, интерпретация геохронологических данных о пермском этапе формирования золото-кварцевого оруденения и золотоносных березитов (281-275 млн лет) Водораздельной зоны Каралонского и Уряхского РП (Chugaev et al., 2022), полученных K–Ar (Ar–Ar) либо Rb-Sr методом по минералам метасоматитов или по породе в целом, на наш взгляд, является дискуссионной. Использованные изотопные системы характеризуются низкой устойчивостью к наложенным термальным воздействиям (Jenkin et al., 2001; Harrison et al., 2009; Eberlei et al., 2015), что наглядно демонстрируют результаты изучения Rb-Sr изотопной системы метасоматитов Верхнекаралонского месторождения, перестроенной в ходе наложенного воздействия (290-270 млн лет) как на уровне минералов, так и на уровне породы в целом. Следовательно, можно допустить, что оценки возраста указанных объектов Водораздельной рудной зоны

отвечают времени перестройки K–Ar и Rb–Sr изотопных систем, как и частичной перестройки U–Pb изотопной системы в плагиоклазах в рудовмещающих гранитах Каралонского РП под воздействием более позднего и локализованного термального события относительно времени образования собственно рудной минерализации.

Более высокая устойчивость Рb изотопной системы в галените Верхнекаралонского месторождения к наложенным воздействиям по сравнению с Rb-Sr и K-Ar изотопными системами объясняется тем, что в отсутствие существенной тектонической переработки рудовмещающих структур поздние воздействия вызывают перераспределение изотопов преимущественно на межминеральном уровне. В этом случае сульфиды выступают акцепторами радиогенного Pb, который перераспределяется из минералов, обогащенных U (монацит, титанит, апатит). В галените, в силу высокой концентрации Рb на единицу объема, привнос радиогенного Рb практически не отражается на первичных изотопных характеристиках Рb. Кроме того, в общих с галенитом минеральных ассоциациях отмечается дефицит или полное отсутствие минералов с повышенным отношением U/Pb.

Сопоставление изотопных характеристик Рb в галените Каралонского РП и золоторудных объектов Северного Забайкалья

Рассматривая изотопные характеристики Рb в галените из месторождений различных позднедокембрийских структур Северного Забайкалья (Лаверов и др., 2007; Чернышев и др., 2009; Чугаев и др., 2017; Чугаев и др., 2020; Чугаев и др., 2022) (фиг. 5), следует отметить, что они образуют тренды, сходящиеся в одной общей области, в которой изотопный источник Pb имеет параметры континентальной коры Сибирского кратона на период 500-600 млн лет. Противоположные концы этих трендов характеризуют изотопные характеристики Рb в породах, вмещающих различные месторождения региона: черных сланцев с высокими отношениями U/Pb и U/Th месторождения Сухой Лог; глубоко метаморфизованных гнейсов с примитивным изотопным составом Рь месторождения Ирокинда; метаосадочные и магматические породы неопротерозойского возраста месторождения Кедровское; ювенильные граниты Верхнекаралонского месторождения с изотопными характеристиками Pb, близкими к мантийным.

Второй общий изотопный компонент, сопоставлявшийся с плюмовым источником, был

выделен при изучении изотопных характеристик Рь месторожления Ирокинда и Кедровское (Чугаев и др., 2020). Подтверждением этому служило попадание области пересечения трендов смешения в поле мезозойских траппов Сибири, а также на линию модельной эволюции Pb в верхней мантии модели Доу-Зартмана. Учитывая, что плюмовый источник предполагает участие скорее вешества нижней. чем верхней деплетированной мантии, на диаграммы изотопных характеристик Pb (см. фиг. 5) вынесена кривая модельной эволюции Pb в нижней (примитивной) мантии, предложенная для объяснения источника океанических базальтов с "примитивным" составом гелия (Kamber, Collerson, 1999). Из рисунка видно, что эта кривая на обеих диаграммах проходит в стороне от области общего компонента для золоторудных месторождений Северного Забайкалья. При этом следует отметить, что наиболее ближняя точка указанного тренда к области "общего компонента" отвечает возрасту ~ 500 млн лет. Вышесказанное позволяет предположить, что линии смешения изотопных характеристик Pb в золоторудных месторождениях Северного Забайкалья сформировались задолго до периода 250-270 млн лет, а пермский этап является временем глубокой термальной и флюидной переработки золоторудных объектов с частичной регенерацией рудного вещества.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По изотопному составу Рb галенита среди золото-кварц-малосульфидных рудных объектов Каралонского РП выделяют три группы: 1 – Верхнекаралонское месторождение; 2 – Еленинское месторождение и Березовый участок; 3 – рудопроявления Водораздельной рудной зоны. Различия изотопных характеристик Рb в этих группах отражают различные этапы формирования рудопроявлений Каралонского РП.

Вариации изотопного состава Рb в рудных объектах Каралонского РП связаны с различным вкладом двух главных источников – мантийного и древнекорового. Изотопные характеристики Pb в галените Верхнекаралонского месторождения указывают на его генетическую связь с рудовмещающими ювенильными гранитами, возраст которых ~ 600 млн лет может быть близок возрасту наиболее раннего этапа формирования золото-кварцевой минерализации. Согласно новым и опубликованным Pb изотопным данным (Chugaev et al., 2022), общим для ведущих золоторудных месторождений Северного

2024

Забайкалья является древнекоровый источник, который характеризуется параметрами континентальной коры Сибирского кратона на период 500—600 млн лет.

Магматическая активизация Байкальского геоблока на рубеже 290–250 млн лет вызвала перестройку Rb—Sr системы в породах и минералах Каралонского РП и других месторождений Северного Забайкалья, а также определила перераспределение изотопов Pb в галенитах Водораздельной рудной зоны. В связи с этим, учитывая полученные Rb—Sr данные, интерпретация K—Ar (Ar—Ar) и Rb—Sr датировок в качестве пермского возраста золото-кварцевого оруденения и золотоносных березитов (281–275 млн лет) Водораздельной зоны Каралонского и Уряхского РП (Чугаев и др., 2022) может рассматриваться как последний, но не единственный этап рудообразования в золоторудной провинции Северного Забайкалья.

Изотопные данные показывают, что в геологической истории Верхнекаралонского месторождения и Каралонского рудного поля процессы формирования золоторудной минерализации имели длительный многостадийный характер и, вероятнее всего, сопровождались регенерацией первичных рудных концентраций.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А. Андрееву, Ю. Дадонову, Д. Иванову, И. Илькевич, Е. Гриненко, Д. Балыкову, А. Каюкову (ФРОГ) и В.И. Саморукову (ООО "РудКаралон"), принимавшим участие в отборе образцов и проб в ходе поисково-оценочных работ по Каралонскому проекту. Авторы благодарят С.Д. Великославинского (ИГГД РАН) за обсуждение работы и полезные замечания, а также Г.П. Плескач за выполнение рисунков. Коллектив также считает своим долгом с благодарностью отметить канд. хим. наук Г.В. Овчинникову, являющуюся пионером в отечественной науке в области изучения изотопной систематики Рь в земных породах, и И.А. Малькова, участвовавших в начале работ по Каралонскому проекту. Также авторы выражают признательность д-ру геол.-минерал. наук И.В. Викентьеву за высказанные ценные замечания, касающиеся рукописи настоящей статьи, и анонимным рецензентам.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работы выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ № 23–27–00165.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ванин В.А. Чугаев А.В. Демонтерова Е.И. и др. Геологическое строение золоторудного поля Мукодек, Северное Забайкалье и источники вещества (Рb-Рb и Sm-Nd данные) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1345–1356. DOI: 10.15372/GiG20180902

Злобина Т.М., Котов А.А., Мурашов К.Ю. Структурные парагенезисы золоторудного месторождения Иракинда // Месторождения стратегических металлов: Тез. докл. ИГЕМ РАН, 2010. С. 200–201.

Кучеренко И.В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 90–102.

Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // Докл. РАН. 2007.Т. 415. № 2. С. 236–241. DOI:10.1134/S1028334X07050339

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Граниты рапакиви Кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 339–364. DOI: 10.31857/ S0869590321030031

Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.

Ростовский Ф.И. Об изотопных отношениях Рb в галенитах рудных месторождений Востока Азии // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 2. С. 33–45.

Плотинская О.Ю., Чугаев А.В., Бондарь Д.Б., Абрамова В.Д. Минералого-геохимические особенности руд Кедровско-Ирокиндинского рудного поля (Северное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 10. С. 1407–1432. DOI 10.15372/GiG2019064. EDN DLAGJJ.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

Рыцк Е.Ю, Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А. и др. Вендский возраст гранодиоритов и плагиогранитов таллаинского комплекса (Байкало-Муйский пояс): U–Pb изотопные данные // ДАН. 2017. Т. 474. № 2. С. 214–219. DOI: 10.7868/S086956521714016Х

Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Алексеев И.А. и др. Геологическое строение Каралонского золоторудного поля (Средневитимская горная страна) // Геология руд. месторождений. 2018₁. Т. 60. № 4. С. 342–370. DOI: 10.1134/S0016777018040044 Рыцк Е.Ю., Федосеенко А.М., Анисимова И.В. и др. Позднепермский внутриплитный магматизм Байкало-Муйского пояса: U-Pb геохронологические и Nd-изотопные данные. // ДАН. 2018₂. Т. 483. № 2. С. 195–199. DOI: 10.31857/S086956520003480–1

Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm–Nd; Rb–Sr; K–Ar; U– Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Иванова А.А. и др. Метод дифференциального растворения в U–Pb геохронологии: прошлое и настоящее // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов: Тез. докл. VIII Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 2022. С. 131–132.

Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В. и др. Возраст и источники вещества золоторудного месторождения Кедровское (республика Бурятия, Северное Забайкалье): геохронологические и изотопно-геохимические ограничения // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 4. 281–297. DOI: 10.7868/ S0016777017040025

Чугаев А.В., Дубинина Е.О., Чернышев И.В. и др. Источники и возраст золоторудной минерализации месторождения Ирокинда (Северное Забайкалье): результаты изучения изотопного состава Pb, S, Sr, Nd и данные ³⁹Ar-⁴⁰Ar геохронометрии // Геохимия. 2020. Т. 65. № 11. С. 1059–1079. DOI: 10.31857/S0016752520110059

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

Chugaev A.V., Chernyshev I.V., Ratkin V.V., Gonevchuk V.G., Eliseeva O.A. Contribution of crustal and mantle sources to genesis of Sn, B and Pb–Zn deposits in South Sikhote-Alin subprovince (Russian Far East): Evidence from high–precision MC-ICP-MS lead isotope study // Ore Geol. Rev. 2020. V. 125. P. 103683. DOI 10.1016/j. oregeorev.2020.103683. EDN GWRTFI.

Chugaev A.V., Vanin V.A., Chernyshev I.V. et al. Lead isotope systematics of the Orogenic Gold Deposits of the Baikal-Muya Belt (Northern Transbaikalia): contribution of the subcontinental lithospheric mantle in their genesis// Geochemistry International. 2022. V. 60. P. 1–28. DOI: 10.1134/S0016702922110039

Dolgopolova A., Seltmann R., Armstrong R. et al. Sr–Nd– Pb–Hf isotope systematics of the Hugo Dummett Cu–Au porphyry deposit (Oyu Tolgoi, Mongolia) // Lithos. 2013. V. 164–167. P. 47–64. URL: http://dx.doi.org/10.1016/j. lithos.2012.11.017

Eberlei T., Habler G., Wegner W. et al. Rb/Sr isotopic and compositional retentivity of muscovite during deformation // Lithos. 2015. V. 227. P. 161–178. URL: http://dx.doi. org/10.1016/j.lithos.2015.04.007

Harrison T.M., Celerier J., Aikman A.B., Hermann J., Heizler M.T. Diffusion of ⁴⁰Ar in muscovite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. P. 1039–1051. doi:10.1016/j. gca.2008.09.038

Ivanov A.V., Vanin V.A., Demonterova E.I. et al. Application of the "no fools clocks" to dating the Mukodek gold field, Siberia, Russia. // Ore Geol. Rev. 2015. № 69. P. 352–359. URL: https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.03.007

Jahn B.-M., Valui G., Kruk N. et al. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sciences. 2015. V. 111. P. 872–918.

Jenkin J.R.T., Ellam R.M., Rogers G., Stuart F.M. An investigation of closure temperature of the biotite Rb-Sr system: The importance of cation exchange // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. V. 65. \mathbb{N} 7. P. 1141–1160.

Kamber B.S., Collerson K.D. Origin of ocean island basalts: A new model based on lead and helium isotope systematics // J. Geophysical Research: Solid Earth. 1999. 104. P. 25479–25491. URL: https://doi. org/10.1029/1999JB000258

Kramers J.D., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // Chemical Geology. 1997. 139. P. 75–110. URL: https://doi. org/10.1016/S0009–2541(97)00027–2

Manhes G., Allegre C.J., Provost A. U–Th–Pb systematics of the eucrite "Juvinas". Precise age determination and evidence for exotic lead // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. 48. P. 2247–2264.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet Sci Lett. 1975. 26. P. 207–221.

Wainwright A.J. Volcanostratigraphic framework and magmatic evolution of the Oyu Tolgoi porphyry Cu–Au district. Ph.D. thesis, The University of British Columbia, 2008.

Wainwright A.J., Tosdal R.M., Wooden J.L., Mazdab F.K., Friedman R.M. U–Pb (zircon) and geochemical constraints on the age, origin, and evolution of Paleozoic arc magmas in the Oyu Tolgoi porphyry Cu–Au district, southern Mongolia // Gondwana Research. 2011. 19. P. 764–787. DOI:10.1016/j.gr.2010.11.012

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

AGE AND SOURCES OF LOW-SULFIDE GOLD-QUARTZ MINERALIZATION OF THE KARALON GOLD ORE FIELD (NORTH TRANSBAIKALIA, RUSSIA): RESULTS OF ISOTOPE-GEOCHEMICAL (RB-SR AND PB-PB) STUDIES

V. M. Savatenkov^a, E. Yu. Rytsk^a, I. A. Alekseev^b, I. M. Vasilyeva^a, B. M. Gorokhovsky^a

^a Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, nab. Makarova, house 2, 199034

^b St. Petersburg State University, Universitetskaya nab., St. Petersburg, Russia, 7/9, 199034

The article presents the results of studying the Rb–Sr isotope system of ore-bearing granitoids, apogranite metasomatites and hydrothermalites of the Verkhnekaralonskoye gold deposit, as well as the Pb-Pb isotope system in galena of the gold-quartz low-sulfide mineralization of the Karalonskoye gold ore field. Three groups of ore objects with different Pb isotopic compositions of galena associated with varying contributions from mantle and ancient crustal sources have been identified. The isotope characteristics of Pb in galena of the Verkhnekaralonskoe deposit indicate its genetic relationship with ore-bearing juvenile granites, whose age of ~ 600 Ma may be close to the age of the earliest stage in the formation of gold–quartz mineralization. The ancient crustal source is common for the leading gold deposits of Northern Transbaikalia and is characterized by the parameters of the continental crust of the Siberian craton at a time of 500-600 Ma. The rearrangement of the Rb–Sr system in the studied rocks and minerals of the Verkhnekaralonskoe deposit and the redistribution of Pb isotopes in galena of the Vodorazdelnaya ore zone of the Karalonskoe ore field at the turn of 290-250 Ma have been established. Isotope data show that in the geological history of the Verkhnekaralonskoe deposit and the Karalonskoe deposit and the regeneration of pold mineralization had a long multi-stage character and was accompanied by the regeneration of primary ore concentrations.

Keywords: Karalon gold ore field, Pb-Pb and Rb-Sr isotopic systems, gold-quartz-low-sulfide mineralization, ore-bearing granites, metasomatites, mantle and ancient crustal sources, formation stages.

УДК 553.411 (571.1)

МИНЕРАЛОГИЯ И КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ ЗОЛОТА ДАВЕНДА-КЛЮЧЕВСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2024 г. В. В. Колпаков^{1, *}, П. А. Неволько^{1, **}, П. А. Фоминых^{1, ***}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр-кт акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия * E-mail: vladk@igm.nsc.ru *** E-mail: nevolko@igm.nsc.ru *** E-mail: fominykhpa@igm.nsc.ru Поступила в редакцию 15.12.2023 г. После доработки 11.04.2024 г. Принята к публикации 13.05.2024 г.

В Давенда-Ключевском рудном узле находится большое количество россыпей и рудопроявлений золота, месторождения золото-сульфидно-кварцевой и золотосодержащей Мо-порфировой формаций штокверкового и жильного типов. Судя по морфологии золота, большинство россыпей тесно пространственно связаны с рудными источниками, но данные по химическому составу золота россыпей и руд очень ограниченно представлены в литературе. Детальное минералого-геохимическое изучение россыпного золота, которому посвящена эта работа, дает важную генетическую информацию, которая может быть использована для прогноза и поисков золотого оруденения. Установлено, что пробность россыпного золота хорошо сопоставима с пробностью рудного. В автохтонных россыпях, образующих отдаленный ореол вокруг Ключевского месторождения, преобладает золото с пробностью 900-950%. Золото часто содержит включения рудных минералов и образует с ними сростки. Прежде всего, это пирит, галенит и минералы Ві (тетрадимит, теллуриды Ві, Ві-содержащие сульфосоли, самородный Ві, висмутин), реже – арсенопирит, халькопирит, блеклые руды. В автохтонных россыпях, расположенных вокруг месторождения Давенда, преобладает золото с пробностью более 950%, включения рудных минералов (пирит, галенит, тетрадимит, минерал состава PbBiCuS, арсенопирит) в золоте этих россыпей редки. Третий тип золота (850–900%) менее распространен в вышеупомянутых россыпях, но преобладает в автохтонных россыпях рек Малый и Левый Амулжикан. В существенно аллохтонных россыпях периферии Давенда-Ключевского рудного узла и р. Черный Урюм распространено и более низкопробное золото. В этой группе россыпей несколько меняется минеральная ассоциация Аu. Галенит и минералы Вi почти не находятся в золотинах совместно, появляются гессит, акантит, петцит, ассоциирующие с минералами Ві или пиритом. В шлихах присутствует киноварь. Пробность золота россыпей, его ассоциации с рудными и нерудными минералами, указывают на телескопирование оруденения в рудных источниках и на то, что продуктивное на россыпи оруденение образовалось в результате переотложения золота на поздних стадиях.

Ключевые слова: золото, россыпи, золотое оруденение, пробность золота, минералы-включения в золотинах, минеральные ассоциации, минералы Ві, коренные источники золота.

DOI: 10.31857/S0016777024050044, EDN: abqpfb

введение

В Пришилкинской подвижной зоне находится большая часть месторождений золота восточного Забайкалья (Государственная ..., 2010; Павленко, 2015). В Давенда-Ключевском рудном узле сосредоточены значительные запасы рудного и россыпного золота. Наиболее крупными объектами являются Ключевское (Корчагина, 2019), Александровское и Давендинское месторождения. Они известны с начала – середины XX в. (россыпи – еще раньше) и детально изучены. Установлены условия локализации, формирования и возраст оруденения, стадийность минералообразования, минеральные и геохимические ассоциации и формы выделений золота и многое др. Тем не менее в опубликованной литературе содержится очень мало сведений о типохимизме самородного золота руд и россыпей, часто приводится только диапазон

пробности золота лля ланного объекта или лаже лля группы объектов. Такое положение лел обычно характерно для многих рудно-россыпных районов, и не только Забайкалья. Между тем, детальное минералого-геохимическое изучение самородного золота россыпей дает важную генетическую информацию, которая может быть использована для прогноза и поисков месторождений золота, что остается актуальным. В большинстве россыпей района преобладает или присутствует слабо окатанное золото, что vказывает на тесную связь с коренными источниками. Это повышает достоверность прогноза золотого оруденения. Объектом исследования было золото из россыпей бассейнов рек Желтуга, Горбичанка (Давенда-Ключевской рудный узел), из старых отвалов месторожлений Ключевское. Давенда. Чтобы установить сходства и различия коренных источников, также изучалось золото россыпей бассейна р. Левый Амуджикан (где золотое оруденение проявлено значительно слабее), отделенного от россыпей Давенда-Ключевского рудного узла водоразделом.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ РАЙОНА

Изучаемые россыпи приурочены к Давенда-Ключевскому Аu-Mo-Cu и Амуджиканскому Mo-Au-U рудным узлам, расположенным в юго-западной части Могочинского Au-Mo-Cu-U рудного района Пришилкинской (Au-Mo-Cu-Sb) подвижной зоны Монголо-Охотской складчатой области (золото-молибденовый пояс Забайкалья С.С. Смирнова). Район находится на южной окраине Алданского щита, в зоне влияния крупного Могоча-Бушулейского разлома Монголо-Охотской сутуры. В геологическом строении района (фиг. 1) ведущую роль играют мезозойские и более древнего возраста гранитоиды.

Фундамент слагают гнейсовидные или порфировидные граниты, габбро-диориты нижнего протерозоя. Архейские метаморфические породы распространены ограниченно (Государственная ..., 1971а; Боровиков и др., 2020). Большие площади занимают также нижнепалеозойские



Фиг. 1. Схема геологического строения района (по ГГК РФ, N-50-XXIII, XXIV, XXIX, XXX). 1 – гнейсовидные или порфировидные граниты (Pt₁); 2 – габбро-диориты (Pt₁); 3 – олекминский? комплекс (Pz₁), лейкограниты; 4 – амананский комплекс (J_{2–3}), гранодиориты; 5 – порфириты и их туфы (J_{2–3}); 6 – амуджиканский комплекс (J₃), порфировидные граниты, гранодиориты; 7 – нерчуганский комплекс (J₃), граносиениты; 8 – россыпи, месторождения (I – Ключевское, II – Александровское) и рудопроявления Au; 9 – месторождения Mo (III – Давендинское); 10 – участки опробования россыпей (табл. 1); 11 – контуры Давенда-Ключевского Au, Mo, Cu (1), Амуджиканского Mo, Au, U (2), Горбичанского Mo, W (3) рудных узлов; 12 – шлиховые ореолы киновари.

№ на фиг. 1	Россыпь	Характеристика пробы
1	р. Покойная	Рекультивированный отвал, песчано-галечные отложения
2	р. Давенда	Рекультивированный отвал, песчано-галечные отложения
4	рч. Глубокий	Рекультивированный отвал, песчано-галечные отложения
5	рч. Малый Боровой	Целиковые щебнисто-песчано-слабоглинистые отложения
6	р. Невидимка	Рекультивированный отвал, галечно-песчаные отложения
7	р. Давенда	Рекультивированный отвал, галечно-песчаные отложения
8	р. Ключи	Рекультивированный отвал, песчано-галечные отложения
9	р. Дыроватка	Рекультивированный отвал, галечно-песчаные отложения
12	р. Нижняя Давенда	Рекультивированный отвал, галечно-песчаные отложения
13	р. Давенда	Рекультивированный отвал, песчано-галечные отложения
14	р. Кудечи	Эфельный отвал, песчано-мелкогалечные отложения
15	р. Малые Кудечи	Песчано-галечные отложения с дамбы отстойника
16	р. Кудечи	Рекультивированный отвал, песчано-галечные отложения
17	р. Горбичанка	Рекультивированный отвал, галечно-песчаные отложения
18	р. Горбичанка	Рекультивированный отвал, песчано-галечные отложения
19	рч. Безымянный	Рекультивированный отвал, песчано-галечные отложения
20	р. Малый Амуджикан	Галечно-песчано-глинистые отложения из отвала и целика
21	р. Левый Амуджикан	Рекультивированный отвал, галечно-песчаные отложения
22	р. Черный Урюм	Галечно-песчаные отложения с головной части косы

Таблица 1. Привязка и характеристика шлиховых проб

и мезозойские гранитоиды, последние трассируют зоны крупных разломов CB — субширотного простирания (Криволуцкая, Гонгальский, 1995). Породы рудоносного амуджиканского комплекса представлены интрузиями гранит-порфиров, порфировидных гранитов, гранодиоритов и дайками пестрого состава, среди которых известны: гранит, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, плагиоклазовые порфириты, фельзиты и фельзит-порфиры, аплиты, микродиориты, долериты, лампрофиры (Абрамов, 2015; Боровиков и др., 2020).

Район отличается большой концентрацией месторождений и рудопроявлений Аи, Мо, Си и др. Наиболее проявлены молибден-порфировое и золото-сульфидно-кварцевое оруденения, генетически связанные с интрузиями амуджиканского комплекса (J_3) (Государственная..., 2010): первое – с гранит-порфирами (Боровиков и др., 2020), второе – с дайками заключительных этапов внедрения (гибридные порфиры, лампрофиры, ортоклазиты) (Абрамов, 2015; Абрамов и др., 2020). Рудные поля месторождений Ключевское и Давенда сложены гранитоидами амананского комплекса (Криволуцкая, Гонгальский, 1995; Абрамов, 2015; Юргенсон и др., 2016),

Александровского – гранитоидами бичурского комплекса (P₂), выделенного из объема амананского (Абрамов и др., 2020; Боровиков и др., 2020).

Минеральный состав руд и последовательность их образования можно рассмотреть на примере собственно золоторудных Ключевского, Александровского и золотосодержащего Мо-порфирового Давендинского месторождений. Ключевское месторождение является региональным эталоном штокверкового геолого-промышленного типа золото-сульфидно-кварцевого оруденения, Александровское относится к жильному (Дарасунскому) типу (Государственная ..., 2010). На месторождении Давенда оруденение также жильного типа, а последовательность рудообразования такая же, как на Александровском месторождении (Боровиков и др., 2020). Основным рудным минералом на всех трех месторождениях является пирит, а кварц и карбонаты – сквозные нерудные минералы. Проявлены следующие стадии оруденения: 1) молибденит-кварцевая; 2) сульфидно-кварц-турмалиновая; 3) золото-кварц-полиметаллическая; 4) золото-кварц-пиритовая; 5) висмутин-кварцевая. Нередко наблюдается пространственное совмещение оруденения разных

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

2024

род – турмалинизация, калишпатизация, окварцевание, хлоритизация, березитизация, гематитизация, карбонатизация, аргиллизация.

На Ключевском месторождении наиболее распространена стадия 2, а продуктивны – стадии 3 и 4. Основные рудные минералы (Абрамов, 2015; Трубачев и др., 2016): пирит, арсенопирит, халькопирит, гематит, галенит, сфалерит. Менее распространены антимонит, молибденит, минералы группы блеклых руд (в том числе и Ад-содержащие), энаргит (Cu_3AsS_4), борнит, рутил, магнетит. Редкие минералы – ильменит, хромит, пирротин, глаукодот, акантит, фаматинит (Cu_3SbS_4), висмутин, висмут, айкинит, тетрадимит, калаверит, теллуриды Ag, Au, шеелит и др. Количество сульфидов в рудах очень непостоянно, а процесс внутрирудной перекристаллизации и переотложения минералов типичен (Криволуцкая, Гонгальский, 1995). Пирит образует 6 генераций, арсенопирит – 3 (во вторую, третью и четвертую рудные стадии), халькопирит и блеклые руды – 2 (в первую и третью стадии) (Кринов, 2008). По ланным (Трубачев и др., 2016), средние содержания минералов в рудах месторождения следующие: пирит -12.2%, халькопирит -0.3%, арсенопирит -0.22%, магнетит -0.1%, гематит, сфалерит, галенит, теннантит – 0.02%, остальные минералы – от знаков до 0.005%. Средние содержания золота низкие -2-3 г/т (Абрамов, 2015), содержание Аи напрямую зависит от степени гидротермально-метасоматической проработки пород (Жмодик и др., 2009). Основное количество золота сосредоточено в центральном штокверке, сложенном брекчированными гранодиорит-порфирами амананского комплекса (J₂₋₃) с развитыми по ним кварц-турмалиновыми метасоматитами и многочисленными секущими дайками поздних этапов внедрения амуджиканского комплекса (J₃). Содержание сульфидов в рудах штокверка в среднем составляет 10-15%. Богатые золотом руды образуются при совмещении продуктивных минеральных ассоциаций (Криволуцкая, Гонгальский, 1995). В периферических кварцевых жилах находится 2% запасов Au (Жмодик и др., 2009). Пробность Au – 740-980‰ (Государственная ..., 2010), с глубиной слабо повышается до 840-980‰ (Криволуцкая, Гонгальский, 1995).

На Александровском месторождении наиболее продуктивна стадия 4, а на Давендинском преобладают стадии 1 (молибденит, пирит) и, в меньшей степени, 2 (Боровиков и др., 2020; Абрамов и др., 2020). Последовательность

стадий. Основные околорудные изменения по- образования минералов в рудах: пирит, молибденит, шеелит, монацит, ксенотим, другие фосфаты REE, апатит – халькопирит – арсенопирит, пирротин, борнит, сфалерит, галенит, тетраэдрит – Ві-содержащие сульфосоли – висмутин, теллуриды Au, Ag, Bi, серебро, буланжерит. Количество сульфидов в рудах составляет 5-8%, распределение Аи весьма неравномерно (Быбин, Багова, 2014). Золото в кварцевых жилах ассоциирует с пиритом, турмалином, халькопиритом, шеелитом, галенитом, сфалеритом, блеклой рудой и минералами Ві (Боровиков и др., 2020). Золотом обогащены верхние интервалы кварцевых жил (до 200 м), где резко возрастает содержание минералов Ві и Те (Юргенсон и др., 2016). Рудоносные жилы тяготеют к дайкам амуджиканского комплекса, имея близкие с ними элементы залегания (Боровиков и др., 2020). Пробность Аи на Александровском месторождении составляет 850-970‰, в среднем - 929‰ (Абрамов и др., 2020). Для всех трех упомянутых месторождений характерны прямая корреляционная связь между содержаниями в рудах Аи и Си и преобладание мелкого, размером до 0.1 мм, золота, связанного с пиритом. В полиметаллической ассоциации размер золотин увеличивается до 0.1-0.5 мм (Криволуцкая, Гонгальский, 1995; Жмодик и др., 2009).

> В примыкающей к Давенда-Ключевскому рудному узлу юго-восточной части Амуджиканского рудного узла находится одноименное отработанное месторождение Мо-жильного типа, менее масштабное, чем Давендинское, и ряд рудопроявлений золота кварц-турмалинового типа с небольшим количеством сульфидов. Рудные минералы на них представлены пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, молибденитом, вольфрамитом, висмутином (Государственная ..., 1971б). Амуджиканское месторождение состояло из 20 субпараллельных брекчированных кварцевых жил в эндоконтакте гигантопорфировых гранитов амуджиканского комплекса. Содержания Мо, Ві, Рb в жилах достигали 0.3%, Cu – 1.5%, Au – 0.5 г/т. Главные минералы руд – молибденит и висмутин, второстепенные – халькопирит, галенит, сфалерит, шеелит, пирит. Околорудные изменения - серицитизация, хлоритизация, карбонатизация и окварцевание.

> В районе известны многочисленные россыпи золота, формирующие Горбица-Желтугинский (бассейн р. Шилка) и Урюмский россыпные узлы, разделенные Собачкиным хребтом. Из россыпей первого добыто более 14 тонн Ац, из россыпей второго – немного меньше (Корчагина,

Агибалов, 2020), а долинная россыпь по р. Черный Урюм являлась очень протяженной (50 км) и крупной по запасам Au, ее отработка началась еще в 1860-х гг. (Быбин, Багова, 2014). Средние по масштабам россыпи приурочены к притокам р. Черный Урюм, в том числе и к бассейну р. Левый Амулжикан. По фондовым данным. в этой россыпи выход золотин размером до 1 мм составляет 72 мас.%, количество окатанных и слабо окатанных золотин примерно одинаково, средняя пробность Аи 890‰. В Горбица-Желтугинском узле россыпи известны практически по всем водотокам. Наибольшее практическое значение имеют долинные аллювиальные россыпи (самая крупная из них – по р. Давенда), но распространены и террасовые. Максимальные содержания золота (до 20 г/м³) отмечались по россыпям рек Давенда и Горбичанка (Государственная ..., 1971а; 2010). Преобладающая часть золотин в россыпях имеет размеры 0.1-1 мм, реже – до 2–3 мм, окатанность золота, в основном, слабая. Пробность Аи составляет 750-935‰, чаще всего 830-862‰ (Государственная ..., 2010). Отработка многих россыпей старателями продолжается.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положен фактический материал, отобранный при полевых работах коллектива в 2023 г. Самородное золото получено методом ручной промывки (объем пробы – не менее 50 л) из отвалов отработанных россыпей, приплотиковых отложений целиковой россыпи рч. Малый Боровой и из старых рудных отвалов. Отвалы Ключевского месторождения опробованы в пос. Ключевский и в верховьях долины р. Ключи, Давендинского – в двух местах на заброшенной фабрике. Отвалы опробовались в местах наиболее вероятного обнаружения золота. В отвалах россыпей это промоины, сухие русла временных водотоков, прирусловые косы, отложения с крупной галькой и т.п. В рудных отвалах – обохренные или черноватого цвета зоны в разрезе отложений (пос. Ключевский), в бортах р. Давенда (на фабрике). В верховьях р. Ключи отвалы (в виде куч) рассыпаны по долине. Глубина отбора проб составляла не более 0.5 м. В лабораторных условиях из шлихов извлекался магнетит, оставшийся материал домывался до состояния черного шлиха. При минералогическом анализе этих шлихов под бинокулярным микроскопом отбирались и фотографировались монофракции золота. Из них были изготовлены

полированные шашки-аншлифы на эпоксидной основе. Поиск минералов-включений в золотинах и неоднородностей внутреннего строения зерен Аи осуществлялся под рудным микроскопом AxioScope A.1 (Zeiss). Минералы-включения в золоте определялись при помощи сканирующего электронного микроскопа (SEM) MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments Ltd-NanoAnalysis Ltd) с термополевой эмиссией. Химический состав золотин на 4 главных компонента макросостава (Au, Ag, Hg, Cu) определялся на электронном микрозонде JEOL JXA-8100 с использованием волнового дисперсионного спектрометра (WDS) с тонко сфокусированным пучком (< 2 мкм). Пределы обнаружения Au, Ag, Hg, Си составили 0.05-0.1 мас.%. Если состав одной и той же золотины в разных точках оказывался близким, в расчет принималось только одно из определений. Если точка попадала в гипергенную высокопробную кайму, этот анализ также не учитывался. Микрозондовый и SEM-анализы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

МОРФОЛОГИЯ ЗОЛОТА И ШЛИХОВЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

В россыпях Давенда-Ключевского рудного узла часто встречается слабо окатанное золото, морфология которого сохраняет первичные эндогенные черты (табл. 2). Например, пробы 5, 9, 8 (фиг. 2a, б).

Также распространены золотины массивной и кристаллоподобной морфологии. Сильно уплощенные чешуйчатые и лепешковидные формы Аи более характерны для участков россыпей в нижнем течении рек Давенда (13), Кудечи (14). Уплощенное, окатанное золото ("косовое") преобладает в россыпях р. Горбичанка (17, 18, см. фиг. 2б) и ее безымянного правого притока (19). В пробе 17 встречены и более массивные, размером до 3 мм, окатанные золотины. В количественном отношении во всех пробах преобладают золотины размером от 0.1 до 0.5 мм, выход тонкого (менее 0.1 мм) Аи не превышает 10-15%, а выход золота крупнее 0.5 мм составил от 5 до 20%, лишь в пробах 5 и 17 – 45% и 32% соответственно. Россыпь рч. Малый Боровой (5) целиковая, автохтонная, не затронутая промышленной старательской отработкой. Проба отбиралась непосредственно с трещиноватого плотика, сложенного гранитами, содержание золота составило порядка 10 г/м³.

2024

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 66 № 5



Фиг. 2. Фотографии россыпного золота под бинокулярным микроскопом. Цифрами на фотографиях обозначены номера проб (см. фиг. 1).

вендинского месторождений, морфология которого отображена на фиг. 3, по размеру не преховых концентратах осталось не менее тысячи

Золото из старых отвалов Ключевского и Да- золотин размером 0.1-0.05 мм и меньше. На поверхности многих золотин наблюдаются корки и примазки ржаво-бурого, черного и сероватовышает 0.5 мм, чаще даже 0.1-0.2 мм, а в шли- го цветов. Следует отметить, что золото по морфологии подобное изображенному на фиг. 3,

Проба	Шлиховые минералы	Число золотин	Окатанность Аи	Max, мм	Морфология Аи
1	Mgt, Ilm, Zir, Py, Ep, Gr, Sh	25	Бв	0.9	рудн, крист, чеш, леп
2	Mgt, Ilm, Zir, Py, Gr, Sph, Ep	9	Вб	1.1	масс, рудн, чеш
4	Mgt, Ilm, Zir, Py, Ep, Gr, Sph, Ap, Sh	30	Бв	0.7	масс, рудн, крист
5	Mgt, Sh, Ilm, Zir, Sph, Ep, Py	сотни	Б	3	масс, рудн, крист, леп, чеш
6	Mgt, Zir, Ilm	30	Вб	2.5	крист, рудн, масс, леп
7	Mgt, Ilm, Zir, Py, Ep	15	Бв	0.5	рудн, леп, крист
8	Py, Mgt, Zir, Ilm, Gr, Ep, Sh, Sph, Ci	50	Бв	1.2	рудн, чеш
9	Mgt, Ilm, Zir, Py, Ep, Ap, Gr	150	БВ	1.7	масс, рудн, крист, леп
12	Mgt, Ilm, Zir	50	Бв	0.8	рудн, крист, леп, масс
13	Mgt, Ilm, Zir, Ep, Gr, Sph	29	Бв	0.6	леп, крист, рудн, масс
14	Mgt, Zir, Ilm, Ep, Py	11	Вб	0.3	чеш
15	Mgt, Ilm, Zir, Ру, Ер, галенит	5	Ба	0.3	рудн
16	Mgt, Ilm, Zir, Sph, Ep	35	Бв	0.8	рудн, крист, леп, чеш
17	Mgt, Ilm, Zir, Sph, Ci	70	Вб	3	леп, чеш, рудн
18	Mgt, Ilm, Zir, Sph, Ep	70	Вб	0.9	чеш, леп
19	Mgt, Ilm, Sph, Zir, Ep	75	Вб	0.9	чеш, леп
20	Ilm, Mgt, Zir, Sph, Sh, Py	25	БВ	1	рудн, леп, чеш, масс
21	Ilm, Mgt, Py, Zir, Sh, Sph, Ci	170	БАв	1.5	рудн, чеш, леп, крист
22	Mgt, Ilm, Zir, Sh, Py, Sph, Ep, Gr, Ci	250	Вб	1	чеш, леп, рудн, крист

Таблица 2. Минеральный состав шлихов и морфология самородного золота

Примечание. Минералы: Mgt – магнетит, Ilm – ильменит, Zir – циркон, Sph – сфен, Ep – эпидот, Gr – гранат, Py – пирит, Sh – шеелит, Ap – апатит, Ci – киноварь. Морфология Au: рудн – жилковидно-пластинчатая или интерстиционная; леп – лепешковидная; чеш – чешуйки; масс – массивная; крист – кристалловидная. Окатанность Au: а – неокатанное, б – слабо окатанное, в – окатанное. Заглавная буква – преобладание. Привязку проб см. на фиг. 1.



Фиг. 3. Фотографии рудного золота под бинокулярным микроскопом. а – из старых отвалов месторождения Давенда; б – из старых отвалов месторождения Ключевское.

заметно присутствует в пробе из россыпи р. Ключи (8) (см. фиг. 26).

В россыпях рек Малый (20) и Левый (21) Амуджикан также распространено золото ксеноморфного, рудного облика, особенно в пробе 21 (см. фиг. 2в), которая, вероятно, отобрана в непосредственной близости от какого-то рудного источника. Другие морфологические разности Аи представлены в основном лепешками и чешуйками (см. табл. 2). Именно такое, окатанное, уплощенное "косовое" золото преобладает в россыпи на опробованном магистральном участке долины р. Черный Урюм (22). Размер золотин в россыпях варьирует, что видно и на фиг. 2в. В пробах 21, 22 выход Аи класса крупности 0.1-0.5 мм составляет более 60%, а в пробе 20 – более 70% золотин крупнее 0.5 мм (в пробах 21, 22 золотин такого размера не более 20%). Тонкое (< 0.1 мм) золото почти отсутствует в пробах 20, 22 (не более 5%), а в пробе 21 его около 20%.

В шлихах по россыпям выход магнетита обычно в разы превышает выход остальных минералов (кроме проб 20, 21), много также ильменита, циркона, иногда пирита (8, 21), шеелита (5, 21, 22), сфена (17–19). Обычно черный шлих состоит из магнетита, ильменита и циркона, количество остальных минералов (кроме вышеупомянутых проб) незначительно. В сером шлихе присутствуют амфиболы, пироксены, биотит, минералы легкой фракции, лимонитизированные обломки пород и др. Киноварь встречена в пробах только в единичных знаках, галенита в пробе 15 – более десяти знаков. Шлиховой концентрат из отвалов месторождения Давенда сложен в основном магнетитом и пиритом, цирконом, а шлих из отвалов Ключевского месторождения представлен сульфидным концентратом. Изучение аншлифов, изготовленных из этих шлихов, показало, что, кроме тонкого золота, в порядке убывания содержаний, в первом находятся: пирит, галенит, сфалерит, а во втором – пирит и арсенопирит, галенит и блеклые руды, сфалерит.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗОЛОТА И МИНЕРАЛЫ-ВКЛЮЧЕНИЯ В ЗОЛОТИНАХ

В россыпях и рудных отвалах Давенда-Ключевского рудного узла преобладает золото с пробностью выше 850‰. В бассейне р. Желтуга средняя пробность Au составляет 904–932‰, лишь в объединенной пробе 14, 15 – 847‰ (табл. 3), а в бассейне р. Горбичанка (пробы 17–19) – 867‰. В россыпях, объединяемых в группы, распределение пробности золота однотипно.

На гистограммах пробности Au (фиг. 4) видно, что для россыпей левых притоков р. Давенда (пробы 4, 5, 9, 12), р. Ключи (8), верховья р. Кудечи (16) характерно золото с пробностью 900–950‰ (см. фиг. 4а, и–л), а для россыпей верховья (2) и правых притоков р. Давенда

Проба	n*	Аи.%. (среднее)	Си, мас.%	Нg. мас.% (частота встречи)
Ключевское, отвал	175	731–993 (919)	0-0.06; 0.09; 0.13; 0.53	0-0.7; 1.87 (44%)
Давенда, отвал	63	821-989 (951)	0-0.22	0-1.27 (32%)
5	89	639–977 (912)	0-0.21	0-0.8; 2; 3.5; 6 (45%)
9	82	854-983 (922)	0-0.08	0-0.27 (7%)
4, 8, 12	84	483-997 (905)	0-0.12	0-0.84 (17%)
1, 2, 6, 7	85	680-988 (932)	0-0.24	0-0.54; 1.2-2.7 (26%)
16	28	738–974 (922)	0-0.12	0–1.72; 3 (46%)
13	29	745–996 (904)	0-0.19; 0.37	0-0.77 (31%)
14, 15	25	688-979 (847)	0-0.09	0-0.22 (16%)
17, 18, 19	113	678–994 (867)	0-0.09	0.24; 0.51
20	26	705–986 (877)	Не обн.	0-0.71 (81%)
21	182	656-978 (876)	Не обн.	0-0.46 (36%)
22	245	417-986 (846)	0-0.12; 0.58; 1.3	0-0.93; 3 (5%)

Таблица 3. Характеристика химического состава золота

Примечание. **n* – количество анализов.

(1, 6, 7) – золото с пробностью выше 950% (см. фиг. 46). Распределение пробности Au в этих россыпях одномодально. Распределение пробности золота россыпей р. Горбичанка и ее правого притока (17–19), приустьевых частей рек Давенда (13), Кудечи (14) и ее правого притока (15) носит иной, не одномодальный характер (см. фиг. 4в, ж, з). На суммарной гистограмме по пробам 17–19 выделяется лишь небольшой максимум в интервале пробности Au 850–900%, остальные интервалы также значимо представлены.

На гистограмме по пробе 13 выделяются равнозначные максимумы в интервалах 850–900‰ и 950–1000‰, а по пробам 14, 15 – в интервалах от менее 800‰ до 850–900‰.

По всем россыпям Давенда-Ключевского рудного узла пробность Аи менее 800‰ показал 41 анализ из 535 (7.7%), чаще всего такое золото встречается в россыпях бассейна р. Горбичанка. Пробность менее 700‰ показали 8 анализов (1.5%). Наиболее низкопробное золото присутствует в россыпях р. Ключи (483‰, 564‰),





а – проба 5, *n*=89; б – пробы 1, 2, 6, 7, *n*=85; в – пробы 17–19, *n*=113; г – проба 20, *n*=26; д – проба 21, *n*=182; е – проба 22, *n*=245; ж – проба 13, *n*=29; з – пробы 14, 15, *n*=25; и – проба 16, *n*=28; к – проба 9, *n*=82; л – пробы 4, 8, 12, *n*=84; м – отвалы Ключевского месторождения, *n*=175; н – отвалы месторождения Давенда, *n*=63.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 № 5 2024

рч. Малый Боровой (639‰, участки в высокопробной золотине), рек. Горбичанка и Кулечи (678-707‰). Зависимости между пробностью и размером золотин не наблюдается. Пробность золота определяется, главным образом, содержанием в нем серебра. Примесь Нд в Аи лишь в редких случаях составляет 1-6 мас.% (см. табл. обычно – десятые доли%, при довольно низкой частоте встречаемости. Наиболее характерна она для золота проб 5 и 16. Содержания Си в Аи, хотя и постоянно присутствуют, но низкие. По валовой выборке, в 4% случаев они превышают 0.1 мас.% и в 26% случаев составляют 0.05-0.1 мас.%, коэффициент корреляции Аи–Си равен 0.46. Лишь единичные золотины сильно неоднородны по содержанию Ag, разница в содержаниях Ад внутри одного и того же зерна Аи достигает 20-30 мас.%. Чаще всего такие золотины встречаются в пробе 5 (5 шт.). Наблюдаются обогащенные Ag, иногда вместе с Hg, участки в краевых частях или низкопробные прожилки внутри высокопробных золотин. Гипергенные высокопробные каймы на частицах Au встречаются довольно часто, они развиваются, в том числе, и по обогащенным Ад краевым участкам неоднородных золотин.

Распределение пробности золота россыпей Амуджиканского рудного узла показано на фиг. 4г, д, е. В аллохтонной россыпи р. Черный Урюм (проба 22) наиболее значимо представлено золото диапазонов пробности менее 800‰ и 900-950‰, эта проба отличается от проб 20, 21 повышенным количеством относительно низкопробного золота. В золоте содержится небольшая примесь меди, корреляция между содержаниями Аи и Си слабая, r=0.2. Примесь ртути встречена лишь в 5% золотин. На гистограммах пробности золота россыпей рек Малый (20) и Левый Амуджикан (21) выделяется максимум в интервале 850-900%, в остальном распределение пробности Аи различно, как различна и частота встречаемости в золоте примеси ртути (см. табл. Медь в золоте этих россыпей не обнаружена. Вариация эндогенной пробности Аи в пределах отдельных золотин не превышает 50‰, изредка на зернах Аи присутствуют тонкие гипергенные каймы. В рассматриваемых россыпях Амуджиканского рудного узла (20-22), как и в россыпях Давенда-Ключевского, Au и Ag также являются главными компонентами макросостава золотин. Содержания Нд в Аи небольшие, до 1 мас.%, а частота встречаемости примеси Нд в Аи россыпей сильно варьируется.

В рудных отвалах Ключевского и Давендинского месторождений абсолютно преобладает золото с пробностью выше 850‰, на гистограммах (см. фиг. 4м, н) выделяются четкие максимумы в интервалах 900-950% и 950-1000%. Частота встречаемости примеси Нд в Аи составляет 44 и 32% соответственно, содержания Нд в подавляющем большинстве случаев не превышают 1 мас.% и не коррелируют с пробностью Аи. Примесь меди в золоте из отвалов Ключевского месторождения в 172 случаях из 175 не превышает 0.06 мас.%, корреляции между содержаниями Си и Аи нет (r=0.15). Содержания меди в золоте из отвалов месторождения Давенда равномерно распределены по всему диапазону - от 0 до 0.22 мас.%, r Au-Cu = 0.51 (при граничном значении 0.32).

Минералы, обнаруженные в виде включений в золотинах или в сростках с ними, приведены в табл. 4, а ассоциации этих минералов – в табл. 5. Кварц встречается во всех пробах, поэтому в таблицах не указан. Частота встречаемости минералов-включений в золоте выше в россыпях левых притоков р. Давенда, особенно в пробе 5.

В 44% золотин из россыпи рч. Малый Боровой обнаружены включения минералов. Среди них преобладают минералы Ві — тетрадимит (фиг. 5в, д, е), самородный Ві (см. фиг. 5б, г), теллуриды Ві (см. фиг. 5д), айкинит, галенит (см. фиг. 5а, е), иногда содержащий 3–4 мас.% Ві, и пирит.

Отмечаются также единичные золотины с включениями турмалина, халькопирита, арсенопирита и минерала состава (Fe, Co, Ni)AsS, теннантита, монацита, сидерита, доломита, хлорита, калиевого полевого шпата, плагиоклаза. Минералы Ві образуют ассоциацию друг с другом и с галенитом. В одном из зерен галенита обнаружено также включение тетраэдрита (см. фиг. 5е). Вместе с галенитом и минералами Ві в золотинах встречаются обособленные включения почти всех остальных перечисленных минералов, чаще всего – пирита. Почти все включения находятся в золоте с пробностью 900-975‰, лишь в одном зерне Au (806%) присутствуют очень мелкие (< 5 µm) включения галенита (с примесью Ві) и айкинита и еще в одном (874‰) – многочисленные включения турмалина и сидерита.

В золоте проб 4, 8, 9 и 12 преобладающими являются включения пирита, следующие по распространенности минералы-включения — минералы Ві и галенит (фиг. 6). Первые представлены тетрадимитом, Ві-содержащими сульфосолями,

МИНЕРАЛОГИЯ И КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ ЗОЛОТА...

Проба	%	Кол	ичество	золотин	(штук) с	включен	иями	Muuonovu Di		
(<i>n</i> *)	**	Ру	Gn	Bi-m	Ару	Сру	Fh, Sp	минералы ві	прочие минералы	
1,2,6,7 (<i>n</i> =5)	6	4	1	2	2			Td, PbBiCuS	Сидерит, гипс	
5 (<i>n</i> =37)	44	16	18	20	1	3	2	Td (13), Bi (3), BiTe (3), айкинит (2)	Карбонаты, Ти, Мz, Кпш, Аb, хлорит	
4,8,12 (<i>n</i> =25)	30	19	4	6	1			Td (4), цумоит, Bi ₂ S ₃ , BiPbAgS	Биотит, Кпш, Ru, Tu	
9 (<i>n</i> =27)	33	18	5	3	4	3		Td (2), PbBiCuS	Карбонаты, каолинит, Tu	
13 (<i>n</i> =4)	14	3	1						Ти, Кпш	
16 (<i>n</i> =4)	15	2	1				1			
17–19 (<i>n</i> =14)	12	10	4	1		2	1	PbBiCuS	Гессит (2), петцит, Ru, эпидот	
20,21 (<i>n</i> =32)	17	9	7	4	1	2	3	Td (3), BiPbAg(Sb, Cu, Te)S (2)	Гессит, акантит, Ро, карбонаты, Ти, Ru. Mz, Mo, Ab	
22 (<i>n</i> =27)	11	8	2	7	3	4	2	Тd (3), BiTe, BiPbTeS, Bi ₂ S ₃ , айкинит, козалит	AuTe, петцит, акантит, HgTe, Po, Bu, карб, Ru, Ilm	
Давен. (<i>n</i> =7)	11	5		2				Td (2), BiTe		
Ключи (<i>n</i> =89)	51	86			4	2	4		Колорадоит(HgTe), сидерит, Кпш, Ти	

Таблица 4. Минералы-включения в золотинах из россыпей и рудных отвалог

Примечание. **n* – количество золотин с включениями рудных минералов. ** – % от общего количества золотин в пробе. Ру – пирит, Gn – галенит, Bi-m – минералы Bi, Ару – арсенопирит, минералы состава (Fe, Co, Ni)AsS, Cpy – халькопирит, Fh – блеклая руда, Sp – сфалерит, Td – тетрадимит, Tu – турмалин, Mz – монацит, Mo – молибденит, Кпш – калиевый полевой шпат, Ru – рутил, Po – пирротин, Ab – альбит, Bu – буланжерит, Ilm – ильменит.

Таблица 5. Ассоциации минералов, находящихся во включениях или в сростках с золотом

Проба	Минералы *
Ключи, отвалы	Ру, Fh, Кпш, сидерит , Tu; Ру, Ару, Сру; Ару, Tu; Сру, колорадоит
Давенда, отвалы	Td, BiTe
5	Ру, Ти, Мz; Ру, Fh; Ру, Td; Ру, Gn ; Gn, Cpy; Gn, айкинит; Gn, BiTe; Gn, Td; Gn, Td, Fh ; Td, Bi, Tu; Td, BiTe, плагиоклаз; Bi, гетит , доломит, хлорит; Tu, сидерит
1,2,6,7	Ру, Ару; Ру, Gn, PbBiCuS ; сидерит, гипс
4,8,12	Ру, Ару; Ру, Тd; Gn, BiPbAgS; Gn, Td, BiTe; Gn, Td, Tu; биотит, Кпш
9	Ру, Сру; Ру, Ару, сидерит, каолинит; Ру, Gn; Ру, Tu; Сру, Ару; Сру, Tu; Gn, Ge, Ak; Gn, Td
17-19	Ру, Gn; Ру, гессит , Сру; Ру, гессит, петцит ; Gn, PbBiCuS ; Sp, Mus
20,21	Ру, Gn; Ру, Gn, доломит; Ру, Tu; Ру, Mo, Ag-Ttd; Ару, пирротин Сру, Sp, Fh; Gn, акантит; Td, гессит; Td, сульфосоли Bi; сульфосоли Bi; Mus, альбит; рутил, монацит
22	Сру, Td; Cpy, Sp, Td, айкинит; Td, айкинит, петцит, AuTe, BiTe ; пирротин, акантит ; колорадоит, доломит; ильменит, рутил

Примечание. * Минералы, находящиеся в золотинах совместно, но обособленно друг от друга, или (жирным шрифтом) находящиеся в сростках друг с другом. Ag–Ttd – Ag-содержащий тетраэдрит, Mus – мусковит, Ge – герсдорфит, Ak – аллоклазит. Расшифровку сокращенных названий остальных минералов см. в примечаниях к табл. 4.
КОЛПАКОВ и др.



Фиг. 5. Включения минералов в золоте россыпи рч. Малый Боровой. SEM-изображения. Минералы: Gn – галенит, Qu – кварц, Td – тетрадимит, Bi – самородный висмут, Tu – турмалин, Pg – плагиоклаз, Do – доломит, Gt – гетит, Cl – хлорит, Fh – блеклая руда. Цифрами на фотографиях обозначена пробность золота.

цумоитом и висмутином. Они могут находиться в золотинах совместно с галенитом (см. фиг. 6а, в), а минерал состава BiPbAgS – в срастании с галенитом (см. фиг. 6б). В пирите одной из золотин (891‰) пробы 12 обнаружены вкрапления арсенопирита, а другой (927‰), из пробы 8 – овальное включение Au (950‰) (см. фиг. 6д). В золоте пробы 9 относительно часто встречаются включения арсенопирита и халькопирита, в одном зерне Au обнаружены также включения герсдорфита и аллоклазита.

Перечисленные минералы не образуют сростков ни между собой, ни с пиритом (см. фиг. 6ез). Диапазон пробности зерен Аи с включениями рудных минералов (в пробах 4, 8, 9, 12) составляет 850-983‰. Пирит присутствует в золоте с пробностью выше 890%, арсенопирит – 868–905‰, халькопирит – 854‰, 905‰, 983‰. Включения галенита и тетрадимита есть в золоте разной пробности, сульфосолей Bi – в Au с пробностью 850‰, 880‰, висмутина – 894‰, цумоита – 935‰. В пробах 1, 2, 6, 7 частота встречаемости золотин с включениями минералов – 6%. Минерал состава PbBiCuS образует кайму вокруг включения галенита в золотине с пробностью 951‰. В этой же золотине также есть включения пирита. Еще в одном зерне Аи совместно, но обособленно друг от друга

находятся включения арсенопирита и пирита. Пробность золота с включениями арсенопирита – 850‰, 895‰, тетрадимита – 964‰, пирита – 758–951‰. Гипс образует одно очень мелкое вкрапление в Аи с пробностью 988‰. В пробах 13, 16 все включения минералов находятся в разных золотинах, пробность которых составляет 848–974‰. Только в одной золотине из пробы 14 присутствуют включения пирита, в золоте пробы 15 включений минералов не обнаружено.

В россыпях р. Горбичанка и ее притока (пробы 17-19) самым распространенным минералом-включением в золоте также является пирит. Он встречается в золоте с пробностью 770-900% следующим образом: как единственный вид включений в Au; совместно с халькопиритом или галенитом; в срастании с гесситом (см. фиг. би). В одной золотине (836‰) обнаружено зерно пирита с включениями гессита и петцита (см. фиг. 6к). Галенит встречается в золоте близкой пробности (894-934‰), в одном случае он содержит примесь Bi (4 мас.%), в другом $- \kappa$ зерну галенита прирастает очень мелкое зерно минерала Ві (см. фиг. 6л). Сфалерит (с примесью Fe) образует включение размером 10 µm в золотине с пробностью 796%.

Включения минералов присутствуют в 17% золотин из россыпей рек Малый и Левый



Фиг. 6. Включения минералов в золоте россыпей Давенда-Ключевского рудного узла. SEM-изображения и фотография под рудным микроскопом. а – проба 4; б – проба 12; в, е-з – проба 9; г, д – проба 8; и-л – проба 18. Минералы: Gn – галенит, Td – тетрадимит, Zm – цумоит, Ру – пирит, Ару – арсенопирит, Сру – халькопирит, Ge – герсдорфит, Ak – аллоклазит, Qu – кварц. Цифрами на фотографиях обозначена пробность золота.

Амуджикан (пробы 20, 21). Это в основном пирит, галенит, тетрадимит и минералы, содержащие Bi, Pb, Ag, Sb, (Cu, Te), S, вероятно, сульфосоли (фиг. 7).

Также встречаются Ag-содержащий тетраэдрит (см. фиг. 7б), халькопирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит. гессит, акантит, молибденит. Прочие минералы представлены рутилом, мусковитом, турмалином, альбитом, сидеритом, калиевым полевым шпатом. Установлены случаи нахождения в золотинах следующих сростков (см. табл. 5): минералов Ві (см. фиг. 7д, е); тетрадимита и гессита (см. фиг. 7г); галенита и акантита (см. фиг. 7а); халькопирита и сфалерита. Арсенопирит и пирротин обнаружены в одной и той же золотине, но обособленно друг от друга. Единственное, очень мелкое включение молибденита присутствует в золотине с пробностью 807‰. Халькопирит находится в золоте с пробностью 930‰, 960‰, Аg-тетраэдрит – 705‰, 807‰,

КОЛПАКОВ и др.



Фиг. 7. Включения минералов в золоте россыпей Амуджиканского рудного узла. SEM-изображения. а, г-е – проба 21, б – проба 20, в – проба 22. Минералы: Gn – галенит, Ag–Ttd – Ag-содержащий тетраэдрит, Td – тетрадимит. Цифрами на фотографиях обозначена пробность золота.

остальные минералы – в золоте с пробностью 824-936‰. В россыпи р. Черный Урюм включения минералов обнаружены в 11% золотин. Чаще всего встречаются пирит и минералы Ві, представленные тетрадимитом, сульфотеллуридами Bi, Pb, айкинитом, козалитом, висмутином. Реже встречаются халькопирит, арсенопирит, герсдорфит, рутил (иногда в виде вкраплений в ильмените), теллуриды Au и Au, Ag, галенит, сидерит, доломит. В единичных золотинах обнаружены: пирротин в срастании с акантитом, сфалерит, буланжерит, колорадоит (HgTe). Обычно в золотинах находятся включения какого-то одного рудного минерала, кроме того, в одном зерне Au (941‰) обнаружены обособленные друг от друга включения халькопирита, сфалерита, тетрадимита, айкинита и еще в одном (927‰) – тесная ассоциация тетрадимита, теллуридов Au, Au, Ag, Ві, айкинита (см. фиг.7в). Включения пирита находятся в золоте разной пробности (650–910‰), минералы Bi, халькопирит, теллуриды Au, Ag, рутил, сфалерит, герсдорфит – в относительно высокопробном (820-980%), колорадоит и буланжерит – в среднепробном (850%), аргентит и арсенопирит — в низкопробном (617-750%), а галенит – как в низкопробном (730‰), так и в высокопробном (930‰) золоте.

Золото из рудных отвалов как содержит включения минералов, так и часто образует с ними сростки (фиг. 8а-в, з). В пяти золотинах (934-960‰) из отвалов месторождения Давенда есть включения пирита, в одной 982‰ – тетрадимита, еще в одном случае Аи срастается с тетрадимитом, по которому развивается теллурид Ві (см. фиг. 8а). Половина золотин из отвалов Ключевского месторождения находится в срастании с пиритом (см. фиг. 83) или содержит его включения. В пирите иногда содержится небольшое количество As (1-4 мас.%). Пробность золота, ассоциирующего с пиритом, охватывает практически весь ее диапазон (731-987‰). Арсенопирит, в виде мелких включений, обнаружен в 4-х золотинах (876-967‰), халькопирит – в двух (см. фиг. 8е, ж), в том числе и вместе с колорадоитом (HgTe). Блеклые руды ряда теннантиттетраэдрит образуют срастания с золотом (901-974‰), калиевым полевым шпатом, сидеритом (см. фиг. 8б, в, д). В одном случае (см. фиг. 8б), в срастании с Аи и друг с другом находятся и теннантит, и тетраэдрит (содержащий 8 мас.% Hg), и блеклая руда, в составе которой содержания As и Sb примерно равные.

В аншлифе, изготовленном из шлихового концентрата отвалов Ключевского месторождения, присутствуют сростки золота с пиритом,



Фиг. 8. Включения минералов в золоте и сростки минералов с золотом из рудных отвалов Давендинского (а) и Ключевского (б-з) месторождений. SEM-изображения и фотографии под рудным микроскопом. Минералы: Qu – кварц, Td – тетрадимит, Tn – теннан-

тит, Ttd – тетраэдрит, Fh – блеклая руда ряда Tn–Ttd, Tu – турмалин, Кпш – калиевый полевой шпат, Ру – пирит, Ару – арсенопирит, Сру – халькопирит. Цифрами на фотографиях обозначена пробность золота.

с блеклой рудой, с арсенопиритом, а в аналогичном аншлифе из шлиха по отвалам месторождения Давенда – редкие сростки золота с пиритом.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В россыпях бассейнов рек Желтуга, Левый Амуджикан преобладает слабо окатанное золото (см. табл. 2), морфология которого сохраняет первичные, "рудные" черты. Коренные источники золота находятся в непосредственной близости (см. фиг. 1). В автохтонных россыпях золото имеет в основном ксеноморфную морфологию (жилковидно-пластинчатая, интерстиционная), менее распространены формы свободного роста – кристаллоподобная, массивная. Это признак того, что отложение золота происходило в стесненных условиях. Примазки ржаво-бурого, черного и сероватого цветов на поверхности золотин, вероятно, – следы пребывания в зоне окисления, а для "рудного" золота – и в отвалах. Россыпи рек Черный Урюм, Горбичанка, существенно аллохтонного типа, золото более окатано и уплощено. В целом в россыпях золото крупнее, чем в опробованных отвалах Ключевского и Давендинского месторождений и чем в рудах этих месторождений (Криволуцкая, Гонгальский, 1995; Жмодик и др., 2009; Боровиков и др., 2020). Тонкое (< 0.1 мм) золото, особенно "рудной" морфологии, чаще встречается в автохтонных россыпях, например, пробы 21, 8, 9 (см. фиг. 2), что свидетельствует о продолжающемся размыве коренных источников.

Преобладающая шлиховая минеральная ассоциация (магнетит, ильменит, циркон) типична для россыпей, находящихся в полях развития гранитоидов, в том числе и для многих золотоносных россыпей Забайкалья. Шеелит в восточном Забайкалье встречается в россыпях везде, где есть мезозойские гранитоиды. Содержание

шеелита увеличивается, если он входит в состав рудных минеральных ассоциаций, например. в россыпи р. Быстрая, в россыпях рек Култумушка, Очуногда, связанных с Au–Cu–Fe скарновыми месторождениями. Здесь шеелит является одним из следующих по распространенности, после магнетита, шлиховым минералом. Значительное количество в шлихах пирита и других сульфидов и присутствие механически неустойчивого галенита указывают на близость рудных источников. Например, в россыпях рек Лугия, Урюмкан, связанных с Аи-полиметаллическим оруденением, шлих представляет собой сульфидный концентрат, состоящий в основном из пирита, галенита и сфалерита при относительно небольшом количестве магнетита, циркона, шеелита и других минералов. Киноварь в шлихе указывает на присутствие поблизости эпитермального оруденения.

Эндогенные особенности химического состава самородного золота в той или иной степени сохраняются в россыпях и позволяют судить о типе рудной минерализации (Нестеренко, 1991; Morrison et al., 1991; Townley et al., 2003). Изучение химического состава золота из отвалов и россыпей показало, что основной примесью, определяющей пробность Au, является Ag, а пробность "рудного" и россыпного золота хорошо сопоставима. В россыпях бассейна р. Желтуга подавляющее количество золотин имеет пробность выше 850%, а в отвалах месторождения Давенда – даже выше 900‰. Гистограммы (см. фиг. 4) и детальные, построенные с шагом 10% графики пробности Аи (фиг. 9), показали, что по этому признаку можно выделить три основные разновидности золота.

Au-1 (см. фиг. 9а) наиболее характерно для россыпей левых притоков р. Давенда – рч. Малый Боровой (5) и р. Дыроватка (9), отвалов Ключевского месторождения. Au-2 (см. фиг. 9б) – для верховья (2) и верхних правых притоков р. Давенда (1, 6, 7), отвалов месторождения Давенда. Au-3, с пробностью 850-900‰ (см. фиг. 9в), в подчиненном количестве присутствует во всех россыпях бассейна р. Желтуга, более явно - в россыпях остальных левых притоков р. Давенда (4, 12) и р. Ключи (8). В россыпях 4, 8, 12 находится золото всех трех разновидностей. Возможно, какая-то часть золота, исходя из его морфологии, попала в пробу 8 из складированных в верховьях долины р. Ключи рудных отвалов. Аи-3 преобладает в россыпях рек Малый и Левый Амуджикан (20, 21) (см. фиг. 9г). В аллохтонных россыпях р. Горбичанка (17, 18) и ее

притока (19) распределение пробности Au полимодально, без явно выраженных максимумов. Близкий характер, но с максимумом в интервале менее 800‰, имеет гистограмма пробности золота аллохтонной россыпи р. Черный Урюм (см. фиг. 4е). Значительная вариация пробности Au и наличие широкого спектра минералов-включений и сростков с золотом свидетельствуют о множественности коренных источников золота этих россыпей.

Ассоциации минералов-включений в россыпном золоте могут нести больше информации о коренных источниках, чем химический состав золота (Chapman et al., 2023). Минералы, ассоциирующие с золотом в россыпях (см. табл. 4), относятся к разным стадиям оруденения. выделяемым (Криволуцкая, Гонгальский, 1995; Боровиков и др., 2020) на месторождениях Давенда-Ключевского рудного узла. Это, от ранних к поздним: монацит, шеелит (в шлихах), турмалин, халькопирит, арсенопирит, галенит, блеклые руды, минералы Ві, гессит, акантит и др. В россыпном золоте, из рудных минералов, не считая пирита, чаше всего встречаются включения галенита и тетрадимита. Минералы Ві обычно ассоциируют друг с другом или с галенитом (см. табл. 5), могут нарастать на него или образовывать в нем включения. По данным SEM, в галените (проб Давенда-Ключевского рудного узла) иногда содержится до 4 мас. % Ві, вероятно, из-за наличия микровключений минералов Ві. Золото-висмуто-теллуридная ассоциация на большинстве месторождений относится исследователями к самой поздней, наложенной на остальные. Например, на Лугоканском месторождении (Редин и др., 2020), в Карийском (Ефремов и др., 2021), Дарасунском (Прокофьев и др., 2008; 2010) рудных полях, на золото-порфировых месторождениях провинции Юкон, Канада (Chapman et al., 2018). Чапман (2018) считает Bi, Pb, Te, S ассоциацию минералов-включений в россыпном золоте индикатором связи россыпей с оруденением порфирово-эпитермального типа. Вероятно, это характерно и для других типов золотого оруденения, тесно связанного с интрузиями гранитоидов.

На фиг. 1 видно, что россыпи, в которых преобладает Au-1, образуют отдаленный ореол вокруг Ключевского месторождения, а вероятные коренные источники золота россыпи рч. Малый Боровой могут находиться в сходной геологической обстановке. В золоте этих россыпей чаще, чем в остальных, встречаются включения рудных минералов (см. табл. 4), главные из которых,



Фиг. 9. Детальные графики пробности золота.

1 – отвалы Ключевского месторождения, *n*=175; 2 – проба 5, *n*=89; 3 – проба 9, *n*=82; 4 – отвалы месторождения Давенда, *n*=63; 5 – пробы 1, 2, 6, 7, *n*=85; 6 – пробы 4, 8, 12, *n*=84; 7 – россыпи бассейна р. Желтуга, без проб 4, 8, 12, *n*=338; 8 – пробы 17–19, *n*=113; 9 – пробы 20, 21, *n*=208.

кроме пирита, – галенит и минералы Ві, прежде всего, тетрадимит. В россыпи р. Дыроватка (9) в сопоставимом количестве золотин есть также включения арсенопирита и халькопирита (см. фиг. 6). Минералы, ассоциирующие с золотом в отвалах Ключевского месторождения (находящиеся как в сростках с Au, так и в шлихе), характерны для кварц-полиметаллической продуктивной стадии, а в россыпях – и для более поздних Аи-кварц-пиритовой (галенит, блеклая руда, Ві-содержащие сульфосоли) и висмутин-кварцевой (тетрадимит, теллуриды Ві, висмутин) стадий. Особенно часто минералы Ві образуют сростки с золотом и включения в нем в целиковой автохтонной россыпи рч. Малый Боровой (см. фиг. 5). В отвалах месторождения Давенда, кроме пирита, галенита, сфалерита, также обнаружены один сросток золота с тетрадимитом (и кварцем) и одно включение тетрадимита в Аи. В россыпях с преобладанием более высокопробного Au-2 (1, 2, 6, 7) включения минералов в золоте редки, среди них есть галенит, тетрадимит и минерал состава PbBiCuS. В рудах Александровского, Давендинского, особенно Ключевского месторождений минералы Ві относятся к редким, но содержание минералов Ві и Те резко увеличивается в повышенно золотоносных

минеральных ассоциациях верхних интервалов кварцевых жил (Юргенсон и др., 2016).

Россыпи, в которых больше всего золота с пробностью менее 900% (20, 21, 17-19, 15), находятся в западной части площади и имеют общий водораздел, к которому приурочено несколько рудопроявлений Аи. Минеральные ассоциации россыпного золота указывают на наличие эпитермального золотого оруденения. В золоте россыпей рек Малый и Левый Амулжикан находятся включения галенита, Ві-содержащих сульфосолей, тетрадимита (в том числе с каймой гессита), Ад-содержащего тетраэдрита, в одном случае золото срастается с галенитом и акантитом (см. фиг. 7а, б, г-е). Гессит и петцит обнаружены также в золоте россыпей р. Горбичанка и Черный Урюм. В шлиховых пробах по перечисленным россыпям присутствует киноварь (см. табл. 2). В пробе 15 включений минералов в золоте не обнаружено, но это единственная из всех шлиховых проб по россыпям, в которой есть галенит. От центра к периферии Давенда-Ключевского рудного узла вклад собственно эпитермального оруденения в питание россыпей возрастает.

Минеральные ассоциации и пробность золота, как правило, соответствуют стадийности оруденения и его зональности. Эпитермальное оруденение, с относительно низкопробным золотом. в идеале образует самый широкий ореол. В случае телескопирования оруденения раннее, обычно высокопробное золото, ассоциирует с минералами своей стадии, а позднее, более низкопробное – с ранее или одновременно с ним образованными минералами. Если минерал представлен несколькими генерациями или имеет сквозное распространение в рудах (например, кварц, карбонаты, пирит), он, вероятно, будет ассоциировать с золотом разной пробности. Ассоциация высокопробного золота с минералами поздних стадий оруденения указывает на внутрирудное переотложение золота, которое происходит под воздействием гидротермальных растворов. Учитывая, что частицы рудного золота в основном очень мелкие и не могут накапливаться в россыпях, а россыпи существуют, переотложение происходило с укрупнением золота. Такой процесс описан, например, для золото-скарнового (Александров, 2007), порфирово-эпитермального (Chapman et al., 2018) оруденений. Пробность золота верхних горизонтов рудных тел, при его эндогенном переотложении, обычно увеличивается. Одной из причин этого может быть усреднение пробности Au, так как происходит перенос вещества из нижних горизонтов в верхние. В данном случае высокая пробность золота известных рудных источников – Александровского (850-970%, в среднем - 929%, Абрамов и др., 2020), Давендинского (среднее – 951‰, по данным авторов), Ключевского (740-980‰, Криволуцкая, Гонгальский, 1995) месторождений хорошо сопоставима с пробностью золота соответствующих россыпей. В россыпи р. Ключи встречена золотина (927‰) размером 0.35 мм, содержащая кристалл пирита с включением золота (950‰) ранней генерации.

В рассматриваемых россыпях распределение пробности золота, содержащего включения рудных минералов или находящегося в сростках с ними, несколько различно (фиг. 10).

В россыпи рч. Малый Боровой (см. фиг. 10б) почти все они, кроме единичных включений галенита и айкинита (в одной золотине), находятся в золоте с преобладающей для него высокой пробностью. Точки на графике расположены очень компактно. Россыпеобразующее золото образовалось на поздней стадии оруденения и ассоциирует с широким спектром минералов, чаще всего с галенитом и минералами Ві. Пробность золота с включениями арсенопирита, халькопирита, блеклой руды сопоставима с пробностью золота из отвалов Ключевского

месторождения (руды кварц-полиметаллической стадии). содержашего включения этих минералов (см. фиг. 10а). Оруденение разных стадий пространственно совмещено. Это косвенно подтверждает и наличие в россыпи золотин, неоднородных по химическому составу, прежде всего, по содержанию Ад (см. фиг. 5в, е). Пятна и прожилки, обогащенные Ag, возникают в результате воздействия на уже образовавшиеся золотины гидротермальных растворов (Яблокова и др., 2020). В россыпях 4, 8, 12 (см. фиг. 10г) основные включения в Аи – это также галенит и минералы Ві. Они находятся в золоте с пробностью 851-935‰, точки на графике равномерно распределены по этому интервалу, в него попадают и Au-1. и Au-2. и Au-3. наиболее явно одновременно представленные именно в этих россыпях (см. фиг. 9в). Вероятно, в россыпях 5, 4, 8, 12 в основном находится золото из верхних, обогащенных Аи и минералами Ві, горизонтов рудных тел. Исходя из пробности золота, для россыпи рч. Малый Боровой это руды Ключевского типа, а пробность Аи россыпей 4, 8, 12 также указывает и на, собственно, относительно эпитермальное оруденение и на Давендинский тип. Набор минералов-включений в золоте россыпи р. Дыроватка (см. фиг. 10д) свидетельствует о более глубоком эрозионном срезе золотого оруденения и его телескопировании. Фигуративные точки равномерно распределены по всему диапазону пробности Аи этой россыпи, а расположение точек арсенопирита аналогично таковому на графике для золота из отвалов Ключевского месторождения (см. фиг. 10а). На графике по россыпям 1, 2, 6, 7 (см. фиг. 10в) видно, что галенит и минералы Ві находятся в более высокопробном золоте, хотя образуются в рудах позже, чем арсенопирит. Учитывая преобладающую очень высокую пробность золота россыпей 1, 2, 6, 7 (см. фиг. 9б), можно отнести оруденение к жильному, Давендинскому типу. По существенно аллохтонным россыпям р. Горбичанка (см. фиг. 10е) можно сказать, что галенит, в том числе и в ассоциации с минералом Ві, встречается в золоте узкого диапазона пробности (894–934‰), высокой для этих россыпей, сфалерит – в золоте с пробностью около 800% и халькопирит – в золоте разной пробности. Во включениях в относительно низкопробном золоте появляются гессит и петцит (см. рис. 6и, к), ассоциирующие с пиритом. Золотин с включениями минералов мало, но, исходя из графика (см. фиг. 10е), и особенно из графика пробности Аи (см. фиг. 9г), можно предположить, что



Фиг. 10. Пробность золота с включениями рудных минералов.

а – отвалы Ключевского месторождения; б – проба 5; в – пробы 1, 2, 6, 7; г – пробы 4, 8, 12; д – проба 9; е – пробы 17–19; ж – пробы 20, 21; з – проба 22. Минералы: 1 – галенит, 2 – тетрадимит, 3 – прочие минералы Bi, 4 – арсенопирит, 5 – минералы состава (Fe, Co, Ni)AsS, 6 – халькопирит, 7 – блеклая руда, 8 – сфалерит, 9 – буланжерит. Пирит на графиках не показан.

коренной источник золота этих россыпей не один. Это может быть и оруденение Ключевского, Давендинского типов и, в значительной мере, эпитермальное оруденение.

На графике по россыпям рек Малый и Левый Амуджикан (см. фиг. 10ж) точки галенита скомпонованы в интервале преобладающей пробности Аи (850–900%), точки минералов Ві немного за него выходят, в основном в более высокопробную область. Пробность золота с включениями халькопирита высокая, а с включениями блеклой руды – широко варьирует. Диапазон пробности золота с включениями галенита и минералов Ві близок к таковому по россыпям 4, 8, 12. Однако галенит и минералы Ві, так же, как и в россыпи р. Черный Урюм, и в отличие от россыпей Давенда-Ключевского рудного узла, не находятся в золотинах совместно, здесь они ассоциируют с акантитом, теллуридами Аu, Аg (см. табл. 5). Одним из источников Аи может быть Амуджиканское золотосодержащее месторождение Мо-жильного типа (включения в золоте молибденита, минералов Ві, халькопирита). Другим – рудопроявления золота кварц-турмалин-сульфидного типа (Государственная ..., 1971б), расположенные, скорее всего, на небольшом удалении. Минеральные ассоциации и пробность золота россыпей рек Малый и Левый Амуджикан указывают на мезо-эпитермальное золотое оруденение.

В косовой россыпи р. Черный Урюм (см. фиг. 103) включения минералов присутствуют в золоте различной пробности, компактнее всего на графике расположены точки тетрадимита в высокопробной области. Источники золота этой россыпи, очевидно, множественны. Обращает на себя внимание малое количество в этой россыпи золотин с включениями галенита, всего 2 из 245, как и общая низкая встречаемость минералов-включений в Au (см. табл. 4), что может быть связано и с сильной механической преобразованностью золотин в аллохтонных россыпях.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. В россыпях бассейнов рек Желтуга, Левый Амуджикан преобладает слабо окатанное золото, морфология которого сохраняет первичные черты, коренные источники золота находятся в непосредственной близости. В россыпях р. Горбичанка и ее притока большинство золотин окатано и уплощено, но присутствует и массивное, местное золото. Преобладающий размер золотин во всех россыпях (от 0.1 до 0.5 мм, максимальный – 3 мм) превышает таковой в рудах.

2. Пробность золота автохтонных россыпей центральной части Давенда-Ключевского рудного узла высокая, как и на месторождениях, в 90% случаев она выше 850‰, основным

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 № 5

2024

элементом-примесью в Аи является Аg. По пробности выделяются 3 типа золота. Россыпи с преобладанием Au-1 (900–950‰) образуют ореол вокруг Ключевского месторождения, на удалении от него, Au-2 (более 950‰) – вокруг Давендинского, Au-3 (850–900‰) и более низкопробное золото в подчиненном количестве присутствуют во всех россыпях. Для россыпей с Au-1 характерна высокая частота встречаемости сростков золота с рудными минералами и их включений в золоте, что согласуется с большей сульфидностью руд Ключевского месторождения. В россыпях с Au-2 золотин, ассоциирующих с рудными минералами, значительно меньше.

3. Минеральные ассоциации и пробность Аи россыпей указывают на то, что золотое оруденение разных стадий пространственно совмешено. а продуктивное на россыпи оруденение образовалось в результате переотложения золота на поздних стадиях, где оно ассоциирует с минералами Ві и галенитом, содержания которых в этих рудах сильно возрастают. Пробность россыпного золота хорошо сопоставима с пробностью рудного. Коренной источник золота россыпи рч. Малый Боровой, судя по всему, штокверкового типа, его геологическое положение может быть подобно таковому Ключевского месторождения, а эрозионный срез небольшой. Рудные источники золота остальных россыпей левых притоков р. Давенда и Ключи более разноплановые или/и имеют больший эрозионный срез.

4. В существенно аллохтонных россыпях р. Горбичанка, расположенных у юго-западной границы рудного узла, как и в россыпи р. Черный Урюм, распределение пробности Au полимодально, какие-либо разновидности Au не выделяются, источники золота могут быть разные. Низкая пробность большой части золота и минеральные ассоциации Au соответствуют эпитермальному оруденению.

5. В автохтонных россыпях рек Малый и Левый Амуджикан преобладает золото, по пробности соответствующее Au-3 россыпей бассейна р. Желтуга. Набор минералов-включений в золоте этих россыпей в основном сходен, но имеются различия в их ассоциациях. Источниками золота россыпей рек Левый, Малый Амуджикан, вероятно, являются кварц-турмалин-сульфидные и кварц-молибденитовые жилы в гранитоидах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена по Госзаданию ИГМ СО РАН № 122041400237-8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов Б.Н. Ключевское золоторудное месторождение: условия формирования, петрогеохимические особенности пород и руд (восточное Забайкалье) // ДАН. 2015. Т. 464. № 1. С. 85–90. DOI: 10.7868/ S0869565215250179

Абрамов Б.Н., Калинин Ю.А., Боровиков А.А., Бадмацыренова Р.А., Посохов В.Ф. Александровское золоторудное месторождение (восточное Забайкалье): источники вещества пород и руд // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 4. С. 83–95. DOI 10.18799/24131830/2020/4/2596

Александров С.М. Золото в процессах эндогенного и гипергенного изменения сульфидов в магнезиальных скарнах // Геохимия. 2007. № 2. С. 180–198.

Боровиков А.А., Калинин Ю.А., Абрамов Б.Н., Сухоруков В.П. Рудообразующие флюиды месторождений Александровское и Давенда (восточное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2020. Т. 62. № 4. С. 321–348. DOI: 10.31857/S0016777020040036

Быбин Ф.Ф., Багова В.З. Могочинско-Карийский золоторудный район (восточное Забайкалье) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 1. С. 78–84.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1: 200000. Лист N-50-XXIV. Объяснительная записка. М.: Недра, 1971а. 72 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1: 200000. Лист N-50-XXIII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1971б. 118 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Лист N-50. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 377 с.

Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Горячев Н.А., Будяк А.Е. Эволюция Карийской рудно-магматической системы (восточное Забайкалье, Россия): опыт применения мелкомасштабной геохимической съемки // Геология руд. месторождений. 2021. Том 63. № 3. С. 283–294. DOI: 10.31857/S0016777021030047

Жмодик С.М., Росляков Н.А., Спиридонов А.М., Козаченко И.В. Золотопорфировое оруденение Карийского рудного узла как новый тип оруденения в восточном Забайкалье // ДАН. 2009. Т. 426. № 6. С. 791–796.

Корчагина Д.А. Состояние и прогноз развития минерально-сырьевой базы золота Забайкальского края // Отечественная геология. 2019. № 4. С. 3–13. DOI: 10.24411/0869–7175–2019–10026

Корчагина Д.А., Агибалов О.А. Опыт прогнозирования перспективных на золотое оруденение площадей на основе проведения комплексного анализа рудной и россыпной золотоносности (Забайкальский край) // Отечественная геология. 2020. № 1. С. 29–51. DOI: 10.24411/0869–7175–2020–10003

Криволуцкая Н.А., Гонгальский Б.И. Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк. 1995. Т. 1. Кн. 2. С. 33–40.

Кринов Д.И. Геохимическая зональность индивидов пирита и арсенопирита Ключевского золоторудного месторождения (восточное Забайкалье) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1073–1084.

Нестеренко Г.В. Прогноз золотого оруденения по россыпям (на примере районов юга Сибири). Новосибирск: Наука, 1991. 191 с.

Павленко Ю.В. Пришилкинская минерагеническая зона: рудные районы и узлы // Вестник ЗабГУ. 2015. Т. 116. № 01. С. 50–65.

Прокофьев В.Ю., Коваленкер В.А., Зорина Л.Д. и др. Флюидный режим Дарасунской рудообразующей системы на разных уровнях глубинности // XIII Международная конференция по термобарогеохимии и IV симпозиум APIFIS. ИГЕМ РАН, 2008. URL: http//www.minsoc.ru/2008–1–99–0

Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Коваленкер В.А. и др. Золоторудное месторождение Дарасун (восточное Забайкалье, Россия): химический состав, распределение редких земель, изучение стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатах рудных жил // Геология руд. месторождений. 2010. Т. 52. № 2. С. 91–125.

Редин Ю.О., Редина А.А., Прокопьев И.Р. и др. Лугоканское золото-медно-скарновое месторождение (Восточное Забайкалье): минеральный состав, возраст и условия формирования // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 2. С. 216–242. DOI: 10.15372/ GiG2019085 *Трубачев А.И., Секисов А.Г., Лавров А.Ю.* Ассоциации минералов и элементов в рудах и продуктах обогащения восточнозабайкальских месторождений цветных и благородных металлов // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2016. Т. 56. № 3. С. 44–56. DOI: 10.21285/0130–108Х-2016–56–3–44–56

Юргенсон Г.А., Смирнова О.К., Солодухина М.А., Филенко Р.А. Геохимические особенности руд и техноземов хвостохранилища золото-молибденового рудника Давенда в восточном Забайкалье // Литосфера. 2016. № 2. С. 91–106.

Яблокова С.В., Самосоров Г.Г., Позднякова Н.Н. Типоморфные особенности золота как критерии связи россыпей с коренными источниками золото-серебряного типа (на примере рудно-россыпного узла Многовершинное) // Отечественная геология. 2020. № 4–5. С. 24–38. DOI: 10.47765/0869–7175–2020–10021

Chapman R.J., Allan M.M., Mortensen J.K., Wrighton T.M., Grimshaw M.R. A new indicator mineral methodology based on a generic Bi–Pb–Te–S mineral inclusion signature in detrital gold from porphyry and low/ intermediate sulfidation epithermal environments in Yukon Territory, Canada // Mineralium Deposita. 2018. V. 53. P. 815–834. DOI: 10.1007/s00126–017–0782–0

Chapman R., Mortensen J.K., Murphy R. Compositional Signatures of Gold from Different Deposit Types in British Columbia, Canada // Minerals. 2023. 13. 1072. URL: https://doi.org/10.3390/min13081072

Morrison G.W., Rose W.J., Jaireth S. Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold in gold-silver deposits. // Ore Geol. Rev. 1991. V. 6. N° 4. P. 333–364.

Townley B.K., Hérail G., Maksaev V., Palacios C. et al. Gold grain morphology and composition as anexploration tool: application to gold exploration in covered areas. // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2003. V. 3. № 1. P. 29–38.

КОЛПАКОВ и др.

MINERALOGY AND PRIMARY SOURCES OF GOLD IN DAVENDA-KLYUCHEVSKY ORE-PLACER CLUSTER (EASTERN TRANSBAIKALIA)

V. V. Kolpakov^a, P. A. Nevolko^a, P. A. Fominykh^a

^a V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, 630090, Novosibirsk, Koptyug avenue, 3

The Davenda-Klyuchevsky ore cluster contains a large number of gold placers and ore occurrences, deposits of gold-sulfide-quartz and gold-bearing Mo-porphyry formations of stockwork and vein types. Judging by the morphology of gold, most placers are closely spatially related to ore sources, but data on the chemical composition of gold from placers and ores are very limited in the literature. A detailed mineralogical and geochemical study of placer gold, which is the subject of this work, provides important genetic information that can be used to predict and search for gold mineralization. It has been established that the fineness of placer gold is well comparable to the fineness of ore gold. In the autochthonous placers, that formed a distant aureole around the Klyuchevskove deposit, are dominated by gold with a fineness of 900–950%. Gold often contains inclusions of ore minerals and forms intergrowths with them. First of all, these are pyrite, galena and Bi minerals (tetradymite, Bi tellurides, Bi-containing sulfosalts, native Bi, bismuthine), less often – arsenopyrite, chalcopyrite, fahlores. In the autochthonous placers, located around the Davenda deposit, gold with a fineness of more than 950% predominates; inclusions of ore minerals (pyrite, galena, tetradymite, PbBiCuS mineral, arsenopyrite) in the gold of these placers are rare. The third type of gold (850-900%) is less common in the above-mentioned placers, but predominates in the autochthonous placers of the Maly and Levy Amundzhikan rivers. In essentially allochthonous placers on the periphery of the Davenda-Klyuchevsky ore cluster and the Cherny Uryum River, lower grade gold is also common. In this group of placers, the mineral association of Au changes somewhat. Galena and Bi minerals are almost never found together in gold grains; hessite, acanthite, and petzite appear, associated with Bi minerals or pyrite. The heavy concentrates contain cinnabar. The fineness of placer gold and its associations with ore and nonmetallic minerals indicate telescoping mineralization in ore sources and the superimposed nature of placer-forming gold mineralization.

Keywords: gold, placers, gold mineralization, gold fineness, inclusion minerals in gold grains, mineral associations, Bi minerals, primary sources of gold.

The work is done out according to the State task of the IGM SB RAS № 122041400237-8

УДК 549.334+553.41

НОВЫЙ ТИП ЗОЛОТОНОСНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ОЗЕРНОВСКОМ Au-Te-Se ЭПИТЕРМАЛЬНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТКА, РОССИЯ)

© 2024 г. Ш. С. Кудаева^{1,*}, В. В. Козлов^{2,**}, Е. Д. Скильская¹, А. В. Сергеева¹, Н. Д. Толстых³, И. А. Шкилев⁴

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бул. Пийпа 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия ²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер. 35, Москва, 119017 Россия ³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Академика Коптюга 3, Новосибирск, 630090 Россия ⁴АО "Сибирский горно-металлургический альянс", ул. Мишенная 106, Петропавловск-Камчатский, 683016 Россия *E-mail: kudaeva.sharapat@gmail.com *E-mail: v.kozlov@oxinst.ru Поступила в редакцию 15.12.2023 г. После переработки 16.04.2024 г. Принята к печати 26.04.2024 г.

Руды Озерновского Au—Te—Se эпитермального вулканогенного месторождения располагаются в линейных зонах вторичных кварцитов в вулканических породах неогенового возраста и представлены линейными штокверками и трубками кварцевых гидротермальных брекчий с вкрапленностью рудных минералов — сульфидов, теллуридов и селенидов. На верхнем горизонте месторождения обнаружена и изучена золотоносная минерализация нового типа. Основным минералом золота в ней является малетойваямит (Au₃Se₄Te₆), образующий мелкие включения в селенистом самородном теллуре совместно с микровключениями других, обычно тоже очень редких, минералов — бамболлаита (Cu_{1-x}(Se, S, Te)₂), блеклых руд подгрупп голдфилдита и усталечита. Этот минеральный комплекс мог образоваться в верхней части кипящей гидротермальной системы в результате смешения восходящего потока гетерогенного водно-парового флюида с обогащенными кислородом приповерхностными водами и окисления содержащихся в нем восстановленных форм серы, селена и теллура. Первичный комплекс рудных минералов обычно частично замещен несколькими генерациями гипергенных минералов: от самородного селена и Au—Ag-селенидов ранней стадии до теллуритов и селенитов поздней стадии окисления.

Ключевые слова: малетойваямит, бамболлаит, усталечит, арсеноусталечит, стибиоусталечит, селенистый теллур, Озерновское вулканогенное золоторудное месторождение, Камчатка.

DOI: 10.31857/S0016777024050056, EDN: ablhwl

введение

Активные геологоразведочные работы на месторождениях северной и центральной Камчатки предоставили возможность детального минералогического изучения ранее известных и новых участков с золотым оруденением. В процессе таких исследований были найдены новые минералы золота и селена: малетойваямит Au₃Se₄Te₆, толстыхит Au₃S₄Te₆, ауроселенид AuSe, гачингит Au(Te_{1-x}Se_x) (месторождение Малетойваям); светланаит SnSe, округинит Cu₂SnSe₃ (месторождение Озерновское), что значительно расширило наши представления о минералогии этих месторождений (Tolstykh et al., 2020; Okrugin et al, 2020; Tolstykh et al., 2022; Tolstykh et al., 2023; Kasatkin et al., 2023; Vymazalova et al, 2024).

Авторами статьи были изучены образцы верхних горизонтов жильной зоны БАМ Озерновского месторождения, характеризующие новую и необычную минеральную ассоциацию Au— Te—Se руд месторождения. В качестве одного из важнейших минералов золота обнаружен малетойваямит, который находится в парагенезисе с селенистым теллуром и рядом других редких

минералов, включая бамболлаит и недавно зарегистрированные Комиссией по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (КНМ ММА) минералы из группы тетраэдрита — арсеноусталечит и стибиоусталечит. За исключением малетойваямита, остальные из перечисленных минералов ранее не были известны на территории России. На основе полученных данных обсуждаются возможные условия происхождения минералов, определяющие специфику минералообразования на Озерновском золоторудном месторождении. Вторая и, возможно, не последняя находка необычного селено-теллурида золота — малетойваямита — в рудах камчатских месторождений позволит использовать его в качестве индикатора определенных физико-химических условий рудоотложения на месторождениях Курило-Камчатской островной дуги.

КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Озерновское золоторудное месторождение принадлежит к эпитермальным месторождениям кислотно-сульфатного/высокосульфидизированного (КС/ВС) типа. Оно расположено в пределах Северо-Камчатского рудного района в 700 км к северу от г. Петропавловска-Камчатского и приурочено к Правоукинской вулкано-тектонической структуре (ВТС) длительного развития. ВТС располагается в междуречье Правая Ука — Левая Озерная, имеет эллипсовидную форму размером 25×15 км и вытянута в северо-западном направлении (Петренко, 1999; Демин, 2015). По минеральному составу руд месторождение отнесено к золото-сильванит-голдфилдитовому подтипу теллуридного типа золото-серебряной формации, характеризующемуся преобладанием золота над серебром (отношение Au к Ag от 1 до 4) (Щепотьев и др., 1989; Петренко, 1999) с содержаниями до 200 г/т Au, 188 г/т Ag, 450 г/т Bi, 1143 г/т Te and 1280 г/т Se (Литвинов и др., 1999).

В геологическом строении района участвуют дорудные неогеновые вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования, послерудные четвертичные потоки лавы и современные аллювиальные отложения. Вмещающими породами являются неогеновые андезиты с горизонтами агломератовых туфов среднего и основного состава, а также эффузивные образования и их туфы умеренно кислого состава (Петренко, 1999). В рудном поле выделяются участки БАМ, Промежуточный, Хомут, сложенные крутопадающими линейными зонами вторичных кварцитов, вмещающих основное золотое оруденение КС/ВС типа, а также участок Каюрковский, представленный сериями жил адуляр-кварцевого состава, которые, по имеющимся данным, можно отнести к адуляр-серицитовому/низкосульфидизированному типу (АС/ НС). Наиболее значимое оруденение локализовано в нескольких рудных телах на участке БАМ и заключено внутри зон сильно измененных пород вторичных кварцитов и аргиллизитов. Остальные участки менее значимы либо пока хуже изучены.

По данным И.Д. Петренко (1999), продуктивная часть зоны БАМ протяженностью 1200 м полностью располагается в пределах крупного силлообразного субвулканического тела андезибазальтов, мощность которого достигает 300 м. Юго-восточная часть протяженностью более 1800 м располагается в эффузивно-пирокластических образованиях Правоукинского палеовулкана и туфах и туфопесчаниках его фундамента, высокие содержания золота здесь выделяются эпизодически. Северо-западный фланг зоны, локализованный в пределах субвулканического тела, отличается наиболее полным набором фаций метасоматитов. Вертикальный размах оруденения определяется подошвой силла, т. е. составляет примерно 300 м.

Рудные тела контролируются разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания и включают как жилы выполнения, так и участки минерализованных брекчий и штокверков с нечеткими границами, рудные тела в которых выявляются только по данным опробования. Жилы выполнения характеризуются четкими контактами, но обычно также обладают брекчиевой текстурой (фиг. 1). Широкое распространение брекчий, а также трубообразная форма отдельных рудных тел говорят о том, что в формировании продуктивной минерализации ведущая роль принадлежала явлениям гидротермального взрыва (Петренко, 1999). Вторичные кварциты представлены несколькими фациями: монокварцевой, кварц-алунитовой, каолинит-диккит-кварцевой, диаспор-кварц-пирофиллитовой и монтмориллонит-хлорит-кварцевой (Наумова, 1996; Петренко, 1999; Литвинов и др., 1999; Трухачев, 2008, 2011). Во внутренних зонах вторичных кварцитов нами обнаружены, помимо алунита, и другие сульфатные и сульфат-фосфатные минералы — вудхаузеит, сванбергит, крандаллит, флоренсит. Основным рудным минералом метасоматитов является пирит, образующий рассеянную вкрапленность. Состав минеральных ассоциаций метасоматитов указывает на кислый и ультракислый характер формировавших их минералообразующих флюидов.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Озерновского месторождения (по Литвинову и др., 1999): 1 — четвертичные рыхлые аллювиальные отложения; 2 — четвертичные базальтовые лавовые потоки; 3 — андезитовые лавы (N_2 — плиоцен); 4 — субвулканические тела андезибазальтов (N_1 — миоцен); 5 — лавы и туфы андезитов и андезито-дацитов (N_1 — миоцен); 6 — субвулканические тела андезито-дацитов (N_1 — миоцен); 7 — дайки андезитов (N_1 — миоцен); 7 — дайки андезитов (N_1 — миоцен); 8 — кварцевые жилы; 9 — зоны каолинитовых и диккитовых вторичных кварцитов с рудоносными кварцевыми жилами; 10 — пострудные разломы; 11 — рудоносные участки: 1 — БАМ, 2 — Промежуточный, 3 — Хомут; 4 — Прометей; 5 — Каюрковский.

ОБРАЗЦЫ РУД И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для изучения малетойваямита и его парагенезисов была использована коллекция из 12 образцов бонанцевых руд, собранных в приповерхностной части рудоносной зоны БАМ (см. фиг. 1). Исследование образцов проводилось методами оптической и растровой электронной микроскопии в аншлифах и полированных штуфах. Количественные электронно-микрозондовые анализы были выполнены авторами на нескольких системах Oxford Instruments AZtecLive, с энергодисперсионными (ЭДС) детекторами UltimMax 100 и X-Max 80, а также волнодисперсионными спектрометрами (ВДС) Wave 500, установленными на РЭМ Tescan Vega с вольфрамовым катодом (ИВиС) и Tescan Mira с катодами Шоттки (демонстрационные лаборатории Tescan и Oxford Instruments в Москве

507

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

и Санкт-Петербурге). Для ЭДС-анализа как стандартов, так и образцов использовались представительные спектры с суммарным числом импульсов от 2 до 5 млн. и более. Для определения микроэлементов и контроля полученных данных параллельно с ЭДС использовали ВДС. Ускоряющее напряжение составляло 20 кэВ для относительно крупных выделений минералов (> 10мкм), тогда как для анализа микровключений размером менее 10 мкм — для устранения или снижения влияния других минералов в срастаниях на спектр исследуемого минерала — использовалось напряжение 10 кэВ. Ток пучка 1–3 нА для ЭДС, 20–25 нА для комбинированного ЭДС-ВДС-анализа. В качестве калибровочных эталонов использовались: чистые элементы (> 99.9%) Au, Ag, Bi, C, Fe, Sb, Sn, Ti, синтетические соединения PbTe, HgTe, ZnSe, TeO₂, CeO₂, SiO₂, Al₂O₃, MgO, NaCl, KBr, а также стехиометричные минералы известного состава: пирит (FeS₂), халькопирит (CuFeS₂), энаргит Cu_3AsS_4 , антимонит (Sb_2S_3) волластонит (CaSiO₃). Спектральные линии для анализа каждого элемента выбирались исходя из условий возбуждения (10 или 20 кэВ), а также наличия/отсутствия существенных наложений. По возможности выбирались линии относительно более высоких энергий, К- или L-серий. Для расчета составов использовался алгоритм количественного анализа, интегрированный в систему AZtecLive, основанный на матричной коррекции XPP (Pouchou, Pichoir, 1991).

Диагностика кристаллической структуры ряда минералов выполнена методом анализа дифракции обратно рассеянных (отраженных) электронов (ДОЭ – EBSD) на системах AZtecLiveHKL с детекторами Symmetry и NordlysF+. Подготовка поверхности аншлифов к такому анализу осуществлялась путем механической полировки с коллоидной окисью кремния с последующим травлением расфокусированным пучком ионов аргона с энергией 1кэВ в течение 20-40мин. Данный метод позволяет получить картины ДОЭ (Кикучи) и сравнить кристаллическую структуру исследуемого минерала с моделями структур, имеющихся в кристаллографических базах данных. Для диагностики мы использовали как встроенные в ПО AztekLive HKL базы ICSD и NIST, так и постоянно обновляемые в сети Интернет базы Crystallography Open Database (COD) и American Mineralogist Crystal Structure Database (AMC-SD). Критерием хорошего соответствия сравниваемых кристаллических структур является

величина среднего углового отклонения (СУО) между индицированной с помощью ПО картиной ДОЭ и моделью из базы данных. Если величина СУО составляет менее 0.5°, то можно делать вывод о высокой степени их соответствия.

МИНЕРАЛОГИЯ РУД

Руды Озерновского месторождения чрезвычайно разнообразны по составу и имеют Au-Te-Se-Cu-Bi специализацию. Предыдущими исследователями на участке БАМ выделено два основных продуктивных минеральных комплекса: теллур-сильванит-голдфилдит-диккит-кварцевый и золото-голдфилдит-кварцевый, каждый из которых включает несколько минеральных ассоциаций (Вартанян и др., 1991). Результаты детальных исследований состава рудных минералов и особенностей процесса рудоотложения представлены в работах Э.М. Спиридонова (Спиридонов, Округин, 1984; Спиридонов и др., 1990; Спиридонов и др., 2009; Спиридонов и др., 2014), В.А. Коваленкера (Kovalenker, Plotinskaya, 2005); В.М. Округина (Okrugin et al., 2022) и др.

Малетойваямит и содержащая его продуктивная минерализация ранее не были охарактеризованы на этом месторождении, но по описанию и местоположению она сходна с выделенной ранее сильванит-теллуровой минеральной ассоциацией в рудном теле № 2 (Петренко, 1999). Исследованные нами образцы с малетойваямитом представляют собой бонанцевые участки частично окисленных руд с высоким содержанием золота и сопутствующих элементов (Те и Se). Текстуры таких руд обычно брекчиевые или прожилково-сетчатые (фиг. 2). Многочисленные обломки измененных пород и кварцевых жил нескольких ранних генераций цементируются колломорфно-полосчатым кварцем более поздних стадий, а также мелкокристаллическими агрегатами диккита/накрита с кварцем, часто насыщенными тонкодисперсными включениями вторичных минералов теллура, окрашивающими их в ярко-желтый цвет.

Гипогенные рудные минералы присутствуют как в поздних кварцевых прожилках цемента брекчии, так и в обломках кварца ранних генераций (в свою очередь, цементирующих обломки кварца и других минералов еще более ранних стадий). Среди них наиболее распространен селенистый самородный теллур. Он образует вкрапленность, гнезда, прожилки размером от первых мм до нескольких см (см. фиг. 2). Часто, но обычно в очень мелких выделениях, встречаются



Фиг. 2. Текстурные особенности Au–Te–Se руд с селенистым теллуром и малетойваямитом. (Te_{1-x}Se_x) — селенистый теллур; Ру — пирит; Qz — кварц; Tlr — теллурит; Kln - каолинит. Фотографии полированных штуфов: а — массивная текстура руд, сложенных тесным срастанием селенистого теллура с кварцем; б — прожилки кварца с селенистым теллуром цементируют обломки окварцованных пород с вкрапленностью пирита, снимки двух взаимно перпендикулярных срезов одного образца; в – характерная текстура золото-теллуровой руды Озерновского месторождения — полистадийная гидротермальная брекчия с угловатыми и полуокатанными обломками в поздней генерации кварца с селенистым теллуром; г — крупное выделение селенистого теллура в срастании с кварцем — обломок в брекчии, цементируемой тонкокристаллическим агрегатом каолинита, пропитанным вторичным теллуритом.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 66 № 5 2024



Фиг. 3. Кварц-каолинитовый вторичный кварцит (Qz – кварц, Kln — минералы группы каолинита) с вкрапленностью пирита (Py), рутила (Rt) и выделениями минералов ряда вудхаузеит (Wdh) — крандаллит (Cdl): а — снимок в отраженных электронах (BSE); б — изображение в искусственных цветах — наложение рентгеновских карт распределения элементов (Ti, S, P, Si, Al, +BSE).

пирит и блеклые руды подгрупп голдфилдита и усталечита (по классификации, предложенной Biagioni et al., 2020 с дополнением Sejkora et al., 2021, 2022, 2023). Прочие рудные минералы преимущественно представлены микровключениями, чаще всего в самородном теллуре и блеклых рудах, а также в продуктах их гипергенного замещения.

Вмещающие породы в контактах с жилами и в обломках полностью изменены, замещены кварцем и срастаниями кварца с минералами группы каолинита, с тонкой вкрапленностью пирита. Встречаются выделения фосфатно-сульфатных минералов из группы алунита — вудхаузеит и крандаллит (фиг. 3). Иногда в метасоматитах сохраняется порфировая текстура первичных андезито-базальтов.

Широко развиты гипергенные минералы, замещающие первичные руды. Среди них следует особо отметить распространение теллурита, эммонсита и поита. Недавно на Озерновском месторождении были зарегистрированы два новых вторичных минерала теллура — озерновскит (Pekov et al., 2021) и рудольфгерманнит (Pekov et al., 2022).

Ниже представлено более детальное описание ряда редких и необычных минералов, расположенных в порядке значимости и распространенности.

ПЕРВИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ — САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ, ТЕЛЛУРИДЫ И СЕЛЕНИДЫ

Малетойваямит (Au₃Se₄Te₆). Ранее этот минерал был известен лишь на месторождении Малетойваям, где был впервые открыт и изучен (Tolstykh et al., 2020, Tolstykh et al., 2023). В рудах месторождения Малетойваям минерал формирует зерна 10-50 мкм, находящиеся в срастаниях с самородным золотом, калаверитом AuTe₂, твердыми растворами AuSe–AuTe, Te–Se, теннантитом, тетраэдритом, голдфилдитом и ватанабеитом (Tolstykh et al., 2020).

В изученных нами образцах Озерновского месторождения малетойваямит является преобладающим минералом золота, тогда как самородное золото встречается редко. Минерал диагностирован по составу и оптическим свойствам. В отраженном свете минерал светло-серый с коричневатым оттенком. Обычно он образует включения округлой, изометричной или вытянутой формы, а также тонкие пластинки размером от 5 до 20-40 мкм в самородном селенистом теллуре и продуктах его окисления (фиг. 4, 5), реже встречается в виде микровключений в голдфилдите. Включения в самородном теллуре обычно изолированные, но иногда они образуют срастания с мелкими выделениями селенистого голдфилдита, богдановичита, а также



Фиг. 4. Пластинчатый кристалл малетойваямита (Mty) в селенистом теллуре с включениями бамболлаита. Селенистый теллур и малетойваямит замещаются теллуритом (Tlr) и поитом (Pgh) в результате гипергенного окисления, с одновременным образованием горчичного золота (Au) и теллуристого селена (Se_xTe_{1-x}): а — снимок в отраженном свете, без поляризации; б — снимок в отраженных электронах (BSE), фрагмент снимка (а), кристалл малетойваямита корродирован и частично замещен агрегатом теллурита и теллуристого селена с тонкодисперсным ("горчичным") самородным золотом.

с минералом, близким по составу к бамболлаиту. Малетойваямит несколько более устойчив к окислению, чем вмещающий его селенистый теллур, так как сохраняется в виде реликтов при почти полном замещении последнего. На контактах с теллуритом, эммонситом и поитом в малетойваямите развиваются каймы замещения, состоящие из мелкодисперсной смеси самородного золота, самородного селена и теллурита (см. фиг. 4, 5в, г). Конечными продуктами окисления являются небольшие скопления тонкодисперсного золота в селенсодержащем теллурите.

Малетойваямит Озерновского месторождения имеет незначительные отличия по составу от минерала из Малетойваяма (Tolstykh et al., 2020, 2023): он постоянно содержит примесь Ад (от 0.7 до 2 мас.%) и в нем не обнаружено значимой примеси серы (не более 0.13 мас.% в единичных анализах), тогда как в малетойваямите из месторождения Малетойваям замещение селена серой существенно, вплоть до образования непрерывного ряда твердых растворов от малетойваямита до толстыхита (сернистого аналога малетойваямита) (фиг. 6). Также в нем наблюдается небольшой избыток теллура, замещающего селен. Эти особенности, вероятно, отражают отличия в условиях образования, в частности в соотношениях окисленных и восстановленных форм серы, селена и теллура

в рудообразующем флюиде. С учетом указанных взаимных замещений, эмпирическая формула малетойваямита из Озерновского месторождения близка к теоретической для этого минерала и соответствует (Au_{2.81}Ag_{0.17})_{2.98}(Se_{3.81}Te_{0.19})₄Te_{6.03} или (Au_{2.81}Ag_{0.17})_{2.98}(Te_{6.22}Se_{3.81})_{10.03} (среднее из 57 анализов — табл. 1).

Самородный селенистый теллур (Te_{1-x}Se_x). Самородный теллур давно известен и довольно широко распространен в золотоносных минеральных парагенезисах Озерновского месторождения, но в изученной нами серии образцов он весьма необычен по составу. так как содержит значительные количества селена. Распространены твердые растворы Se-Te с довольно устойчивыми соотношениями между этими элементами, близкими к SeTe₂ и SeTe₅ (табл. 2, фиг. 7). Они формируют веретенообразные, овальные и изометричные кристаллы (фиг. 8, 9), при этом размер отдельных кристаллов достигает 5–25 мм, а размер их срастаний — 5–7 см² в сечении (см. фиг. 2г). Макроскопически минерал легко диагностируется в штуфах благодаря серебристому цвету и наличию совершенной спайности (подобной спайности галенита, но не кубической). Интересной особенностью крупных зерен селенистого теллура является их однородный состав без признаков зональности по

соотношениям Se/Te. Это резко контрастирует с большинством других рудных минералов в тех же образцах — с бамболлаитом и минералами подгруппы голдфилдита — имеющими зональный и крайне неоднородный состав на микроуровне. Учитывая довольно устойчивые соотношения Se и Te, нередко близкие по стехиометрии к SeTe₂ и SeTe₅, можно было бы предположить, что они являются самостоятельными минеральными видами, но изучение методом дифракции обратно рассеянных электронов показало, что по кристаллической структуре они не отличаются от самородного теллура, являясь его разновидностью — селенистым теллуром. По данным экспериментальных исследований (Ghosh et al., 1994), Se и Те полностью смешиваются друг с другом в жидком и твердом состояниях и образуют изоморфную систему. Сходным составом обладает селенистый теллур месторождения Гачинг Малетойваямского рудного поля (Tolstykh et al., 2018).

Выделяется несколько генераций этого минерала, отличающихся по содержанию селена. Наиболее ранние мелкие выделения селенистого теллура образуют микровключения



Фиг. 5. Формы выделений малетойваямита Озерновского месторождения. Снимки в отраженных электронах: а — включения малетойваямита, бамболлаита и арсеноголдфилдита в селенистом теллуре; б — включение малетойваямита в срастании с бамболлаитом; в – кристалл малетойваямита в селенистом теллуре замещается теллуритом (Tlr) с выделением самородного селена на контакте (Se); г — тот же снимок с наложением карт распределения элементов (Au, Te, Se, Si, O).



Фиг. 6. Вариации состава (соотношения атомов) минералов — (сульфо)-селенотеллуридов Au, Ag, Cu: а — составы минералов Au в координатах Te — Se(+S) — Au(+Ag): малетойваямита из месторождений Озерновское (1, данные авторов) и Малетойваям (2, данные из Tolstykh et al., 2020, 2023), 3 — гипергенный фишессерит, Озерновское; б — составы минералов Au и Cu в координатах S — Se — Te: 1 — бамболлаит и 2 — неназванный минерал Cu_{1-x}((S, Se), Te)_{2+x}, данные авторов); 3 — бамболлаит из Моктесумы (Harris and Nuffield, 1972); 4 — малетойваямит (данные авторов); 5 — малетойваямит и 6 — толстихит из Малетойваяма (Tolstykh et al., 2020, 2023); в — составы бамболлаита и минерала Cu_{1-x}((S, Se), Te)_{2+x} в координатах Te — Se(+S) — Cu(+Ag) [условные обозначения см. (б)].

Элемент	Cpe	цнее*	Мин.	Макс.	1	2	3	4	5**
Au	33	.13	31.66	34.64	31.92	31.91	32.89	33.37	34.64
Ag	1.	10	0.70	2.03	1.87	2.03	0.84	1.09	0.89
Te	47	.54	45.94	49.36	48.48	49.36	47.75	47.31	47.58
Se	17	.99	17.14	19.64	17.67	18.19	17.70	19.07	17.67
Сумма	99	.77	(98.02)	(101.8)	99.94	101.49	99.18	100.84	100.89
		Ko	эффициенти	ы в расчете на	13 атомов	в формуле			
Au	2.	81	2.63	2.92	2.68	2.63	2.81	2.78	2.92
Ag	0.	17	-	0.31	0.29	0.31	0.13	0.17	0.14
Те	6.	22	6.01	6.37	6.29	6.28	6.29	6.09	6.18
Se	3.	81	3.68	4.10	3.74	3.78	3.77	3.97	3.71
Au+Ag	2.	97	2.90	3.07	2.97	2.94	2.94	2.95	3.05
Se+Te+S	10	.03	9.93	10.10	10.03	10.06	10.06	10.05	9.95
Элемент	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Au	33.20	33.40	33.44	33.57	34.11	33.68	33.11	33.37	33.63
Ag	0.93	0.96	1.2	0.96	1.07	1.14	0.96	1.09	0.89
Те	45.94	47.02	47.46	47.22	47.38	47.12	47.55	47.31	46.63
Se	18.11	18.53	17.49	17.40	17.98	17.58	17.63	19.07	18.69
Сумма	98.18	99.91	99.59	99.15	100.54	99.52	99.25	100.84	99.84
		Ko	эффициенти	ы в расчете на	13 атомов	в формуле			
Au	2.86	2.82	2.85	2.88	2.88	2.87	2.83	2.78	2.84
Ag	0.15	0.15	0.19	0.15	0.17	0.18	0.15	0.17	0.14
Те	6.11	6.13	6.25	6.25	6.17	6.21	6.27	6.09	6.08
Se	3.89	3.90	3.72	3.72	3.79	3.74	3.76	3.97	3.94
Au+Ag	3.01	2.97	3.04	3.03	3.04	3.05	2.98	2.95	2.98
Se+Te+S	10.00	10.03	9.96	9.97	9.96	9.95	10.02	10.05	10.02

Таблица 1. Химический состав (мас.%) малетойваямита из Озерновского месторождения

Примечание. * — среднее из 57 анализов и выборка наиболее характерных составов (1–14); ** — в анализ входит сера, 0.11 мас.%. (коэффициент в формуле 0.06).

КУДАЕВА и др.

Элемент	Среднее*	Мин.	Макс.	1	2	3	4	5
Se	18.47	6.38	46.44	5.85	10.49	13.32	21.78	23.32
Te	80.94	53.63	93.62	94.87	88.77	85.95	77.77	75.58
Total	99.69	(98.03)	(101.78)	100.72	99.26	99.27	99.55	98.90
		Доля се.	лена в твердом р	астворе, ат.	%:			
Se	6.22	6.38	46.44	9.07	16.03	20.03	31.16	33.27

Таблица 2. Химический состав (мас.%) самородного селенистого теллура из Озерновского месторождения

Примечание. * — среднее из 93 анализов и выборка характерных составов (1-5).



Фит. 7. Диаграмма вариаций состава минералов ряда Te–Se, совмещенная с гистограммой распределения содержаний Se (148 микрозондовых анализов): 1 — самородный теллур (исключен из выборки для гистограммы); 2 — селенистый теллур; 3 — теллуристый селен; 4 — самородный селен с примесью серы > 0.5 ат.%.

в голдфилдите (фиг. 10а), по составу они близки к Se_{0.05-0.2}Te_{0.95-0.8}. Более поздние и более крупные выделения селенистого теллура приближаются по составу к Se_{0.33}Te_{0.67} (т.е. SeTe₂). Принимая во внимание отсутствие зональности в них, а также относительно низкие температуры плавления растворов Se—Te такого состава (< 300 °C, Ghosh et al., 1994), нельзя исключить, что, по

крайней мере, часть выделений селенистого теллура откладывалась в форме расплава, а не кристаллического вещества.

Поздние генерации селенистого теллура содержат довольно многочисленные включения бамболлаита, малетойваямита, блеклых руд (селенистый арсено- и стибиоголдфилдит, а также



Фиг. 8. Крупные веретенообразные кристаллы селенистого теллура в кварце. Снимок в отраженных электронах.

арсенусталечит и стибиоусталечит), галеноклаусталита, богдановичита (см. фиг. 10). Включения клаусталита PbSe и богдановичита AgBiSe₂ часто находятся в срастаниях друг с другом. Некоторые зерна богдановичита содержат ориентированные вростки галеноклаусталита, а зерна галеноклаусталита — вростки богдановичита (см. фиг. 10д, е), возникшие в результате распада твердых растворов. Богдановичит также отмечен в виде самостоятельных изометричных выделений размером 15–20 мкм в кварцевой жильной массе.

Бамболлаит, $Cu_{1-x}((Se, S), Te)_2$. Ранее этот минерал был открыт и изучен только на месторождении Моктесума (Бамболла) в Мексике (Harris and Nuffield, 1972). В отраженном свете кремово-белый, слабо анизотропен. Опубликованные данные о нем скудны — его состав охарактеризован лишь одним анализом ($Cu_5Se_7Te_3$, или $Cu(Se, Te)_2$), а кристаллическая структура определена по порошковой дифрактограмме. Минерал тетрагональный, пространственная группа I41/amd (141). В изученных нами образцах Озерновского месторождения часто встречаются микровключения сульфоселенотеллурида меди, близкие к бамболлаиту по соотношению

компонентов, с учетом возможных взаимных замещений между теллуром, селеном и серой. Включения мелкие, их размер не превышает 25-30 мкм. Они находятся преимущественно внутри зерен селенистого теллура (см. фиг. 5а, б; фиг. 10), изредка — в мелких гнездах селенистого голдфилдита среди кварца. Форма включений чаще округлая и изометричная, но в селенистом теллуре также встречаются мелкие таблитчатые включения, ориентированные по кристаллографическим направлениям (с удлинением, параллельным видимым трещинам спайности, фиг. 10в). По-видимому, часть включений бамболлаита является продуктом распада твердого раствора в селенистом теллуре. Минерал кремово-серый в отраженном свете, заметно темнее вмещающего селенистого теллура, анизотропия незаметна на фоне сильно анизотропных зерен теллура.

Для диагностики этого минерала мы применили метод ДОЭ (EBSD). В качестве материала для сравнения использованы структуры селенидов, сульфидов и теллуридов меди, имеющиеся в кристаллографических базах данных ICSD, COD, AMCSD, включая крутаит и петручекит (оба — структурные модификации CuSe₂), но мы

2024



Фиг. 9. Выделения самородного селенистого теллура — снимки образца на фиг. 2г в отраженном свете: а — срастание селенистого теллура с кварцем и минералами подгруппы голдфилдита (Gf), без поляризации; б — разноориентированные зерна селенистого теллура с микровключениями бамболлаита (Bmb), Agf — арсеноголдфилдит, поляризация, николи параллельны; в – тот же участок, николи скрещены.

не обнаружили среди них сходства с исследуемым минералом. Структура собственно бамболлаита в указанных базах данных отсутствует, так как для нее не определены позиции атомов в решетке, необходимые для расчета дифракционной картины отраженных электронов. В связи с этим для сравнительного анализа мы использовали модельную структуру аналогичной бамболлаиту пространственной группы I41/amd (141). Наилучшее соответствие по углам между кристаллическими плоскостями обеспечила модель тетрагональной структуры типа CuIr₂S₄ (ICSD[75532]). Картины дифракции нашего минерала индицируются в тетрагональной сингонии с пространственной группой I41/amd (141) со средним угловым отклонением 0.17°—0.26° (фиг. 11) и, таким образом, соответствуют структуре бамболлаита, определенной первооткрывателями. Вместе с тем кристаллическая структура этого минерала требует дальнейшего изучения, так как охарактеризована недостаточно.

По составу бамболлаит из Озерновского месторождения близок, но не идентичен минералу из Моктесумы. В некоторых анализах отмечена небольшая примесь серебра (около 0.3 мас.%). Постоянно присутствует сера, с широкими вариациями соотношений селена и серы, при относительно стабильной концентрации теллура (см. фиг. 6б, в). По результатам 84

2024

Nº 5



Фиг. 10. Селенистый теллур и микровключения в нем, снимки в отраженных электронах: а — включения малетойваямита и селенистого теллура в селенсодержащем зональном голдфилдите (Gf) среди кварца; б — включения бамболлаита и арсеноголдфилдита (Agf) в селенистом теллуре среди кварца; в — включения и ориентированные срастания бамболлаита (Bmb), на контакте с вторичным теллуритом — самородный селен (Se), Kln — каолинит; г — включение бамболлаита в срастании с богдановичитом (Boh); д — включение богдановичита в срастании с клаусталитом (Cth), в богдановичите содержатся трудноразличимые субмикронные ориентированные вростки клаусталита; е — включения богдановичита в зерне клаусталита.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 66 № 5

6 № 5 2024



Фиг. 11. Представительные картины дифракции отраженных электронов бамболлаита и неназванного минерала Cu_{1-x}((S, Se), Te)₂, индицированные в тетрагональной ячейке с пространственной группой I41/amd (141) по ICSD[75532] в качестве структурной модели: а, 6 — бамболлаит, среднее угловое отклонение для индицированной картины (б) 0.17°; в–е — две идентичные картины ДОЭ для двух точек внутри одного зерна с разными соотношениями серы и селена: в–г минерал состава Cu_{0.99}((S_{0.70}Se_{0.59}), Te_{0.72}))_{2.01}, среднее угловое отклонение для индицированной картины (г) 0.31°; д–е — бамболлаит состава Cu_{0.95}((Se_{0.82}S_{0.40}), Te_{0.83}))_{2.05}, среднее угловое отклонение для индицированной картины (Е) 0.35°.

НОВЫЙ ТИП ЗОЛОТОНОСНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ...

Элемент	Среднее*	Мин.	Макс.	1	2	3	4	5
Cu	23.77	21.69	26.09	22.89	22.39	23.21	24.45	25.80
Ag	0.11	нпо	0.68	0.29	0.30	нпо	0.15	нпо
S	3.90	1.49	9.52	1.60	1.75	1.93	4.00	8.18
Se	34.79	23.71	39.83	38.73	39.30	38.18	34.58	26.73
Te	36.49	33.70	39.21	35.92	36.64	36.09	36.53	38.54
Total	99.05	(97.39)	(100.75)	99.43	100.38	99.41	99.72	99.25
	Коэффици	енты в форм	уле в расчете	на сумму из 2	2 атомов серь	і, селена и те	еллура	
Cu	0.88	0.80	0.95	0.88	0.84	0.88	0.91	0.91
Ag	0.00	_	0.01	0.01	0.01	_	—	-
S	0.28	0.11	0.66	0.12	0.13	0.15	0.29	0.57
Se	1.04	0.67	1.23	1.19	1.19	1.17	1.03	0.76
Te	0.67	0.65	0.71	0.69	0.68	0.68	0.67	0.67
Cu+Ag	0.88	0.82	0.95	0.89	0.85	0.88	0.91	0.91
Se+S+Te	2	2	2	2	2	2	2	2

Таблица 3. Химический состав (мас.%) бамболлаита Cu_{1-x}((Se, S), Te)₂ из Озерновского месторождения

Примечание. * — среднее из 49 анализов и выборка наиболее характерных составов (1-5).

Таблица 4. Химический состав (мас.%) неназванного минерала Cu_{1-x}((S, Se), Te)₂ из Озерновского месторождения

	r		r		·		r	,
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	Среднее*
Cu	26.14	27.07	27.35	27.11	27.11	27.36	27.10	27.03
S	9.97	10.40	11.25	11.22	11.52	11.64	11.63	11.09
Se	23.29	23.08	21.60	21.67	21.18	20.98	20.81	21.80
Te	38.78	39.22	39.93	39.79	39.98	39.94	39.65	39.61
Total	98.19	99.77	100.13	99.79	99.79	99.91	99.20	99.54
	Коэффици	иенты в форг	муле в расчете	е на сумму из	з 2 атомов се	ры, селена и	теллура	
Cu	0.90	0.92	0.92	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91
S	0.68	0.70	0.75	0.75	0.76	0.77	0.77	0.74
Se	0.65	0.63	0.58	0.59	0.57	0.56	0.56	0.59
Te	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.66	0.66	0.67
Se+S	1.33	0.78	1.90	1.31	1.32	1.32	1.33	1.33
Se+S+Te	2	2	2	2	2	2	2	2

Примечание. * — среднее из 7 анализов.

микрозондовых анализов (табл. 3) минерал хорошо рассчитывается на формулу (Cu, Ag)₄(Se, S)₆(Te, Se)₃ или, если использовать модифицированную формулу бамболлаита с тремя атомами в ячейке, — Cu_{1-x}((Se, S), Te)₂, где х находится в интервале от 0 до 0.13. Вероятно, атомы теллура и селена занимают самостоятельные фиксированные позиции в структуре минерала при свободном замещении селена серой и ограниченном — теллура селеном.

В некоторых участках внутри зональных зерен бамболлаита число атомов серы превышает число атомов серы повышает число атомов селена и теллура. Вероятно, они представляют собой новый минеральный вид с формулой Cu_{1-x}((S, Se), Te)₂ (табл. 4). Обогащенные серой зоны заключены внутри зерен "обычного" бамболлаита, они не отличаются от основного зерна ни по оптическим свойствам, ни по картинам ДОЭ (т. е. имеют одинаковую ориентацию кристаллитов и индицируются в тетрагональной сингонии — фиг. 11).

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 № 5 2024

Символ минерала	Gf*	Asgf	Sbgf	Sbgf	Aúč	Aúč	Aúč	Súč	Súč
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cu	38.7	43.58	43.67	36.78	35.36	36.63	35.88	36.67	36.38
Ag	0.51	нпо	нпо	0.18	0.38	1.85	2.94	0.21	0.23
As	3.43	4.53	3.63	2.06	2.50	6.34	7.08	2.21	2.75
Sb	0.32	6.20	8.22	3.69	3.40	нпо	0.45	4.29	5.23
Te	23.24	16.07	15.25	20.85	18.40	15.79	13.3	18.36	16.38
Se	15.76	8.47	8.25	21.43	31.03	30.86	34.83	28.77	28.73
S	16.86	21.09	21.02	13.96	8.57	8.81	6.77	9.77	9.39
Сумма	98.82	99.92	100.04	98.95	99.63	100.28	101.25	100.27	99.09
	Коэффицие	нты в фор	муле в расч	ете на сум	му из 13 а	томов серы	и селена		
Cu	10.92	11.66	11.76	10.65	10.96	11.26	11.25	11.21	11.34
Ag	0.08	—	_	0.03	0.07	0.34	0.54	0.04	0.04
As	0.82	1.03	0.83	0.51	0.66	1.65	1.88	0.57	0.73
Sb	0.05	0.87	1.15	0.56	0.55	_	0.07	0.68	0.85
Te	3.26	2.14	2.04	3.01	2.84	2.42	2.08	2.79	2.54
Se	3.58	1.82	1.79	4.99	7.74	7.63	8.79	7.08	7.20
S	9.42	11.18	11.21	8.01	5.26	5.37	4.21	5.92	5.80
Te+Sb+As	4.13	4.03	4.03	4.07	4.04	4.07	4.03	4.05	4.12
Sb/As	0.06	0.84	1.39	1.10	0.84	—	0.04	1.19	1.17
Se/(Se+S)	0.28	0.14	0.14	0.38	0.60	0.59	0.68	0.54	0.55
Te/(Te+Sb+As)	0.79	0.53	0.51	0.74	0.70	0.59	0.51	0.69	0.62
Символ минерала	Gf*	Asgf	Asgf	Asgf	Asgf	Sbgf	Aúč	Aúč	Aúč
				p348	n341	p361	p344	n340	p352
Элемент	p346**	p358	p351	P0.0	p5+1	pror	P5.1	p540	1
Элемент Си	p346** 37.67	p358 37.67	40.41	42.12	39.24	36.69	36.54	36.31	36.02
<u>Элемент</u> Си Ад	р346** 37.67 нпо	р358 37.67 нпо	р351 40.41 нпо	42.12 нпо	39.24 0.30	36.69 0.50	36.54 0.40	36.31 0.41	36.02 0.49
<u>Элемент</u> <u>Cu</u> <u>Ag</u> <u>As</u>	р346** 37.67 нпо 3.62	р358 37.67 нпо 4.00	р351 40.41 нпо 5.14	42.12 нпо 5.16	39.24 0.30 5.20	36.69 0.50 3.16	36.54 0.40 3.33	36.31 0.41 3.88	36.02 0.49 3.33
<u>Элемент</u> <u>Cu</u> <u>Ag</u> <u>As</u> <u>Sb</u>	р346** 37.67 нпо 3.62 нпо	р358 37.67 нпо 4.00 0.49	р351 40.41 нпо 5.14 1.54	42.12 нпо 5.16 2.24	p341 39.24 0.30 5.20 2.24	36.69 0.50 3.16 2.94	36.54 0.40 3.33 2.96	36.31 0.41 3.88 1.56	36.02 0.49 3.33 2.43
<u>Элемент</u> <u>Cu</u> <u>Ag</u> <u>As</u> <u>Sb</u> <u>Te</u>	р346** 37.67 нпо 3.62 нпо 22.27	р358 37.67 нпо 4.00 0.49 21.28	р351 40.41 нпо 5.14 1.54 19.27	42.12 нпо 5.16 2.24 19.2	p341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33	36.69 0.50 3.16 2.94 19.26	36.54 0.40 3.33 2.96 18.04	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9
<u>Элемент</u> <u>Cu</u> <u>Ag</u> <u>As</u> <u>Sb</u> <u>Te</u> <u>Se</u>	р346** 37.67 нпо 3.62 нпо 22.27 22.68	р358 37.67 нпо 4.00 0.49 21.28 24.76	р351 40.41 нпо 5.14 1.54 19.27 16.15	42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01	p341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14	36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63	36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68
Элемент Cu Ag As Sb Te Se S	р346** 37.67 нпо 3.62 нпо 22.27 22.68 13.8	р358 37.67 HПО 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82	р331 40.41 HПО 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33	42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21	p341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36	36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63 11.49	36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03
Элемент Cu Ag As Sb Te Se S Cymma	р346** 37.67 нпо 3.62 нпо 22.27 22.68 13.8 100.04	р358 37.67 HПО 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82 101.02	р331 40.41 нпо 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33 99.84	42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21 99.94	p341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36 100.81	36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63 11.49 99.67	36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55 100.86	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36 100.81	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03 100.88
Элемент Cu Ag As Sb Te Se S Cумма	р346** 37.67 НПО 3.62 НПО 22.27 22.68 13.8 100.04 Коэффицие	р358 37.67 HПО 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82 101.02 HTы в фор	р331 40.41 нпо 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33 99.84 рмуле в расч	42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21 99.94 чете на сум	р.341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36 100.81 IMY ИЗ 13 а	36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63 11.49 99.67 томов серы	36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55 100.86 и селена	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36 100.81	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03 100.88
Элемент Сu Ag As Sb Te Se S Cymma Cu	р346** 37.67 НПО 3.62 НПО 22.27 22.68 13.8 100.04 Коэффицие 10.74	р358 37.67 HПО 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82 101.02 HTы в фор 10.80	р331 40.41 HПО 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33 99.84 рмуле в расч 11.10	42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21 99.94 нете на сум 11.19	р.341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36 100.81 IMY ИЗ 13 а 11.31	36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63 11.49 99.67 томов серы 10.99	36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55 100.86 и селена 11.02	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36 100.81	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03 100.88
Элемент Cu Ag As Sb Te Se S Cymma Cu Ag	р346** 37.67 нпо 3.62 нпо 22.27 22.68 13.8 100.04 Коэффицие 10.74 —	р358 37.67 нпо 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82 101.02 энты в фор 10.80 —	р331 40.41 нпо 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33 99.84 омуле в расч 11.10 –	42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21 99.94 нете на сум 11.19 —	р.341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36 100.81 тму из 13 а 11.31 0.05	<u>36.69</u> 0.50 <u>3.16</u> <u>2.94</u> <u>19.26</u> <u>25.63</u> <u>11.49</u> <u>99.67</u> томов серы <u>10.99</u> 0.09	36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55 100.86 и селена 11.02 0.07	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36 100.81 11.00 0.07	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03 100.88 10.99 0.09
Элемент Cu Ag As Sb Te Se S Cymma Cu Ag As	р346** 37.67 НПО 3.62 НПО 22.27 22.68 13.8 100.04 Коэффицие 10.74 — 0.87	р358 37.67 HПО 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82 101.02 HTы в фор 10.80 — 0.97	р331 40.41 нпо 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33 99.84 омуле в расч 11.10 — 1.20	42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21 99.94 нете на сум 11.19 — 1.16	р.341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36 100.81 IMY ИЗ 13 а 11.31 0.05 1.27	36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63 11.49 99.67 томов серы 10.99 0.09 0.80	36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55 100.86 и селена 11.02 0.07 0.85	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36 100.81 11.00 0.07 1.00	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03 100.88 10.99 0.09 0.86
Элемент Cu Ag As Sb Te Se S Cymma Cu Ag As Sb Se S Cymma Sb Sb Sb	р346** 37.67 НПО 3.62 НПО 22.27 22.68 13.8 100.04 Коэффицие 10.74 — 0.87 —	р358 37.67 НПО 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82 101.02 Энты в фор 10.80 — 0.97 0.07	р331 40.41 HПО 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33 99.84 ОМУЛЕ В расч 11.10 — 1.20 0.22	нто 42.12 нто 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21 99.94 тете на сум 11.19 - 1.16 0.31	р.341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36 100.81 IMY ИЗ 13 а 11.31 0.05 1.27 0.34	ролов 36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63 11.49 99.67 томов серы 10.99 0.09 0.80 0.46	36.54 36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55 100.86 и селена 11.02 0.07 0.85 0.47	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36 100.81 11.00 0.07 1.00 0.25	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03 100.88 10.99 0.86 0.39
Элемент Cu Ag As Sb Te Se S Cymma Cu Ag Sb Te Se S Cymma Sb Te Sb Te	р346** 37.67 НПО 3.62 НПО 22.27 22.68 13.8 100.04 Коэффицие 10.74 — 0.87 — 3.16	р358 37.67 HПО 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82 101.02 HTЫ В ФОР 10.80 — 0.97 0.07 3.04	р331 40.41 HПО 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33 99.84 ОМУЛЕ В РАСЧ 11.10 — 1.20 0.22 2.63	42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21 99.94 нете на сум 11.19 - 1.16 0.31 2.54	р.341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36 100.81 IMy из 13 а 11.31 0.05 1.27 0.34 2.49	респ 36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63 11.49 99.67 ТОМОВ СЕРЫ 10.99 0.09 0.80 0.46 2.87	36.54 36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55 100.86 и селена 11.02 0.07 0.85 0.47 2.71	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36 100.81 11.00 0.07 1.00 0.25 2.87	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03 100.88 10.99 0.86 0.39 2.87
Элемент Си Ag As Sb Te Se S Cymma Cu Ag Sb Te Se S Cymma Cu Ag As Sb Te Sb Se	р346** 37.67 НПО 3.62 НПО 22.27 22.68 13.8 100.04 Коэффицие 10.74 — 0.87 — 3.16 5.20	р358 37.67 HПО 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82 101.02 НТЫ В ФОР 10.80 - 0.97 0.07 3.04 5.71	р331 40.41 HПО 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33 99.84 омуле в расч 11.10 — 1.20 0.22 2.63 3.57	р. в. в. 42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21 99.94 нете на сум 11.19 – 1.16 0.31 2.54 2.36	р.341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36 100.81 IMY ИЗ 13 а 11.31 0.05 1.27 0.34 2.49 5.37	36.69 36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63 11.49 99.67 томов серы 10.99 0.09 0.80 0.46 2.87 6.18	36.54 36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55 100.86 и селена 11.02 0.07 0.85 0.47 2.71 7.29	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36 100.81 11.00 0.07 1.00 0.25 2.87 7.38	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03 100.88 10.99 0.09 0.86 0.39 2.87 7.54
Элемент Cu Ag As Sb Te Se S Cymma Cu Ag Sb Te Se Sb Te Sb Cu Ag As Sb Te Se Se Sb Te Se S	р346** 37.67 НПО 3.62 НПО 22.27 22.68 13.8 100.04 Коэффицие 10.74 — 0.87 — 3.16 5.20 7.80	р358 37.67 HПО 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82 101.02 HTЫ В ФОГ 10.80 — 0.97 0.07 3.04 5.71 7.29	р331 40.41 HПО 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33 99.84 ОМУЛЕ В расч 11.10 — 1.20 0.22 2.63 3.57 9.43	42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21 99.94 tere на сум 11.19 - 1.16 0.31 2.54 2.36 10.64	р.341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36 100.81 IMY ИЗ 13 а 11.31 0.05 1.27 0.34 2.49 5.37 7.63	36.69 36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63 11.49 99.67 ТОМОВ СЕРЫІ 10.99 0.09 0.80 0.46 2.87 6.18 6.82	36.54 36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55 100.86 и селена 11.02 0.07 0.85 0.47 2.71 7.29 5.71	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36 100.81 11.00 0.25 2.87 7.38 5.62	36.02 36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03 100.88 10.99 0.09 0.86 0.39 2.87 7.54 5.46
Элемент Сu Ag As Sb Te Se S Cymma Cu Ag Sb Te Se Sb Te Sb Te Sb Te Se Se Stb Te Se State State	р346** 37.67 НПО 3.62 НПО 22.27 22.68 13.8 100.04 Коэффицие 10.74 — 0.87 — 3.16 5.20 7.80 4.04	р358 37.67 НПО 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82 101.02 НТЫ В ФОГ 10.80 — 0.97 0.07 3.04 5.71 7.29 4.08	р331 40.41 HПО 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33 99.84 ОМУЛЕ В РАСЧ 11.10 — 1.20 0.22 2.63 3.57 9.43 4.05	нго 42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21 99.94 нете на сум 11.19 - 1.16 0.31 2.54 2.36 10.64 4.01	р.341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36 100.81 IMy из 13 а 11.31 0.05 1.27 0.34 2.49 5.37 7.63 4.10	р.с. 36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63 11.49 99.67 ТОМОВ СЕРЫ 10.99 0.09 0.80 0.46 2.87 6.18 6.82 4.13	36.54 36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55 100.86 и селена 11.02 0.07 0.85 0.47 2.71 7.29 5.71 4.03	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36 100.81 11.00 0.07 1.00 0.25 2.87 7.38 5.62 4.11	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03 100.88 10.99 0.86 0.39 2.87 7.54 5.46 4.12
Элемент Си Ag As Sb Te Se S Cymma Cu Ag Sb Te Se Sb Te Sb Te Sb Te Se Se Se Sb/As	р346** 37.67 НПО 3.62 НПО 22.27 22.68 13.8 100.04 Коэффицие 10.74 — 0.87 — 3.16 5.20 7.80 4.04 —	р358 37.67 НПО 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82 101.02 НТЫ В ФОР 10.80 - 0.97 0.07 3.04 5.71 7.29 4.08 0.075	p331 40.41 нпо 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33 99.84 омуле в расч 11.10 - 1.20 0.22 2.63 3.57 9.43 4.05 0.184	р. г. ю 42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21 99.94 нете на сум 11.19 - 1.16 0.31 2.54 2.36 10.64 4.01 0.267	р.341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36 100.81 IMY из 13 а 11.31 0.05 1.27 0.34 2.49 5.37 7.63 4.10 0.264	респ 36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63 11.49 99.67 томов серы 10.99 0.09 0.80 0.46 2.87 6.18 6.82 4.13 0.574	36.54 36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55 100.86 и селена 11.02 0.07 0.85 0.47 2.71 7.29 5.71 4.03 0.548	p340 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36 100.81 11.00 0.07 1.00 0.25 2.87 7.38 5.62 4.11 0.249	36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03 100.88 10.99 0.09 0.86 0.39 2.87 7.54 5.46 4.12 0.448
Элемент Си Ag As Sb Te Se S Cymma Cu Ag Sb Te Se Sb Te Sb Te Se Sb Te Se Sb/As Sb/As Se/(Se+S)	р346** 37.67 НПО 3.62 НПО 22.27 22.68 13.8 100.04 Коэффицие 10.74 — 0.87 — 3.16 5.20 7.80 4.04 — 0.40	р358 37.67 HПО 4.00 0.49 21.28 24.76 12.82 101.02 НТЫ В ФОР 10.80 — 0.97 0.07 3.04 5.71 7.29 4.08 0.075 0.44	p331 40.41 нпо 5.14 1.54 19.27 16.15 17.33 99.84 омуле в расч 11.10 – 1.20 0.22 2.63 3.57 9.43 4.05 0.184 0.27	р. г. ю 42.12 нпо 5.16 2.24 19.2 11.01 20.21 99.94 tere на сум 11.19 - 1.16 0.31 2.54 2.36 10.64 4.01 0.267 0.18	р.341 39.24 0.30 5.20 2.24 17.33 23.14 13.36 100.81 IMY ИЗ 13 а 11.31 0.05 1.27 0.34 2.49 5.37 7.63 4.10 0.264 0.41	36.69 36.69 0.50 3.16 2.94 19.26 25.63 11.49 99.67 томов серы 10.99 0.09 0.80 0.46 2.87 6.18 6.82 4.13 0.574 0.48	36.54 36.54 0.40 3.33 2.96 18.04 30.04 9.55 100.86 и селена 11.02 0.07 0.85 0.47 2.71 7.29 5.71 4.03 0.548 0.56	p3.40 36.31 0.41 3.88 1.56 19.00 30.29 9.36 100.81 11.00 0.07 1.00 0.25 2.87 7.38 5.62 4.11 0.249 0.57	36.02 36.02 0.49 3.33 2.43 18.9 30.68 9.03 100.88 10.99 0.09 0.86 0.39 2.87 7.54 5.46 4.12 0.448 0.58

Таблица 5. Химический состав (мас.%) селенистых голдфилдитов и усталечитов из ассоциации с малетойваямитом Озерновского месторождения

Примечание. * — символы минералов: Gf — голдфилдит; Asgf — арсеноголдфилдит; Sbgf — стибиоголдфилдит; Aúč — арсеноусталечит; Súč — стибиоусталечит; ** — номера точек анализа на фиг. 12.

Минералы группы тетраэдрита (блеклые руды). Широко распространены на Озерновском месторождении практически во всех золотоносных минеральных ассоциациях. Здесь был впервые описан селенистый голдфилдит (Спиридонов, Округин, 1984). В дальнейшем минералы группы были изучены и другими исследователями (Pohl et al., 1996; Спиридонов и др., 1990, 2014; Plotinskaya et al., 2005; Kozlov, Okrugin, 2022).

В описываемой ассоциации с малетойваямитом блеклые руды сравнительно мало распространены — в отличие от других золотосодержащих парагенезисов месторождения. В обломках кварца гидротермальных брекчий присутствуют выделения блеклых руд еще более ранних стадий рудоотложения с микровключениями калаверита и самородного теллура без примеси селена. Блеклые руды из ассоциации с малетойваямитом образуют мелкие гнезда в кварце и микровключения в селенистом теллуре и относятся к числу наиболее ранних минералов парагенезиса (после пирита). Они содержат характерное сообщество микровключений — малетойваямит и селенистый теллур с относительно низкой концентрацией селена (до 6.5 мас.%). Их замещает более поздний селенистый теллур (>9 мас.% селена). Выделения блеклых руд крайне неоднородны по составу и демонстрируют ярко выраженную зональность с варьирующими соотношениями основных компонентов. От ранних к поздним генерациям увеличивается содержание селена в их составе. Округлые микровключения резко обогащенных селеном блеклых руд

часто встречаются в крупных выделениях селенистого теллура, нередко в срастаниях с бамболлаитом и малетойваямитом.

В серии изученных нами образцов диагностировано несколько релких минералов полгрупп голдфилдита и усталечита, отличающихся очень высоким содержанием селена, вплоть до Se > S. Среди них голдфилдит (Te > 3 атомов в формуле, S > Se), арсеноголдфилдит и стибиоголдфилдит (это три названия по новой классификации для минеральных видов, ранее уже известных на месторождении под общим названием "селенистый голдфилдит"), а также новые недавно зарегистрированные КНМ ММА минералы группы усталечита. селенового аналога голдфилдита (Sejkora et al., 2022; 2023). Идеализированная формула усталечитов: $(Cu_4(\Box, Cu)_2(Cu_4Cu^+_2))((Te, Sb,$ $As_{2}Te_{2}$) $Se_{12}Se_{1}$, а упрощенная эмпирическая формула Cu_{12-x} (Te, As, Sb)₄(Se, S)₁₃, где величина х вакансия в структуре; отношение Se/(Se+S) > 0.5; Те от 1 до 3 атомов в формуле (Sejkora et al., 2022). По составу выделяются арсеноусталечит и стибиоусталечит (см. табл. 5, фиг. 12). Они встречаются в виде отдельных зон внутри зональных выделений блеклой руды в селенистом теллуре и в кварце. Эти два минерала ранее на месторождении не были известны и представляют собой первые находки в России.

Более детальное описание этой сложной и разнообразной группы минералов выходит за рамки данной статьи.



Фиг. 12. Включения зональной блеклой руды переменного состава (твердый раствор ряда голдфилдит Gf — усталечит Uč) в селенистом теллуре: а — снимок в отраженных электронах (BSE), ускоряющее напряжение 10кэВ; б — то же зерно блеклой руды, с усиленным контрастом для выявления неоднородности состава. Кружками обозначены точки анализа, номера возле точек соответствуют номерам анализов в табл. 5. Наиболее темная область (348) представлена арсеноголдфилдитом с минимальным содержанием селена в данном зерне (11.01 мас.%), она обрастает зонами с возрастающими содержанием селена, вплоть до усталечитов.

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В близповерхностной части месторождения развита зона окисления, в которой большинство первичных минералов частично или полностью замещены. Наблюдается несколько стадий гипергенных преобразований: для ранних характерно образование самородного селена и селенидов, а для поздних — оксидов. Необычный характер первичного оруденения — обилие селена и теллура — отражается и в составе вторичных минералов. Они встречаются как в виде тесных срастаний друг с другом, так и самостоятельных зерен и идиоморфных кристаллов (размером до 300 мкм и более), замещая селенистый теллур и другие минералы, включая пирит (фиг. 13).

Самородное золото (Au, Ag). Выделения размером от менее 1 мкм до 15 мкм обычно находятся в срастании с фишессеритом (см. фиг. 4, 13) и теллуритом. Большая часть гипергенных выделений самородного золота образовалась при замещении малетойваямита и фишессерита теллуритом и другими вторичными минералами теллура, часто с одновременным выделением самородного селена. По составу золото высокопробное (920–963‰). В первичных рудах без малетойваямита самородное золото обычно входит в число гипогенных минералов и довольно широко распространено в парагенезисе с теллуридами золота.

Самородный селен и теллуристый селен (Se_{1-x}Te_x). Самородный селен распространен в изученных образцах, но в отличие от описанного выше самородного теллура не образует крупных выделений (не более 50–70 мкм) и, очевидно, образуется при гипергенном окислении селенистого теллура и других минералов-селенидов, так как все его выделения были найдены в срастании с теллуритами — теллуритом, эммонситом и поитом, а также внутри зерен этих минералов, нередко в парагенезисе с гипергенными селенидами Au, Ag, Cu (см. фиг. 8; фиг. 9в, г, е; фиг. 136, г).

Особенностью изученного нами самородного селена является его необычный состав, варьирующий от чистого селена до теллуристого селена с содержанием до 42 ат.% Те (табл. 6, фиг. 7). В редких случаях в составе самородного селена присутствует сера, с диапазоном содержаний от 0.1 до 5.3 мас.%, при этом теллур в обогащенных серой выделениях обычно отсутствует. Теллуристый селен является промежуточным продуктом окисления селенистого теллура при замещении его теллуритами. Выделение селена и селенидов в начальной стадии гипергенеза можно объяснить тем, что в кислых растворах с нарастающим окислительным потенциалом преобладающими формами теллура и серы являются хорошо растворимые в воде сульфаты и плохо растворимые теллуриты, тогда как селен сохраняется в своей восстановленной форме до более высоких значений фугитивности кислорода (McPhail, 1995). По мере развития процесса окисления теллуристый селен сменяется почти чистым селеном, а далее замещается селенсодержащими теллуритами и селенитами (мандариноит).

Фишессерит Ag₃AuSe₂ — довольно широко распространенный минерал на многих Au—Ag месторождениях Камчатки, включая Озерновское месторождение (Спиридонов и др., 2009, 2014). Но он обычно не образует сколько-нибудь значимых скоплений. Этот минерал может

Элемент	Среднее*	Мин.	Макс.	1	2	3	4	5
S	0.50	нпо	5.28	нпо	нпо	2.57	2.04	0.11
Se	84.91	47.67	99.75	64.11	81.28	90.27	97.7	97.88
Te	14.55	нпо	52.88	35.00	19.79	7.37	нпо	1.21
Сумма	99.96	97.58	101.96	99.11	101.07	100.21	99.74	99.2
		Д	оля твердом р	астворе, ат.%	<i>b</i> :			
S	1.19	_	12.12	-	_	6.25	4.88	0.27
Se	88.70	59.30	98.97	74.75	86.91	89.24	95.12	98.97
Te	10.10	_	40.70	25.25	13.09	4.51	—	0.76

Таблица 6. Химический состав (мас.%) самородного теллуристого селена из Озерновского месторождения

Примечание. * — средние значения из 56 анализов и выборка наиболее характерных составов (1–5).



Фиг. 13. Формы выделений гипергенных минералов, замещающих первичные рудные минералы. Снимки в отраженных (BSE) и вторичных (SE) электронах: а, б — поит (Pgh) замещает кристаллы пирита в кварце, каемки самородного селена вокруг некоторых реликтовых зерен пирита в поите и на его контактах с кварцем, BSE (а) и изображение в искусственных цветах (б) — наложение на изображение BSE рентгеновских карт распределения элементов (Se, Fe, Te, S, O); в – метакристаллы эммонсита (Ems) замещают селенистый теллур вдоль трещин спайности и контактов с кварцем, BSE; г — в селенистом теллуре — метакристаллы теллурита (Tlr) с вростками поита и теллуристого селена переменного состава, снимок SE с наложением цветных рентгеновских карт Fe, O, Te, Se; д — реликтовый кристалл малетойваямита заключен в теллурите, заместившем селенистый теллур, вдоль контактов малетойваямита с теллуритом развита прерывистая тонкая кайма фишессерита (Fis), снимок SE+BSE с наложением цветных рентгеновских карт Ag, Au, Te, Se, O; е — фишессерит (Fis) замещается эммонситом с выделением тонкодисперсного самородного золота, снимок BSE.

быть как гипогенным, отлагающимся обычно на поздних стадиях рудообразующего процесса, так и гипергенным. В исследованной нами серии образцов он встречается в виде каемок на контакте малетойваямита с теллуритом, а также в виде мелких включений в теллурите, эммонсите и поите. Фишессерит замещает зерна малетойваямита и в свою очередь замещается теллуритом и эммонситом, с выделением самородного золота, самородного селена и науманнита. Вероятно, здесь он имеет гипергенное происхождение. Состав минерала приводится в табл 7. В парагенезисе с фишессеритом изредка встречается науманнит.

Теллурит (TeO₂) и (Te, Se)O₂. Наиболее распространен среди гипергенных минералов в изученных образцах. Диагностирован по составу (табл. 8) и структуре (фиг. 14). Нередко содержит примесь селена (до 9.5 мас.%), но чаще встречаются разновидности без примесей, особенно среди поздних генераций минерала, формирующих тонкие мономинеральные прожилки в окисленных рудах.

Поит $Fe^{3+}_{2}(TeO_{3})_{2}(SO_{4})(H_{2}O)_{2}$ ·H₂O. Второй по распространенности среди гипергенных минералов, уступает только теллуриту. Диагностирован по составу (см. табл. 8) и структуре (см. фиг. 14). В большинстве анализов отмечена примесь селена в диапазоне от 0.19 до 8.12 мас.% SeO₂, в некоторых — примесь мышьяка до 1.2 мас.% As_2O_3 . Минерал содержит воду, но ее прямое определение методами ЭДС и ВДС невозможно. Кроме того, при воздействии электронного зонда минерал может нагреваться и разрушаться с потерей воды, искажая результаты анализа (завышение суммы определимых компонентов). Для устранения такого эффекта при анализе этого и других водосодержащих минералов мы использовали ускоряющее напряжение 10 кэВ и ток зонда не выше 1 нА. Содержание воды рассчитывалось исходя из теоретической формулы минерала, в которую включено 3 молекулы H₂O.

Эммонсит Fe³⁺₂(TeO₃)₃ 2H₂O. Часто встречается в срастании с поитом и теллуритом, а также выделяется в виде цепочек мелких идиоморфных кристаллов, замещающих селенистый теллур вдоль его контактов с кварцем и по трещинам спайности. Диагностирован по составу (см. табл. 8). Помимо основных компонентов обычно содержит примесь селена (до 4 мас.%).

Мандариноит $Fe_2^{3+}(Se^{4+}O_3)_3$ (6-х) H_2O (х = 0.0–1.0). Редкий минерал, ранее он не отмечался на месторождении, а также не был описан на территории России. Диагностирован по составу (см. табл. 8). Он встречается в виде перистых выделений в пустотках выщелачивания среди кварца и, по-видимому, относится к числу наиболее поздних среди гипергенных селенитов-теллуритов.



Фиг. 14. Индицированные картины дифракции отраженных электронов теллурита и поита: а — картина ДОЭ теллурита индицирована в ромбической сингонии, пространственная группа 61 (Pbca), соответствует теллуриту из базы данных ICSD26844 с СУО 0.20; б — картина ДОЭ поита индицирована в ромбической сингонии, пространственная группа 33 (Pna2₁), соответствует поиту из базы данных COD9011949 с СУО 0.23.

НОВЫЙ ТИП ЗОЛОТОНОСНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ...

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
Au	27.1	25.35	28.14	28.62	27.86	27.74	31.7	27.85
Ag	49.47	48.99	47.22	47.36	47.37	48.19	44.35	49.59
S	нпо	нпо	0.11	0.20	0.17	0.08	0.38	0.26
Se	22.28	21.68	22.35	22.61	22.01	22.36	21.79	21.92
Te	0.83	2.68	0.89	0.93	1.16	0.7	0.82	1.12
Total	99.68	98.7	98.71	99.72	98.57	99.07	99.04	100.74
		Коэфф	ициенты в ра	счете на 6 ат	омов в форму	ле		
Au	0.94	0.88	0.98	0.99	0.97	0.96	1.11	0.95
Ag	3.11	3.1	3.01	2.98	3.02	3.05	2.85	3.08
S	-	-	0.02	0.04	0.04	0.02	0.08	0.06
Se	1.91	1.87	1.94	1.94	1.91	1.93	1.91	1.86
Te	0.04	0.14	0.05	0.05	0.06	0.04	0.04	0.06
Au+Ag	4.05	3.98	3.99	3.97	3.99	4.01	3.96	4.03
Se+S+Te	1.95	2.01	2.01	2.03	2.01	1.99	2.04	1.97

Таблица 7. Химический состав (мас.%) фишессерита из Озерновского месторождения

Таблица 8. Химический состав (мас.%) теллурита, поита, эммонсита и мандариноита Озерновского месторождения

Mariana	Телл	урит	По	ЭИТ	Эммо	онсит	Манда	риноит
минерал	1	2	3	4	5	6	7	8
Fe ₂ O ₃	нпо	нпо	26.25	25.97	22.33	22.23	24.81	24.10
CuO	нпо	нпо	0.26	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
As ₂ O ₃	нпо	нпо	0.69	нпо	нпо	нпо	1.38	1.52
SO3	нпо	нпо	12.19	13.10	0.24	нпо	1.16	1.62
SeO ₂	0.20	9.39	0.19	1.93	3.67	3.71	29.67	23.50
TeO ₂	100.26	90.93	50.95	49.78	67.88	67.54	28.23	32.70
Сумма	100.46	100.32	90.53	90.78	94.12	93.48	85.25	83.44
H ₂ O (расч.)	—	_	8.67	8.84	5.39	5.32	14.22	16.47
Сумма+H ₂ O	100.46	100.32	99.20	99.62	99.51	98.80	99.47	99.91
			Коэффицие	нты в форму	ле, расчет по	о кислороду		
0	2	2	10	10	9	9	9	9
Fe	_	_	2.05	1.99	1.87	1.88	1.97	1.98
Cu	—	_	0.02	_	—	—	_	—
As	—	_	0.04	_	_	_	0.09	0.10
S	_	_	0.95	1.00	0.02	_	0.09	0.13
Se	—	0.13	0.01	0.11	0.22	0.23	1.70	1.39
Te	1.00	0.87	1.99	1.90	2.84	2.86	1.12	1.35
H ₂ O	_	_	3	3	2	2	5	6
Se+S+Te	1.00	1.00	2.95	3.01	3.08	3.09	2.91	2.87
Se+Te	1.00	1.00	2.00	2.01	3.06	3.09	2.82	2.74

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОБСУЖДЕНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ

Месторождение Озерновское по характеру околорудных метасоматитов и особенностям состава руд является ярким представителем месторождений кислотно-сульфатного/высокосульфидизированного (КС/ВС) типа в Курило-Камчатском регионе (Коваленкер и др., 1989; Округин, 2003; Kovalenker, Plotinskaya, 2005; Okrugin et al., 2022; Tolstykh et al., 2023). Для подобных месторождений (Heald et al., 1987; Hedenquist, 1987; White, Hedenquist, 1990; Arribas, 1995; Hedenquist, Arribas, 2000) характерен определенный тип минералообразующих флюидов, отличающихся, помимо высоких значений фугитивности серы, как правило, низкими величинами рН, а также относительно высокой степенью окисления серы в зоне рудоотложения. Характерными признаками месторождений КС/ВС-типа являются жильные и прожилковые сульфидно-кварцевые золотые руды, расположенные в зонах вторичных кварцитов и аргиллизитов, содержащих, помимо кварца, минералы группы алунита и каолинита, а рудные минералы, помимо распространенного пирита, представлены энаргитом, люцонитом, теннантитом. голдфилдитом, высокопробным золотом, теллуридами Au и Ag (White, Hedenquist, 1990). К месторождениям этого типа в регионе Курило-Камчатской вулканической дуги отнесены также Малетойваям (Tolstykh et al., 2023) и Прасоловское (Kovalenker, Plotinskaya, 2005). За пределами региона заметными чертами сходства с Озерновским месторождением обладают месторождения Кочбулак и, в особенности, Кайрагач, расположенные в верхнепалеозойских вулканитах Кураминской металлогенической провинции Бельтау-Кураминского вулкано-плутонического пояса Центрального Тянь-Шаня (Коваленкер и др., 1997; Коваленкер и др., 2003).

Ряд других месторождений в Камчатском регионе также обладают признаками КС/ВС-типа минерализации, но они требуют более внимательного изучения, так как характерные для КС/ВС-типа метасоматиты и золото-сульфидно-кварцевые жилы соседствуют в одних и тех же рудных полях и даже в одних и тех же рудовмещающих структурах с рудами адуляр-серицитового, низкосульфидизированного типа (АС/НС) в результате широко развитого телескопирования минеральных ассоциаций и совмещения более ранних руд с более поздними в связи с меняющимися условиями минералообразования внутри активных вулканотектонических структур. В качестве такого примера можно привести месторождение Мутновское (Петренко и др., 2001; Takahashi et al., 2006; Округин и др., 2010 и материалы авторов). На Озерновском месторождении также имеются проявления минерализации AC/HC-типа (участок Каюрковский).

Названные выше три месторождения КС/ ВС-типа отличаются от большинства других вулканогенных золото-серебряных месторождений как в регионе, так и за его пределами необычно широким распространением и разнообразием минералов — селенидов, теллуридов и селенотеллуридов. Минералы теллура и селена отмечаются и на камчатских месторождениях, относящихся к АС/НС-типу, но при этом теллуриды доминируют в распространении и, за редким исключением, не образуют парагенезисы с селенидами. Наиболее богатая Au-Ag-теллуридная минерализация развита в рудах Агинского золоторудного месторождения (Андреева и др., 2010; Andreeva et. al., 2013). На некоторых других месторождениях АС/НС-типа, например, Спрут и Асачинское, имеются проявления Au-Ag-селенидной минерализации, а теллуриды представлены скудным набором минералов, преимущественно, соединениями с серебром (Округин и др., 2014; Шишканова, Лобзин, 2014; Яблокова и др., 2014).

Особенности текстур кварцевых жил Озерновского золоторудного месторождения, широкое распространение гидротермальных брекчий и взаимоотношения рудных минералов указывают на крайне нестабильные условия рудоотложения. Образование основной массы руд связано с многократно повторяющимися однотипными циклами гидротермального процесса. Каждый цикл начинался с дробления более раннего материала жил и цементации его новой генерацией кварца в парагенезисе с новой порцией рудных минералов. В каждом цикле осаждения выделяется от одной до пяти стадий отложения рудных минералов, частично повторяющих друг друга, но с выпадением одних парагенезисов и появлением других, соответствующих меняющимся условиям. К числу наиболее ранних минералов каждого цикла относятся пирит, а также существенно менее распространенные молибденит, а на относительно глубоких горизонтах - касситерит, шеелит и сульфо-селеностаннаты меди (Vymazalova et al., 2024). Далее следует отложение энаргита-люцонита и/или блеклых руд (с трендом на увеличение содержаний теллура и селена от раннего теннантита и тетраэдрита к более позднему голдфилдиту), а также теллуридов

и селенотеллуридов висмута, сурьмы, золота, серебра, самородного теллура и самородного золота. Пульсирующий характер гидротермального процесса отмечается и в течение каждого цикла, находя свое отражение в ярко выраженной зональности внутри кристаллов практически всех рудных минералов — от пирита до блеклых руд и селенотеллуридов висмута. Зональность чаще всего выражается в переменных соотношениях между серой и селеном и/или между теллуром и селеном в соответствующих минералах. Особенно широкими вариациями состава отличаются блеклые руды. На месторождении найдены все известные минеральные виды теллуросодержащих блеклых руд, а также несколько новых неназванных (Kozlov, Okrugin, 2022).

Минеральная ассоциация малетойваямита с селенистым теллуром обнаружена в верхней, относительно слабо эродированной части рудообразующей системы Озерновского месторождения и отличается от остальных развитых на месторождении золотоносных ассоциаций не только по составу, но, вероятно, и по условиям отложения.

Как отмечалось выше, для более эродированных частей системы, а также более ранних стадий рудоотложения, характерны минеральные парагенезисы с самородным золотом, теллуридами золота, селенотеллуридами висмута, селенистым голдфилдитом и теннантит-тетраэдритом, а также самородным теллуром без примесей селена. На глубине > 100 м также встречаются парагенезисы, включающие касситерит, шеелит, селениды и сульфоселениды олова и меди. По данным В.М. Округина (Okrugin et al., 2020), отложение большей части рудных минералов месторождения связано с многократно повторяющимися циклами вскипания, дросселирования и параллельного с ними образования гидротермальных брекчий.

Малетойваямит Озерновского месторождения, в отличие от своего аналога, найденного на месторождениях рудного поля Малетойваям, содержит постоянную примесь серебра до 2 мас.% при полном отсутствии примеси серы и тесно ассоциирует с селен-теллуровыми твердыми растворами, а также с другими исключительно редкими минералами — сульфоселенотеллуридами и селенидами (бамболлаит и блеклые руды новой группы усталечита). Отсутствие серы в структуре малетойваямита может быть объяснено понижением активности восстановленных форм серы вследствие их окисления и аномально высоким значением отношения H_2Se/H_2S в процессе его отложения. Условия формирования малетойваямит-селенотеллуридной ассоциации Озерновского месторождения весьма сходны с описанными Н.Д. Толстых и др. (Tolstykh et al., 2018) условиями образования месторождения Гачинг Малетойваямского рудного поля, в котором золотое оруденение связано с алунитовыми вторичными кварцитами и, по-видимому, формировалось в обстановке конденсации и окисления магматогенной парогазовой смеси вблизи палеоповерхности.

Парагенезис селенистого теллура с малетойваямитом в Озерновском месторождении мог образоваться в верхней части кипящей гидротермальной системы при смешивании восходящей гетерогенной водно-парогазовой смеси (H_2O , H_2S , H_2Se , H_2Te) с обогащенными кислородом приповерхностными водами. В результате образовался кислый флюид, в котором сера была представлена преимущественно в форме высокорастворимого сульфат-иона, а окисление H_2Se и H_2Te приводило к осаждению селенсодержащего теллура и ряда сопутствующих обогащенных селеном рудных минералов из-за их низкой растворимости.

Описанная в этой статье вторая находка малетойваямита позволяет считать, что он не уникален для камчатских месторождений и в дальнейшем мы сможем перевести его в число минералов-индикаторов Au-оруденения. Присутствие малетойваямита в парагенезисе с селенистым теллуром на двух объектах кислотно-сульфатного типа эпитермальных месторождений Камчатки может свидетельствовать о весьма специфических физико-химических условиях рудоотложения в приповерхностной части гидротермальной системы и служить одним из признаков незначительного уровня эрозии месторождений.

При этом необходимо отметить, что в условиях близповерхностного рудоотложения в сильно окислительной обстановке наблюдается определенная конвергенция гипогенных и гипергенных процессов: начальные стадии окисления руд внутри активных вулканотектонических структур могут быть связаны с обогащением кислородом термальных вод конечных стадий единого гидротермального процесса при одновременном понижении температуры ниже 100 °C либо с проявлениями независимой более поздней низкотемпературной гидротермальной деятельности. Об этом свидетельствуют крайне интересные взаимоотношения и парагенезисы

некоторых оксидных соединений золота, сурьмы и железа с селенилами и сульфилами золота (Tolstykh et al., 2023). Для месторождения Малетойваям был предложен механизм образования ассоциирующих с малетойваямитом селен-теллуровых твердых растворов как следствие детеллуризации калаверита с последующим замещением его на горчичное самородное золото (Tolstykh et al., 2023), однако такой сценарий не может быть применим к Озерновскому месторождению ввиду отсутствия в ассоциации с малетойваямитом калаверита и самородного золота. С подобными вторичными процессами "гипогенного гипергенеза" может быть связано образование части самородного селена, некоторых селенидов и сульфидов золота (фишессерит, петровскаит, ауроселенид) вместе с тонкодисперсным (горчичным) самородным золотом, как на Озерновском, так и на Агинском и ряде других месторождений региона (Okrugin et al., 2014), но их нелегко отделить от результатов воздействия обычного гипергенеза на необычные минеральные парагенезисы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Озерновское эпитермальное Au-Te-Se месторождение относится к группе месторождений кислотно-сульфатного высокосульфидизированного (КС/ВС) типа, но в то же время обладает рядом отличительных особенностей минерального состава, связанных с необычно широким распространением в рудах селенотеллуридов, сульфоселенидов и селенидов. Изучение таких руд расширяет наши представления о месторождениях КС/ВС-типа.

2. На месторождении обнаружена и изучена новая продуктивная минеральная ассоциация руд, в которой главным минералом золота является селенотеллурид золота — малетойваямит, в тесном парагенезисе с чрезвычайно редкими минералами — бамболлаитом, арсеноусталечитом и стибиоусталечитом. Эти минералы до сих пор были известны только в местах своего открытия. Они находятся в тесной ассоциации с селенистым теллуром, также весьма редким соединением, отмеченным не более чем на 1-2 других месторождениях в мире.

3. Парагенезис селенистого теллура с малетойваямитом, бамболлаитом и усталечитом мог образоваться при смешивании рудоносного гидротермального флюида с обогащенными кислородом приповерхностными водами. По-видимому, он является признаком незначительного уровня эрозионного среза месторождения.

4. Озерновское месторождение обладает определенными чертами сходства по минеральному составу и условиям образования руд с некоторыми другими месторождениями КС/ ВС-типа, расположенными как в пределах Курило-Камчатской вулканической дуги (Малетойваям, Прасоловское), так и за пределами региона — в верхнепалеозойском Бельтау-Кураминском вулкано-плутоническом поясе Центрального Тянь-Шаня (Кайрагач, Кочбулак).

БЛАГОДАРНОСТИ

Инициатором и организатором проведения этих исследований выступил Виктор Михайлович Округин, светлой памяти которого мы посвящаем свою работу.

Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам, ценные комментарии и замечания которых позволили улучшить текст статьи, а также руководству и геологам АО "СиГМА" за возможность изучения образцов руд Озерновского месторождения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования проводились в рамках планов НИР лаборатории вулканогенного рудообразования Института Вулканологии и Сейсмологии ДВО РАН, финансируемых Министерством науки и высшего образования Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева Е.Д., Округин В.М., Матсуеда Х., Буханова Д.С. Особенности формирования золото-серебряной и теллуридной минерализации Агинского месторождения (Центральная Камчатка) // Материалы конференции "Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования". М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 391–392.

Вакин М.Е., Наумова О.Н. Геолого-структурная позиция и условия локализации богатых руд на Озерновском золото-серебряном месторождении (Камчатка) // Руды и металлы. 1994. № 2. С. 97–104.

Вартанян С.С., Орешин В.Ю., Ершова Н.А. и др. Определить критерии локализации и вещественный состав золотоносных образований Озерновского рудного поля. М.: ФГБУ ЦНИГРИ, 1991. Демин А.Г. Озерновское месторождение как новый перспективный рудный объект Центральной Камчатки с комплексными рудами на золото, вольфрам, серебро и медь (своеобразие геологического строения, рудный потенциал и методика изучения) // Золото и технологии. 2015. № 1. С. 22–30.

Коваленкер В.А., Некрасов И.Я., Сандомирская С.М. и др. Сульфидно-селенидно-теллуридная минерализация эпитермальных проявлений Курило-Камчатского вулканического пояса // Минералогический журн. 1989. Т. 11. № 6. С. 3–18

Коваленкер В.А., Плотинская О.Ю., Прокофьев В.Ю. и др. Минералогия, геохимия и генезис золото-сульфидно-селенидно-теллуридных руд месторождения Кайрагач (Республика Узбекистан) // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45. № 3. С. 195–227.

Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Наумов В.Б., Русинов В.Л. Эпитермальное золототеллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан) // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39. № 2. С. 127–152.

Куринная У.Н., Лапухов А.С., Гузман Б.В. Типоморфизм руд Асачинского эпитермального Аu—Аg месторождения (Южная Камчатка) // Материалы конференции "Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования". М.: ИГЕМ РАН, 2010. 291 с.

Литвинов А.Ф., Марковский Б.А., Патока М.Г. (редакторы) Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500000. Краткая объяснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализации и ореолов рассеяния полезных ископаемых. Петропавловск-Камчатский: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 1999.

Наумова О.А. Гидротермально-измененные породы золото-серебряных месторождений Центральной и Южной Камчатки. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1996.

Округин В.М., Андреева Е.Д., Яблокова Д.А. и др. Новые данные о рудах Агинского золото-теллуридного месторождения (Центральная Камчатка) // Материалы конференции "Вулканизм и связанные с ним процессы". Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 335–341.

Округин В.М., Ким А.У., Москалева С.В. и др. О рудах Асачинского золото-серебряного месторождения (Южная Камчатка) // Материалы конференции "Вулканизм и связанные с ним процессы". Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 330–334.

Округин В.М., Матсуеда Х., Цусима Н. и др. Мутновское (Камчатка), Тойеха (Япония) — крупные комплексные вулканогенные рудные объекты (генезис, поисковые критерии) // Материалы конференции "Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования". М.: ИГЕМ РАН, 2010. 291 с.

Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Изд-во СПб. картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999. 115 с.

Спиридонов Э.М., Игнатов А.М., Шубина Е.В. Эволюция блеклых руд вулканогенного месторождения Озерновское, Камчатка // Известия АН СССР. 1990. № 9. С. 82–94.

Спиридонов Э.М., Округин В.М. Селенистый голдфилдит — новая разновидность блеклых руд // Докл. АН СССР. 1984. Т. 280. № 2. С. 476–478.

Спиридонов Э.М., Филимонов С.Ф., Брызгалов И.А. Твердый раствор фишессерит-науманнит (Ag, Au)₂Se в рудах вулканогенного месторождения золота Озерновское, Камчатка // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 3. С. 391–394.

Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Япаскурт В.О. Селенистый голдфилдит и твердый раствор фишессерит AuAg₃Se₂ — петцит AuAg₃Te₂ в рудах вулканогенного месторождения золота Озерновское (Камчатка) // Докл. РАН. 2014. Т. 458. № 2. С. 209–213.

Трухачев А.В. Формирование и закономерности распределения рудного золота Озерновского рудного поля в пределах участка Центральной Камчатки // Вестник Воронежского государственного университета. Сер.: Геология. 2008. № 2. С. 216–221.

Трухачев А.В. Зависимость концентрации самородного золота от типа вмещающих пород в пределах Озерновского рудного поля участка "Хомут" (Центральная Камчатка) // Вестник Воронежского государственного университета. Сер.: Геология. 2011. № 1. С. 164–175.

Шишканова К.О., Лобзин Е.И. Сфалерит в рудах месторождения Спрут // Материалы XII молодежной конференции "Исследования в области наук о Земле". Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 39–50.

Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С., Орешин В.Ю., Гузман Б.В. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. М.: Недра, 1989.

Яблокова Д.А., Зобенько О.А., Лобзин Е.И. Пирит месторождения Спрут (Северная Камчатка) // Материалы молодежной конференции "Исследования в области наук о Земле". Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 17–30.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 66 № 5 2024
Andreeva E.D., Matsueda H., Okrugin V., Takahashi R., Ono S. Au–Ag–Te Mineralization of the Low-Sulfidation Epithermal Aginskoe Deposit, Central Kamchatka, Russia // Resource Geology. 2013. V. 63. № 4. P. 337–349. URL: https://doi.org/10.1111/rge.12013

Arribas Jr A. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid // Mineralogical Association of Canada Short Course. 1995. V. 23. P. 419–454.

Biagioni C., George L.L., Cook N.J. et al. The tetrahedrite group: Nomenclature and classification // American Mineralogist. 2020. V. 105. № 1. P. 109–122. URL: https://doi. org/10.2138/am-2020–7128

Ghosh G., Sharma R.C., Li D.T., Chang Y.A. The Se–Te (selenium-tellurium) system // Journal of phase equilibria. 1994. V. 15. P. 213–224. URL: https://doi.org/10.1007/BF02646370

Harris, D.C., Nuffield, E.W. Bambollaite, a new copper telluro-selenide // Canadian Mineralogist. 1972. V. 11. P. 738–742.

Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types // Economic Geology. 1987. V. 82. № 1. P. 1–26. URL: https://doi.org/10.2113/ gsecongeo.82.1.1

Hedenquist J.W. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum Pacific basin // Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore, 1987. P. 513–524.

Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E. Exploration for epithermal gold deposits. Reviews // SEG Reviews. 2000. V. 13. P. 245–277. URL: https://doi.org/10.5382/ Rev.13.07

Kasatkin A.V., Nestola F., Plášil J. et al. Tolstykhite, Au₃S₄Te₆, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2023. V. 87. \mathbb{N}_{2} 1. p. 34–39. URL: https://doi.org/10.1180/ mgm.2022.109

Kovalenker V.A., Plotinskaya O.Y. Te and Se mineralogy of Ozernovskoe and Prasolovskoe epithermal gold deposits, Kuril-Kamchatka volcanic belt // Geochemistry, Mineralogy and Petrology (Sofia). 2005. V. 43. P. 118–124.

Kozlov V., Okrugin V. New data on Se-bearing minerals of the tetrahedrite group from Ozernovskoe deposit (Kamchatka, Russia) and some proposed additions to the goldfieldite subgroup // Preprint. 2022. P. 1–28. URL: https://doi.org/10.13140/RG.2.2.24284.46727 *McPhail D.C.* Thermodynamic properties of aqueous tellurium species between 25 and 350° // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 5. P. 851–866. URL: https://doi.org/10.1016/0016–7037(94)00353-X

Okrugin V.M., Andreeva E., Etschmann B. et al. Microporous gold: Comparison of textures from Nature and experiments // Amer. Miner. 2014. V. 99. № 5–6. P. 1171–1174. URL: https://doi.org/10.2138/am.2014.4792

Okrugin V.M., Vymazalová A., Kozlov V.V. et al. Svetlanaite, SnSe, a new mineral from the Ozernovskoe deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2022. V. 86. № 2. P. 234–242. URL: https://doi.org/10.1180/ mgm.2021.80

Pekov I.V., Britviz S.N., Pletnev P.A. et al. Ozernovskite, IMA 2021–059 // CNMNC Newsletter 63; Mineralogical Magazine. 2021. V. 85. P. 910–915.

Pekov I.V., Britvin S.N., Pletnev P.A. et al. Rudolfhermannite, IMA 2021–099 // CNMNC Newsletter 66, Eur. J. Mineral. 2022 34. URL: https://doi.org/10.5194/ ejm-34–253–2022

Pohl D., Liessmann W., Okrugin, V.M., Rietveld analysis of selenium-bearing goldfieldites. Neues Jahrbuch Fur Mineralogie, Monatshefte. 1996. V. 1. P. 1–8.

Pouchou J.L, Pichoir F. Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes applying the model "PAP" // Electron probe quantitation. 1991. P. 31–75.

Sejkora J., Biagioni C., Škácha P., Musetti S., Mauro D. Arsenoústalečite, IMA 2022–116. CNMNC Newsletter 72 // Mineralogical Magazine. 2023. V. 87. P. 512– 518. URL: https://doi.org/10.1180/mgm.2023.21

Sejkora J., Plášil J., Makovicky E. Stibioústalečite, Cu₆Cu₆(Sb₂Te₂) Se₁₃, the first Te-Se member of tetrahedrite group, from the Ústaleč, Czech Republic // J. of Geosciences. 2022. V. 67. P. 275–283. URL: http://dx.doi. org/10.3190/jgeosci.359

Tolstykh N., Kasatkin A., Nestola F. et al. Auroselenide, AuSe, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2023₁. V. 87. № 2. P. 284–291. URL: https://doi. org/10.1180/mgm.2022.137

Tolstykh N., Shapovalova M., Podlipsky M. Au–Ag–Se–Te–S Mineralization in the Maletoyvayam High-Sulfidation Epithermal Deposit, Kamchatka Peninsula // Minerals. 2023₂. V. 13. № 3. P. 420–440. URL: https://doi.org/10.3390/ min13030420

Tolstykh N.D. Tuhý M., Vymazalová A., Laufek F., Plášil J., Košek F. Gachingite, Au $(Te_{1-x}Se_x) 0.2 \approx x \leq 0.5$, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2022. V. 86. № 2. P. 205–213. URL: https://doi.org/10.1180/ mgm.2022.9

Tolstykh N.D., Tuhý M., Vymazalová A. et al. Maletoyvayamite, $Au_3Se_4Te_6$, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2020. V. 84. No 1. P. 117–123. URL: https://doi. org/10.1180/mgm.2019.81

Tolstykh N., Vymazalová A., Tuhý M., Shapovalova M. Conditions of formation of Au–Se–Te mineralization in the Gaching ore occurrence (Maletoyvayam ore field), Kamchatka, Russia // Mineralogical Magazine. 2018. V. 82. № 3. P. 649–674. URL: https://doi. org/10.1180/mgm.2018.84

Vymazalová A., Kozlov V.V., Laufek F. et al. Okruginite, Cu₂SnSe₃, a new mineral from the Ozernovskoe deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Mineralogical Magazine. 2024. V. 88. № 1. P. 31-39. doi:10.1180/mgm.2023.78

White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration // J. of Geochemical Exploration. 1990. V. 36. \mathbb{N} 1–3. P. 445–474. URL: https://doi. org/10.1016/0375–6742(90)90063-G

NEW TYPE OF GOLD-BEARING MINERALIZATION AT THE OZERNOVSKOE Au-Te-Se EPITHERMAL DEPOSIT (CENTRAL KAMCHATKA, RUSSIA)

Sh.S. Kudaeva^{*a*,*}, V.V. Kozlov^{*b*,**}, E.D. Skilskaia^{*a*}, A.V. Sergeeva^{*a*}, N.D. Tolstykh^{*c*}, I.A. Shkilev^{*d*}

^aInstitute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Russia, Petropavlovsk-Kamchatsky, blvd. Piip 9, 683006 ^bInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Russia, Poccuя, Moscow, Staromonetny lane 35, 119017 ^cV.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, ave. Akademika Koptyuga 3, 630090 ^dJSC Siberian Mining and Metallurgical Alliance, Russia, Petropavlovsk-Kamchatsky, 106 Mishennaya str., 683016

Abstract. The ores of the Ozernovsky Au-Te-Se epithermal volcanogenic deposit are located in linear zones of secondary quartzites in volcanic rocks of Neogene age and are represented by linear stockworks and tubes of quartz hydrothermal breccias interspersed with ore minerals — sulfides, tellurides and selenides. A new type of gold-bearing mineralization has been discovered and studied on the upper horizon of the deposit. The main gold mineral is maletoyvayamite (Au₃Se₄Te₆), which forms small inclusions in selenium native tellurium, together with micro inclusions of other, usually also very rare, minerals — bambollaite (Cu_{1-x}(Se, S, Te)₂), fahlores of the goldfieldite and ústalečite subgroups. This mineral complex could have been formed in the upper part of a boiling hydrothermal system as a result of mixing of the ascending flow of heterogeneous water-steam fluid with oxygen-enriched surface waters and oxidation of the reduced forms of sulfur, selenium and tellurium contained therein. The primary complex of ore minerals is usually partially replaced by several generations of hypergenic minerals: from native selenium and Au-Ag selenides of the early stage to tellurites and selenites of the late stage of oxidation.

Keywords: maletoyvayamite, bambollaite, ústalečite, arsenoústalečite, stibioústalečite, Selen-tellurium, Ozernovskoe volcanogenic gold deposit, Kamchatka.

УДК 553.41/.065

⁴⁰Аг/³⁹Аг ДАТИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ НА КРУПНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КОЧКАРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ)

©2024 г. М. Е. Притчин^{1, *}, А. Ю. Кисин¹, О. В. Викентьева², Д. А. Озорнин¹, А. В. Травин³, И. В. Викентьев²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, ул. Ак. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия ²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия ³Институт геологии и минералогии СО РАН, проспект Ак. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

> **E-mail: mpritchin@gmail.com* Поступила в редакцию 05.05.2024 г. После доработки 11.06.2024 г. Принята к публикации 17.06.2024 г.

В статье анализируются возрастные ограничения для продуктивных минеральных ассоциаций двух крупнейших золоторудных месторождений Южного Урала — Светлинского и Кочкарского, которые расположены в Восточно-Уральской мегазоне. Впервые выполнено изотопное 40 Ar/ 39 Ar датирование калий-содержащих гидротермальных минералов. Оно проведено по монофракциям минералов (слюды и амфиболы) из рудных жил и околорудных метасоматитов, а также вмещающих мраморов. Полученные оценки возраста лежат в интервале 290–276 млн лет; средневзвешенное значение для Светлинского месторождения составляет 284 ±2 млн лет, для Кочкарского 276 ±2 млн лет. Предполагается, что изученные минеральные ассоциации Светлинского и Кочкарского месторождений образовались на начальных фазах постколлизионного этапа, отвечающего режиму тектонической релаксации. Возрастные оценки гидротермального минералообразования в золоторудных полях Кочкарского антиклинория согласуются с временем посттектонической плутонической активности, которая выразилась на Среднем — Южном Урале в масштабной гранитизации (~ 300 млн лет назад). Близсинхронными ей являются рудовмещающие метасоматиты фемического профиля (одновозрастные для двух месторождений), которые, вероятнее всего, являются базификатами.

Ключевые слова: Светлинское и Кочкарское золоторудные месторождения, ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование, коллизия, Кочкарский антиклинорий, Южный Урал.

DOI: 10.31857/S0016777024050062, EDN: abhhtt

введение

В настоящее время на Южном Урале разрабатываются два крупных золоторудных месторождения: Кочкарское и Светлинское. Они расположены на площади Кочкарского антиклинория, в 100 км к югу от г. Челябинска. В середине XIX в. здесь были обнаружены богатые россыпи золота, а уже в 1868 г. — золотоносные кварцевые жилы Кочкарского и, чуть южнее, небольшого Новотроицкого месторождений золота (Бородаевский, 1952; Денисова, Хайрятдинов, 2020); оба месторождения эксплуатируются подземным способом по настоящее время. Вопросам геологии, минералогии и генезиса *Кочкарского месторождения* посвящена обширная научная литература (Бородаевский, 1952; Яновский, 1970; Грабежев, 1974; Смолин, 1975; Бородаевский и др., 1984; Спиридонов, 1995; Kisters et al., 2000; Знаменский, Серавкин, 2006; Знаменский, 2014 и др.). Светлинское месторождение — сравнительно новое и менее изученное. Оно разведывалось в 70—80-е гг. XX в. и отрабатывается открытым способом с 1992 г. По его геологическому строению и генезису также опубликован ряд работ (Сазонов и др., 1989; 2001; Bortnikov et al., 1999; Vikent'eva, Bortnikov, 2015; Vikent'eva et al., 2020; Кисин, Притчин, 2015; Кисин и др., 2022). В большинстве этих работ месторождение рассматривается как полигенное и полихронное. Возрастные этапы становления месторождения намечены такие: ~ 380 млн лет (D_2) — образование кварц-серицитовых пород с сульфидной слабозолотоносной минерализацией; ~ 340 млн лет (C_1) — лиственитизация, березитизация; ~ 330 млн лет (C_1v) — Fe—Mg-метасоматоз и золотое оруденение (Сазонов и др., 1989; Огородников и др., 2004). Геодинамическая обстановка, приведшая к его формированию, практически не обсуждалась.

Исследователи В.Н. Сазонов и др. (Сазонов и др., 2001; Sazonov et al., 2001; Огородников и др., 2004) увязывали формирование этих месторождений с позднепалеозойской уральской коллизией: ранней и поздней, "мягкой" и "жесткой". По их мнению, рудоподводящими и рудолокализующими структурами выступали "шовные зоны" (глубинные разломы), а источник вещества был преимущественно мантийным.

Авторами (Кисин и др., 2022) развиваются представления, тесно увязывающие время образования золотых месторождений с коллизионными и постколлизионными процессами, периодизация которых хорошо разработана (Пучков, 2010; Vikentyev et al., 2017 и др.). Начало коллизионных процессов на Урале приходится на поздний девон, их пик был на рубеже карбона и перми, а завершение произошло в ранней перми; постколлизионный этап длился до ранней юры. Цель проведенных исследований заключается в попытке датирования стадий минералообразования, с привязкой гидротермальных событий к коллизионному и постколлизионному этапам. Для сопоставления привлечены опубликованные геохронологические данные для близлежащих гранитоидных и гранито-гнейсовых массивов. Предполагается, что Кочкарское и Светлинское месторождения формировались примерно в одно время, в близких геотектонических обстановках.

ОБЗОРНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исследуемые объекты находятся в восточном крыле Восточно-Уральской мегазоны, в пределах Кочкарского антиклинория, геологическое строение которого достаточно хорошо изучено (Болтыров и др., 1973; Кейльман, 1974; Огородников и др., 2004; Пужаков и др., 2018 и др.). Протяженность антиклинория в меридиональном направлении составляет около 140 км, при ширине до 30 км. Структура характеризуется ярко выраженным купольным тектогенезом: выделяются несколько купольных структур (Варламовская, Еремкинская, Борисовская и Санарская), они обрамляются меж- и околокупольными геологическими комплексами (фиг. 1).

Купольные структуры сложены сиалическими породами: гнейсами, гранитогнейсами и интрузивными сериями кислого состава (гранодиориты, плагиограниты, граниты). Их обрамление и межкупольные депрессии слагают гнейсы, кристаллические сланцы (биотитовые, мусковит-биотитовые с кварцем, полевым шпатом, амфиболом, редко с дистеном, ставролитом и силлиманитом), амфиболиты и мраморы кальцитового, реже доломитового и смешанного состава. Контакты сланцевого обрамления с гранитогнейсовыми куполами обычно тектонические, соответствующие по характеру тектоническим срывам.

На востоке граница Кочкарского антиклинория фиксируется линейными интрузиями гранодиоритов Коелгинского и плагиогранитов Пластовского массивов, отделяющих развитые на западе гнейсы и кристаллические сланцы от вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов ордовик-девонского возраста Еманжелинско-Бородиновского синклинория. Западная граница антиклинория также тектоническая. В антиклинории метаморфизм зональный: в ядрах куполов он отвечает условиям амфиболитовой фации, а в породах обрамления — условиям эпидот-амфиболитовой фации (Болтыров и др., 1973; Кейльман, 1974; Пужаков и др., 2018).

Геологическое строение Светлинского месторождения

Первые представления о геологическом строении Светлинского месторождения и его генезисе сформировались по результатам геологоразведочных работ 70—80-х гг. (Сазонов и др., 1989, 2001; Bortnikov et al., 1999); они дополнены результатами исследований в добычном карьере (Vikent'eva, Bortnikov, 2015; Кисин, Притчин, 2015; Vikent'eva et al., 2020; Кисин и др., 2022; Викентьева, Бортников, 2023). Месторождение расположено в зоне глубинного надвига субмеридионального простирания и западного падения, отделяющего Кочкарский антиклинорий от вулканогенно-осадочных комплексов Заураловского синклинория, развитых к западу от него (см. фиг. 16).

Породы Кочкарского антиклинория в пределах месторождения представлены мраморами кальцитового, реже доломитового состава и переходными разностями разной степени доломитизации. Реликтовая слоистость в мраморах (с оползневыми текстурами) имеет западное падение под углом



Фиг. 1. Географическая позиция (а) и схематическая геологическая карта Кочкарского антиклинория (б) по материалам (Пужаков и др., 2018), с упрощениями и дополнениями. 1 – плагиогнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболиты, кристаллосланцы с гранатом, ставролитом, силлиманитом и кианитом (V1); 2 – ультраметаморфиты апогарцбургитовые аподунитовые нерасчлененные (V2); 3 – серпентиниты (O2); 4 – нерасчлененные вулканогенные, вулканогенно-осадочные комплексы, углеродисто-кремнистые сланцы (O3-D3); 5 – мраморизованные известняки, мраморы (C1v); 6 – тоналиты гнейсовидные, гранодиориты, плагиограниты (D3-C1); 7 – плагиограниты (C1); 8 – граниты биотитовые, мезократовые и лейкократовые, гнейсограниты (C1-2); 9 – габбро, габбронориты (C1); 10 – монцогаббро, граносиениты, граниты (P1); 11 – геологические границы; 12–14 – тектонические нарушения: 12 – глубинные надвиги, 13 – сбросы (тектонические срывы), 14 – прочие разломы; 15 – месторождения золота (1 – Светлинское, 2 – Кочкарское). Цифры в кружках – гранитогнейсовые купола: 1 – Варламовский, 2 – Еремкинский, 3 – Борисовский, 4 – Санарский, 5 – Светлинская купольная структура. Цифры в квадратах – интрузивные массивы: 6 – Котликский, 7 – Коелгинский, 8 – Пластовский, 9 – Каменно-Санарский, 10 – Степнинский.

70–75°; кливаж разлома, ранее принимаемый за осадочную слоистость, имеет также западное падение, но под углом 45–55°. Возраст карбонатных осадочных пород по находкам макрофауны считается раннекаменноугольным (Пужаков и др., 2018; Кисин, Притчин, 2022).

Вулканогенно-осадочный разрез Заураловского синклинория в пределах месторождения представлен толщей кварц-биотитовых, кварц-серицит-биотитовых пород крайне невыдержанного состава и с варьирующей степенью рассланцевания — как по простиранию, так и по падению. Зачастую они полностью утратили первичный облик субстрата, по которому образовались. Поэтому предполагается, что состав протолита аналогичен малоизмененным породам разрезов, изученных южнее и севернее месторождения. Они представлены базальтами, андезитами, дацитами и риолитами субщелочного и нормального ряда, их туфами, углерод-кремнистыми и филлитовидными сланцами (Болтыров и др., 1973; Пужаков и др., 2018). Породы испытали региональный метаморфизм верхов фации зеленых сланцев; их полосчатость минеральная, кристаллизационная, имеет западное падение под углом 45–60°, увеличиваясь до 80° близ контакта с мраморами. В толще наблюдаются маломощные тела талькитов, реже — серпентинитов, залегающих как с полосчатостью, так и в виде крутопадающих, секущих тел мощностью до первых метров. Возраст вулканогенно-осадочной толщи, по геологическим данным, условно принят ордовик-позднедевонским (Болтыров и др., 1973; Сазонов и др., 1989; Пужаков и др., 2018).

Предполагается, что надвиг, в зоне которого локализовано месторождение, был заложен в позднем девоне (Сазонов и др., 1989), на раннеколлизионном этапе. В пределах месторождения надвиг осложнен постколлизионными взбросами вертикального и крутого восточного падения, обусловленными ростом Светлинской купольной структуры (Кисин и др., 2022). С формированием купола связано развитие на месторождении в пределах вулканогенно-осадочного комплекса системы кварцевых жил: 1) крутых субмеридиональных. с глубиной меняющих падение с западного на восточное; 2) субширотных, лестничного типа, крутопадающих на север, наиболее распространенных; и 3) редких субмеридиональных, полого падающих на запад (Кисин, Притчин, 2015).

Рудоносные зоны на месторождении выделяются по результатам разведки, детализированной по эксплуатационному опробованию, и представлены двумя типами оруденения: прожилково-вкрапленного и кварцево-жильного (Сазонов и др., 1989). Положение рудоносных зон контролируется зонами интенсивного рассланцевания, биотитизации и развитием серий сближенных субширотных кварцевых жил, нередко с шеелитом. С учетом материалов по геологии, минералогии и флюидному режиму (Сазонов и др., 1989; Cазонов и др., 2001; Vikent'eva, Bortnikov, 2015; Пужаков и др., 2018; Vikent'eva et al., 2020) Светлинское месторождение считается полихронным и полигенным, сформированным в пять этапов: 1) отложение терригенных и вулканогенно-осадочных пород, слабо обогащенных Аи, девон, вплоть до франа; 2) региональный зеленокаменный метаморфизм с локальным перераспределением сульфидов, фамен-турне; 3) коллизия, метаморфизм (эпидот-амфиболитовой — амфиболитовой фации) и формирование синорогенного тоналит-гранодиоритового плутона, пегматитовых и кварцевых жил в его апикальной части и, далее от плутона, в дистальной периферийной

зоне, серии золото-шеелит-сульфидно-кварцевых жил, сопровождающихся изменением березит-лиственитовых метасоматитов, поздний карбон; 4) формирование связанной с мантийными источниками золото-теллуридной прожилково-вкрапленной минерализации, ранняя пермь; 5) гипергенная стадия — образование коры выветривания и крупных золотых россыпей (мезозой-кайнозой).

Геологическое строение Кочкарского месторождения

Кочкарское месторождение расположено в северной части Пластовского массива плагиогранитов (см. фиг. 1б). Плошаль массива около 150 км². форма — вытянутая в субмеридиональном направлении, выклинивающаяся к югу; протяженность около 50 км при ширине до 10 км. Западная часть массива сложена полосчатыми плагиогнейсами, биотитовыми гнейсами и разгнейсованными плагиогранитами. К центру и в глубину вышеперечисленные породы постепенно сменяются массивными плагиогранитами с ксенолитами сланцев, гнейсов и зеленокаменных пород (Яновский, 1970; Смолин, 1975). Элементы залегания гнейсовидности в кровле массива указывают на наличие крупной открытой антиклинальной брахискладки субмеридионального простирания с размахом крыльев 2.5–3 км, которые погружаются под углом 40-60° к востоку и западу.

Массив пересечен двумя комплексами даек: 1) ранний — плагиограниты, плагиодиориты, аплиты и плагиогранит-пегматиты, генетически связанные с Пластовским массивом; 2) поздний — дайки основного состава, претерпевшие метасоматические преобразования с образованием кварц-плагиоклаз-амфибол-биотитовых метасоматитов, называемых "табашками" (Бородаевский и др., 1984; Пужаков и др., 2018) за характерный цвет. О природе субстрата этих метасоматитов нет единого мнения, ряд исследователей считают их протолитом долериты (Яновский, 1970; Бородаевский и др., 1984), другие — лампрофиры различного состава (Грабежев, 1974; Знаменский, Серавкин, 2006). Дайки основного состава на площади Пластовского массива в целом образуют веер, раскрытый на восток; Кочкарское месторождение расположено в северной части веера, где преобладают дайки субширотного и ВСВ простирания.

На месторождении выделено 4 этапа метасоматических преобразований пород (Яновский, 1970; Грабежев, 1974; Знаменский, Серавкин, 2006; Знаменский, 2014): 1) дорудный этап

имеет площадное распространение, во время которого произошла полная амфиболитизация и биотитизация даек основного состава и слабая биотитизация, частичная калишпатизация, серицитизация и альбитизация плагиогранитов и даек кислого состава; 2) предрудный этап распространен локально и охарактеризован околотрещинной березитизацией пород, с образованием отдельных тел мошностью 0.5-1.5 м при длине 20-30 м: 3) рудный этап проявился в виде пучков, серий кулисных и четковидных сульфидно-кварцевых жил (протяженностью первые сотни метров), обычно пространственно совмещенных с амфибол-биотитовыми метасоматитами; 4) послерудный этап связан с формированием карбонат-квари-мусковит-хлоритовых жил, в малой степени наследующих более ранние структуры. Возраст дорудного метаморфизма, метасоматического изменения даек и рудообразования предполагается совпадающим

с возрастом постмагматических процессов и лежит в интервале 360–330 млн лет (Сазонов и др., 2001; Ферштатер и др., 2009; Знаменский, 2014).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОБРАЗЦОВ

Образцы пород для исследований взяты авторами в Светлинском золоторудном карьере и в западном штреке на горизонте 650 м шахты Центральная Кочкарского месторождения; образец с шахты Южная предоставлен рудничными геологами; одна проба отобрана из рудного тела Осейского карьера. Минералы отобраны под бинокулярным микроскопом МБС-9 из фракции 0.2–1 мм предварительно раздробленных образцов. Для исследований использованы мономинеральные фракции слюд и амфибола: 6 проб для Светлинского месторождения (биотит — 3, флогопит — 1, фуксит — 1, актинолит — 1) и 4 пробы для

Таблица 1. Список проб для изотопного ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования калий-содержащих минералов Светлинского и Кочкарского золоторудных месторождений

М-ние	№ обр.	Описание образца							
	4/19	Флогопит из мрамора; представлен единичными прозрачными недеформированными кристаллами бледно-желтого цвета, размером до 2 мм, идиоморфными по отношению к кальциту							
	8/19	Биотит из зальбанда субширотной кварцевой жилы рудной зоны. Биотит образует крупночешуйчатые сростки кристаллов размером до 5 мм на стенках трещины в пирит-кварц- плагиоклаз-биотитовой породе; образовался синхронно жильному кварцу							
инское	9/19	Биотит из пирит-кварц-плагиоклаз-биотитовых золотоносных метасоматитов. Гнезда крупночешуйчатого биотита до 8 мм поперечником в мелкозернистой массе.							
Светли	14/19	стинолит (14/19А) в зальбандах субширотной кальцитовой жилы и биотит (14/19Б) из вмещающей ее биотит-актинолит-кальцитовой породы. Биотит представлен чешуйчатыми зернами до 4 мм поперечнике; зеленый актинолит образует сноповидные сростки и игольчатые кристаллы до 3 мм в длину							
	17/19	Фуксит из миарол, инкрустированных доломитом, в кальцитовом мраморе вблизи контакта с породами вулканогенно-осадочной толщи. Фуксит образует кристаллы свободного роста до 2 мм на стенках полостей, нередко формирует сростки, реже полностью выполняет полости выщелачивания в мраморе							
Кочкарское	14/18	Флогопит из золотоносной кварцевой жилы шахты Центральная, горизонт 600, штрек 31, блок 993. Слюда слагает цемент тектонической брекчии по кварцевой жиле и инкрустирует пустоты между ее обломками. Флогопит представлен крупными, до 1.5 см в поперечнике, таблитчатыми кристаллами светло-серого цвета, нередко в хлоритовой рубашке. Судя по друзовому строению агрегата и присутствию кристаллов горного хрусталя, это, вероятно, постколлизионный этап.							
	18/18	Биотит из кварц-плагиоклаз-биотитовой породы в тектонизированном контакте "табашки" с плагиогранитом, участок Осейка на южном фланге Кочкарского месторождения. Биотит представлен крупными, слабо деформированными темно-коричневыми чешуями до 3 мм в длину							
	38/18	Биотит (38/18Б) и актинолит (38/18А) из "табашки" биотит-актинолитового состава, вмещающей жилу Новая (в ее зальбандах), шахта Центральная, горизонт 600, орт 34. Биотит слагает основную массу породы; местами содержит прожилки мелкозернистого кварца. Амфибол представлен крупными (до 10 мм по наибольшему измерению), различно ориентированными, недеформированными кристаллами серовато-зеленого цвета							

2024

Кочкарского месторождения (биотит — 2, флого- полезная информация может быть получена по пит — 1, актинолит — 1) (табл. 1).

Изотопное ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование монофракций К-слюд и амфиболов выполнено в ИГМ СО РАН г. Новосибирска на масс-спектрометре Міcromass Noble gas 5400 (аналитик А.В. Травин) методом ступенчатого нагрева в кварцевом реакторе с печью внешнего нагрева (Травин и др., 2009). При интерпретации возрастных спектров использовался метод возрастного плато (Fleck et al., 1977). Для входящих в плато ступеней должны выполняться следующие условия: разница возрастных значений между любыми двумя из них не должна превышать 3 σ ; им соответствует не менее 60% выделенного ³⁹Ar. В тех случаях, когда исследуемые образцы характеризуются возрастной гетерогенностью, сложной термической историей,

промежуточным плато. выделяемым в возрастном спектре с помошью менее жестких критериев.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖЛЕНИЙ В КОЧКАРСКОМ АНТИКЛИНОРИИ

Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования калийсодержащих минералов Светлинского и Кочкарского месторождений методом ступенчатого прогрева приведены на фиг. 2. В спектрах всех образцов, за исключением актинолита пробы 38/18, выделяется кондиционное плато. В спектре актинолита 38/18 выделяется высокотемпературное промежуточное плато из 2 ступеней,



Фиг. 2. Возрастные ⁴⁰Аг/³⁹Аг спектры для калий-содержащих минералов Светлинского и Кочкарского месторождений золота.

характеризующееся значением возраста 267 \pm 5 млн лет и 49% выделенного ³⁹Аг. В низкотемпературной части спектра выделяется плато из 4 ступеней, характеризующееся значением возраста 250 \pm 4 млн, СКВО = 0.4 и 44% выделенного ³⁹Аг.

Можно заметить, что полученные для минералов Светлинского месторождения 40 Ar/ 39 Ar датировки древнее полученных для минералов Кочкарского месторождения. Средние взвешенные составляют 284 ±2 и 276 ±2 млн лет соответственно, отличаясь на 8 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ

Геологические данные для региона свидетельствуют, что на исследуемой площади начало коллизионных процессов (преобладающий механизм одноосное горизонтальное сжатие) пришлось на поздний девон и ознаменовалось заложением надвигов корового масштаба (Болтыров и др., 1973; Кейльман, 1974; Огородников и др., 2004 и др.). На фиг. 3 приведена сводка полученных датировок по минералам Светлинского и Кочкарского золоторудных месторождений, а также опубликованных данных изотопного датирования гранитоидных массивов и гранито-гнейсовых куполов Кочкарского антиклинория (табл. 2). В таблице приведены также значения температуры закрытия изотопных систем, рассчитанные на основе определенных в лабораторных экспериментах кинетических параметров (Hodges, 2004).

В пределах Пластовского массива плагиогранитов доколлизионному этапу отвечает формирование плагиогранитных даек. Коллизионному этапу, с которым были связаны формирование антиклинория, разогрев пород в его ядре с последующим образованием гранитогнейсовых куполов, метаморфизмом и гранитизацией (Огородников и др., 2004; Кисин и др., 2022 и др.), соответствуют датировки Варламовского и Борисовского гранитоидных массивов. В этот же временной интервал попадают датировки метаморфогенного циркона из плагиогранитных гнейсов района Кочкарского золоторудного месторождения. Метаморфизм, по оценке (Сначев и др., 2019), соответствовал условиям T=640–690 °C, P=3.5–4.6 кбар.

Пик метаморфизма и начало перехода к процессам постколлизионной релаксации (граница карбона и перми) фиксируются появлением анатектических гранитов (лейкогранитов, аплитов и пегматитов). Этому этапу соответствует полученный по циркону возраст гранитов Санарского и Степнинского массивов (Ферштатер и др., 2007).



Фиг. 3. Термохронологическая диаграмма со сводкой полученных данных ⁴⁰Аг/³⁹Аг-датирования К-содержащих минералов Светлинского (красные значки) и Кочкарского (синие значки) золоторудных месторождений, а также опубликованных данных изотопного датирования U/Pb и Rb/Sr-методами гранитоидных массивов и пород гранитогнейсовых куполов Кочкарского антиклинория (черные значки; см. табл. 2). 1 – предполагаемый период золоторудной минерализации; 2, 3 – среднее взвешенное из ⁴⁰Аг/³⁹Аг датировок для Светлинского (2) и Кочкарского (3) золоторудных месторождений; 4 – периоды активизации тектонических и тектоно-магматических процессов, реконструированных на Урале (согласно обзору Vikenteyev et al., 2017).

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 66 № 5 2024

ПРИТЧИН и др.

Возраст, млн лет	Метод	T, °C*	Минерал/порода	Объект	Литературный источник
399 ±8	U/Pb	$800 \pm 40_{\phi}$	Циркон/плагиогранит	Пластовский массив	Ферштатер и др., 2007
375 ±5	U/Pb	$650\pm15_{\oplus}$	Циркон/лампрофир	Кочкарское месторождение	Ферштатер и др., 2009
358 ±4	U/Pb	$750 \pm 40_{\oplus}$	Циркон/гнейсо-гранит	Варламовский массив	Ферштатер и др., 2007
358 ±23	U/Pb	$750 \pm 40_{\oplus}$	Гранит	Борисовский массив	Kolb et al., 2005
335 ±6	U/Pb	650 ±15 _д	Циркон/плагиогранит	Пластовский массив	Ферштатер и др., 2007
290 ±4	U/Pb	$750 \pm 40_{\oplus}$	Циркон/гранит	Санарский массив	Ферштатер и др., 2007
289 ±4	Ar/Ar	$330 \pm 30_{_3}$	Биотит/метасоматит	Светлинское месторождение	Настоящая работа
287 ±5	Ar/Ar	550 ±40 ₃	Актинолит/кальцитовая жила	Светлинское месторождение	Настоящая работа
287 ±3	Ar/Ar	$330\pm30_{_3}$	Биотит/кварцевая жила	Светлинское месторождение	Настоящая работа
287 ±4	Ar/Ar	$330 \pm 30_{_3}$	Биотит/метасоматит	Светлинское месторождение	Настоящая работа
283 ±4	U/Pb	$750 \pm 40_{\oplus}$	Циркон/гранит	Степнинский массив	Ферштатер и др., 2007
282 ±4	Ar/Ar	430 ±30 ₃	Флогопит/мрамор	Светлинское месторождение	Настоящая работа
281 ±4	Ar/Ar	$330\pm30_{_3}$	Биотит/метасоматит	Кочкарское месторождение	Настоящая работа
278 ±4	Ar/Ar	$300\pm30_{_3}$	Фуксит/мрамор	Светлинское месторождение	Настоящая работа
276 ±4	Ar/Ar	$330\pm30_{_3}$	Биотит/кварц-плагиоклаз- биотитовая порода	Кочкарское месторождение	Настоящая работа
276 ±3	Ar/Ar	$430 \pm 30_{_3}$	Флогопит/брекчия	Кочкарское месторождение	Настоящая работа
267 ±5	Ar/Ar	550 ±40 ₃	Актинолит/метасоматит	Кочкарское месторождение	Настоящая работа
265 ±3	Rb/Sr	316 ±30 ₃	Пострудная Q-жила	Кочкарское месторождение	Kolb et al., 2005
250 ±4	Ar/Ar	440 ±40 ₃	Актинолит/метасоматит	Кочкарское месторождение	Настоящая работа

Таблица 2. Изотопные датировки горных пород и минералов золоторудных полей Кочкарского антиклинория, использованные для построения термохронологической диаграммы

Примечание: *Индекс означает: ф — температура формирования; д — температура деформации, преобразования; з — температура закрытия изотопной системы.

По всей видимости, с этим этапом связана завершающая стадия метаморфизма толщ Кочкарского антиклинория, закончившаяся их подъемом. В пользу этого предположения свидетельствует совпадение датировок по минералам рудных парагенезисов, характеризующихся различной температурой закрытия, для Светлинского и Кочкарского месторождений (см. фиг. 3).

Установлено, что для кварцевых жил, сформировавшихся в пределах Светлинского рудного поля, гомогенизация газово-жидких включений происходит при T=250-380 °C (Огородников и др., 2004; Vikent'eva et al., 2020), что сопоставимо с температурой закрытия изотопной системы датируемых минералов (~ 300-330 °C). Полученные датировки по актинолиту и слюдам из рудных парагенезисов Светлинского и Кочкарского месторождений, вероятно, соответствуют возрасту дорудного метасоматоза и, собственно, рудообразования. Наблюдаемая разница возраста в ~ 8 млн. лет между средними оценками для минералов Светлинского и Кочкарского месторождений может быть связана с различием во времени подъема пород месторождений к земной поверхности в силу региональной неоднородности тектонических процессов либо с постепенной миграцией источника теплового потока и флюида с востока на запад, которая была реконструирована ранее по геологическим данным (Огородников и др., 2004). Возможно, причина в том, что Кочкарское месторождение локализовано в западной части Пластовского плагиогранитного массива, в относительно высокотемпературной зоне метаморфического ореола крупного Борисовского гранитогнейсового массива. Светлинское месторождение локализовано в зоне глубинного надвига на краю антиклинория и испытало менее существенный зональный метаморфизм со стороны малого и наименее эродированного Светлинского купола.

Рассчитанные для актинолита из "табашек" биотит-актинолитового состава (обр. 38/38) по промежуточным плато значения возраста оказались значительно меньше датировок, полученных методом полноценного плато, включая и возраст биотита из этого же временного диапазона. Это может быть связано с избирательным метасоматическим воздействием на кристаллическую структуру и изотопную систему данного минерала.

Полученные датировки для Кочкарского месторождения не укладываются в существующие представления о формировании золотого оруденения в связи с внедрением лампрофиров (Ферштатер и др., 2007, 2009). Возраст самого Пластовского массива дискуссионен. По одним данным, он считается раннедевонским, отвечая U/Pb датировке по циркону 405 ± 3 млн лет (Ферштатер и др., 2009; 2010), хотя выделенные в этой пробе цирконы показали возрасты от 527.9 ±6.4 до 287.6 ±5.8 млн лет. По другим – возраст принимается позднедевонско-раннекаменноугольным (Пужаков и др., 2018; Сначев, Рыкус, 2020). Геологические наблюдения не исключают и поствизейский возраст внедрения плагиогранитов (Кисин и др., 2022). Возраст даек основного состава по результатам U/Pb датирования циркона принят 375 \pm 5 млн лет (Ферштатер и др., 2009). хотя. как и лля Пластовского массива. цирконы образуют в пробе полигенную и полихронную популяцию с диапазоном возрастов от 410.9 ±4.4 до 293.3 ±1.4 млн лет. Возраст предрудных метасоматических преобразований и формирования золоторудных ассоциаций для Светлинского месторождения ограничен ранней пермью. Вопрос об источнике флюидов и золота, необходимых для формирования и этого, и Кочкарского месторождений, требует дальнейшего изучения. Полученные результаты изотопного ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования К-содержащих минералов рудовмещающих метасоматитов хорошо вписываются в модель блоковой складчатости (Кисин, Коротеев, 2017; Кисин и др., 2022), согласно которой формирование Кочкарского антиклинория происходило в несколько этапов.

1. О–D₃ — формирование вулканогенно-осадочных толщ в островодужной и рифтогенной обстановках. В конце этапа, с началом коллизии, закладываются крупные надвиги противоположного падения, разделяющие формирующиеся структуры: Заураловского синклинория на западе, Кочкарского антиклинория в центре и Еманжелинско-Бородиновского синклинория на востоке. С этим этапом соотносятся раннедевонские датировки цирконов в Пластовском массиве.

2. D_3-C_1v — раннеколлизионная стадия: под тяжестью надвинутых пород центральный блок коры, ограниченный глубинными надвигами, постепенно погружается, формируя морской бассейн, заполняющийся карбонатными осадками с примесью терригенного материала. Дальнейшая коллизия приводит к надвиганию ордовик-девонских вулканогенно-осадочных комплексов на раннекаменноугольные осадки. Изгибающие моменты, сопровождающие надвиги, приводят к образованию синклинориев (Заураловского и Еманжелинско-Бородиновского)

и антиклинория (Кочкарского). Сфокусированная на ядро антиклинория механическая энергия сжатия трансформируется в тепловую, приводя к разогреву пород, их метаморфизму и дегидратации; отделяющиеся флюиды и тепло формируют тепловые купола. Идет гранитизация с выносом Mg, Fe, Ca и накоплением Na, K, Si, формированием массивов гранодиоритов и тоналитов. Продукты раннего гранитообразования в Пластовском массиве подробно описаны (Яновский, 1970; Смолин, 1975; Знаменский и Серавкин, 2006). Этому этапу соответствует возраст каймы ~ 375-360 млн лет у цирконов с древними корродированными ядрами (Ферштатер и др., 2009). Отметим. что интрузивные контакты этого массива с каменноугольными известняками и наличие роговиков также находятся в соответствии с его каменноугольным возрастом. Ранний этап коллизии завершается формированием Пластовского плагиогранитного массива ~ 340 млн лет назад, что отмечено U/Pb датировками метаморфических кайм циркона.

3. Рубеж C/P (±10 млн лет) — пик коллизии. Разогретые в ядре антиклинория до пластичного состояния породы выжимаются вверх, формируя купольные структуры. Продолжаются процессы гранитизации с выносом в околокупольное пространство Si, Fe, Ti, Mg, Ca, Au и накоплением в ядрах куполов Na, K, Be, Li, Sn, W, Ta, Nb (Кисин, Коротеев, 2017). Каменноугольные известняки, развитые в межкупольном пространстве, частично мраморизуются. Пластовский массив также испытал гранитизацию под влиянием Борисовского гранито-гнейсового купола (Черемисин, Бородаевский, 1979). На западе, в обрамлении растущего Светлинского купола, формируются тектонические срывы (сбросы в связи с выдвижением вверх пород лежачего бока) (Кисин и др., 2019). Часть таких срывов накладывается на теряющий активность Светлинский надвиг, вследствие чего последний осложнился серией субвертикальных взбросов субмеридионального простирания, контролирующих развитие по вулканогенно-осадочным породам тел вторичных кварцитов. Одновременно формируется серия сближенных субширотных трещин растяжения, заполняемых жильным кварцем, иногда с шеелитом (падение на север ∠~70°).

4. Р₁-Ј₁ — постколлизионная релаксация. В Пластовском массиве пластические деформации сменились хрупкими, с формированием трещин скалывания СВ и СЗ простирания. Последующий спад напряжения привел к раскрытию

этих трещин и формированию в них кварц-плагиоклаз-амфибол-биотитовых метасоматитов — "табашек", которые авторы считают базификатами, связанными с осаждением Fe, Mg, вынесенных при гранитизации. На это указывают несколько признаков: сходный состав "табашек" с кварц-биотитовыми метасоматитами Светлинского месторождения (Сазонов, Мурзин, 1994): крайне невыдержанный состав: кварц-плагиоклаз-амфибол-биотитовый, но нередко амфибол-биотитовый без кварца и полевых шпатов; наблюдения постепенного перехода или нерезкого контакта "табашек" с вмещающими плагиогранитами (Смолин, 1975; Бородаевский и лр., 1984) и. наконеш. схолный полихронный набор цирконов из "табашек" и плагиогранитов (Ферштатер и др., 2009). С учетом этого возраст "табашек" отвечает возрасту молодой популяции циркона 287.6 \pm 5.8 млн лет из плагиогранитов, 293.3 ±1.4 млн лет — из "табашек", а также — 40 Ar/ 39 Ar датировке 281.4 ±4.5 биотита из "табашек" (см. фиг. 3, таб. 2). Дальнейшее раскрытие системы трещин скалывания приводит к наложению на "табашки" золото-сульфидной минерализации ~ 276 ±3 млн лет назад (по флогопиту из брекчий по золотоносным квари-сульфидным жилам) и 276 ±4 млн лет (по биотиту из поздних "табашек" участка Осейка Кочкарского месторождения).

Окончание тектоно-метаморфической активности зафиксировано на Кочкарском месторождении 40 Ar/ 39 Ar датами 267 ±5 и 250 ±4 млн лет для актинолита из поздних "табашек" (см. табл. 2). Оно отмечено также образованием поздних кварцевых жил и кристаллизацией вторичного хлорита при температуре около 350 °C; датировано Rb/Sr методом (см. фиг. 3, таб. 2) (Kolb et al., 2005) — 265 ±3 млн лет назад.

На Светлинском месторождении на зоны тектонических срывов субмеридионального простирания накладываются пирит-кварц-плагиоклаз-биотитовые метасоматиты. Аналогичные метасоматиты развиты в зальбандах некоторых субширотных кварцевых жил. Этому этапу соответствует возраст биотита и актинолита 291–287 млн лет из зальбандов жил и крупночешуйчатого биотита — из пирит-кварц-плагиоклаз-биотитовых метасоматитов. В тектонизированных кварцевых жилах и пирит-кварц-плагиоклаз-биотитовых метасоматитах отлагалась малосульфидная золото-теллуридная минерализация. В мраморах при снятии стресса пластические деформации сменились хрупкими, и в полостях отложилась

пневматолито-гидротермальная минерализация: флогопит, мусковит, фуксит, Сг-паргасит, пирит, пирротин, сфалерит, кварц, топаз, флюорит, самородная сера и др. Изотопное датирование флогопита показало возраст 282 ±4 млн лет, а фуксита — 278 ±4 млн лет (см. фиг. 3, табл. 2).

выводы

1. По результатам изотопного ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования калий-содержащие минералы метасоматитов и жил Светлинского и Кочкарского месторождений образовались на начальных фазах постколлизионного этапа, отвечающего режиму тектонической релаксации, в интервале 290–276 млн лет.

2. Вероятнее всего, образование обоих месторождений связано с процессами гранитизации при формировании Кочкарского антиклинория, являясь их следствием: накоплению золота в обрамлении гранитогнейсовых куполов мог способствовать его вынос из зон анатектического плавления в их ядрах. На обоих месторождениях рудовмещающие метасоматиты фемического профиля одновозрастные и, вероятнее всего, являются базификатами, образованными при гранитизации, охватившей глубокие зоны Кочкарского антиклинория.

3. Золотая минерализация Светлинского месторождения накладывается на базификаты и кварцевые жилы, сформированные в зоне сочленения Светлинского надвига с рудоподводящими зонами тектонического срыва (сбросами) одноименного Светлинского купола, апикальная часть которого расположена в 3 км восточнее месторождения.

4. Золотое оруденение Кочкарского месторождения наложено на базификаты, выполняющие трещины скалывания и растяжения, которые сформировались при росте Борисовского гранитогнейсового купола.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках Госзадания № Гос. учета НИОКТР 123011800011-2 "Рудообразующие процессы и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых во внутриплитных коллизионно-складчатых поясах", а также — по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400171-5) и ИГЕМ РАН (№ 124022400142-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Болтыров В.Б. Пыстин А.М., Огородников В.Н. Региональный метаморфизм пород северного обрамления Санарского гранитного массива на Южном Урале // Труды Свердловского Горного ин-та. 1973. Т. 91. С. 53–66.

Бородаевский Н.И. Кочкарское золоторудное месторождение // Геология главнейших золоторудных месторождений СССР. М.: ОБТИ, 1952. Т. III. С. 269–413.

Бородаевский Н.И., Черемисин А.А., Яновский В.М., Покусаев В.И. Кочкарское месторождение // Золоторудные месторождения (Европейская часть СССР). Москва: Недра, 1984. Т. 1. С. 54–87.

Викентьева О.В., Бортников Н.С. Признаки плавления минералов в рудах Светлинского золоторудного месторождения, Южный Урал, Россия // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. С. 206–211.

Грабежев А.И. Процессы метасоматизма пород Кочкарского золоторудного месторождения // Метасоматизм и рудообразование. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 3–22.

Денисова Н.А., Хайрятдинов Р.К. История разработки Кочкарского месторождения золота // Изв. ТулГУ. Науки о Земле. 2020. Вып. 1. С. 211–227.

Знаменский С.Е. Тектоническая позиция и структура Кочкарского рудного поля и месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов. 2014. № 1. С. 16–19.

Знаменский С.Е., Серавкин С.Б. Глубинное строение, региональная позиция и структура Кочкарского рудного поля и месторождения // Геологический сборник. Труды ИГ УНЦ РАН, 2006. Т. 5. С. 30–38.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. Москва: Недра, 1974. 200 с.

Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Блоковая складчатость и рудогенез. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 349 с.

Кисин А.Ю., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Мурзин В.В., Притчин М.Е. Роль Светлинской гранитогнейсовой купольной структуры в образовании кварцево-жильных месторождений (Южный Урал) // Изв. Уральского гос. горного ун-та. 2019. Т. 56. С. 53–63.

Кисин А.Ю., Притиин М.Е. Разрывная тектоника на Светлинском месторождении золота (Южный Урал) и ее рудоконтролирующая роль // Вестник Пермского ун-та. Геология. 2015. Т. 28. С. 34–42.

Кисин А.Ю., Притчин М.Е., Озорнин Д.А. Геолого-структурная позиция Светлинского месторождения золота (Южный Урал) // Записки Горного ин-та. 2022. Т. 255. С. 369–376.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Ч. 1. Кочкарский рудный район. Екатеринбург: УГГГА, 2004. 216 с.

Пужаков Б.А., Шох В.Д., Щулькина Н.Е. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Изд. 2-е. Сер.: Южно-Уральская. Лист N-41-XIII (Пласт). Об. зап. М.: Моск. филиал ВСЕГЕИ, 2018. 205 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В. Кочкарские табашки и светлинские метасоматиты фемического профиля — генетические родственники (Южный Урал) // Ежегодник-1993. Труды ИГГ УрО РАН. 1994. Т. 141. С. 97–98.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.

Сазонов В.Н., Попов Б.А., Григорьев Н.А., Мурзин В.В., Мецнер Э.И. Корово-мантийное оруденение в салических блоках эвгеосинклиналей. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 112 с.

Смолин Д.А. Структурная документация золоторудных месторождений. М.: Недра, 1975. 240 с.

Сначев В.И., Рыкус М.В. Геология, петрогеохимия и условия кристаллизации гранитоидов Пластовского массива (Восточно-Уральский прогиб) // Нефтегазовое дело. 2020. Т. 18. С. 6–14.

Сначев В.И., Сначев А.В., Рыкус М.В. Физико-химические условия метаморфизма еремкинской толщи (Кочкарский антиклинорий) // Нефтегазовое дело. 2019. Т. 17. С. 6–15.

Спиридонов Э.М. Минералогия метаморфизованного Кочкарского плутоногенного золото-кварцевого месторождения, Южный Урал // Записки ВМО. 1995. № 6. С. 24–39.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.

Феритатер Г.Б., Знаменский С.Е., Бородина Н.С. Возраст и геохимия Пластовского золотоносного массива // Ежегодник-2008. Труды ИГГ УрО РАН. 2009. Т. 156. С. 276–282.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н.С. История и геодинамические обстановки палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника. 2007. № 6. С. 52–77. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кремнецкий А.А. и др. Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // Геология руд. месторождений. 2010. Т. 52. С. 65–84.

Черемисин А.А., Бородаевский Н.А. О зональности гидротермального метаморфизма на одном из рудных полей Урала // Метасоматические формации и фации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 65–69.

Яновский В.М. Особенности структуры Кочкарского золото-мышьякового месторождения (Южный Урал) // Изв. Томского политех. ин-та. 1970. Т. 239. С. 354–360.

Bortnikov N.S., Murzin V.V., Sazonov V.N., Prokof'ev V.Y., Stolyrov M.I. The Svetlinsk gold-telluride deposit, Urals, Russia: mineral paragenesis, fluid inclusions and stable isotope studies // Mineral Deposits: Processes to Proceessing; Proc. 5th SGA Meeting and 10th JAGOD Symp. Rotterdam, Netherlands: Balkema Publishers, 1999. P. 21–24.

Bortnikov N.S., Vikentyev I.V. Endogenous metallogeny of the Urals. In: Mineral deposit research for a high-tech world; Jonsson E., Ed.; Uppsala, 2013. V. 4. P. 1508–1511.

Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. Interpretation of discordant ⁴⁰Ar/³⁹Ar age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 15–32.

Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic systems // Treatise on Geochemistry. Oxford, Elsevier, 2004. V. 3. P. 263–292.

Kolb J., Sindern S., Kisters A.F.M. et al. Timing of Uralian orogenic gold mineralization at Kochkar in the evolution of the East Uralian granite-gneiss terrane // Mineral. Dep. 2005. V. 40. P. 473–491.

Kisters A.F.M., Meyer F.M., Znamensky S.E. et al. Structural controls of lode-gold mineralization by mafic dykes in late-Paleozoic granitoids of the Kochar district, Southern Urals, Russia // Mineral. Dep. 2000. V. 35. P. 157–168.

Sazonov V.N., van Herk A.H., de Boorder H. Spatial and temporal distribution of gold deposits in the Urals // Econ. Geol. 2001. V. 96. P. 685–703.

Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S. The large Svetlinsk Au-Te deposit, South Urals: telluride mineralization for genetic reconstructions // Proc. 13th Biennial SGA Meeting, Nancy, France. 2015. P. 851–854.

Vikent'eva O., Prokofiev V., Borovikov A. et al. Contrasting fluids in the Svetlinsk gold-telluride hydrothermal system, South Urals // Minerals. 2020. V. 10. Paper 37. P. 1–26.

Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. Ore geology // Ore Geol. Rev. 2017. V. 85. P. 30–63.

⁴⁰Ar/³⁹Ar DATING OF HYDROTHERMAL PROCESSES IN LARGE GOLD DEPOSITS OF THE KOCHKAR ANTICLINORIUM (SOUTH URALS, RUSSIA)

M. E. Pritchin^a, A. Yu. Kisin^a, O. V. Vikent'eva^b, D. A. Ozornin^a, A. V. Travin^c, I. V. Vikentyev^b

^aInstitute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Academic Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 620016 Russia

^bInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of Russian Academy of Sciences, Staromonetny per., 35, Moscow, 119017 Russia

^cInstitute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Academic Koptyug Avenue, 3, Novosibirsk, 630090 Russia

The age restrictions for productive mineral associations of the two largest gold deposits of the Southern Urals – Svetlinsk and Kochkar', which are located in the East-Uralian megazone, are discussed. The 40 Ar/ 39 Ar dating method was performed for the first time for potassium-containing hydrothermal minerals (micas and amphiboles) from the ore veins and ore-host alteration, as well as marbles. The age estimates obtained are in the range of 290–276 Ma; the weighted average value for the Svetlinsk deposit is 284 ± 2 Ma, for the Kochkar' field 276 ± 2 Ma. It is assumed that the studied mineral assemblages of the Svetlinsk and Kochkar' deposits were formed in the beginning of the post-collision stage corresponding to the tectonic relaxation regime. Age of hydrothermal mineral formation in the gold fields of the Kochkar anticlinorium are consistent with the time of post-tectonic plutonic activity, which was expressed in the Middle–Southern Urals in large-scale granitization (~ 300 million years ago). The ore-bearing alteration of a femic profile (of the same age for two deposits), which are most likely basificates, are near-synchronous to the granitization.

Keywords: Svetlinsk and Kochkar' gold deposits, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, collision, Kochkar anticlinorium, South Urals.

УДК 550.4.02

КОМПЛЕКСООБРАЗОВАНИЕ Au(I) В ХЛОРИДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДАХ^{*}

©2024 г. Б. Р. Тагиров^{1,*}, Н. Н. Акинфиев^{1,2}, А. В. Зотов¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия ²Российский государственный геологоразведочный университет имени С. Орджоникидзе, ул. Миклухо-Маклая, 23, Москва, 117997 Россия * E-mail: boris1t@yandex.ru Поступила в редакцию 25.01.2024 г.

> После переработки 04.05.2024 г. Принята к печати 13.05.2024 г.

Выполнена критическая оценка и обработка опубликованных в литературе экспериментальных данных по устойчивости гидроксо- и хлоридных комплексов Au(I). На основании полученных значений энергии Гиббса AuOH_(p-p), AuCl_(p-p) и AuCl₂ определены стандартные значения термодинамических свойств и параметры модели HKF (Хелгесон–Киркхэм–Флауэрс) этих комплексов. Полученный набор параметров позволяет рассчитывать растворимость Au в хлоридных флюидах вплоть до 1000 °C, 5000 бар с возможностью экстраполяции на более высокие *PT*-параметры. В качестве геологического приложения полученных данных выполнен модельный расчет отложения самородного золота остывающим хлоридно-сульфидным флюидом с оценкой изменения состава флюида, последовательности образования твердых фаз и изменения пробности золота.

Ключевые слова: золото, растворимость, гидротермальные флюиды, гидроксокомплексы, хлоридные комплексы.

DOI: 10.31857/S0016777024050073, EDN: abghom

введение

Хлоридные комплексы Au – основная форма переноса этого металла высокотемпературными гидротермальными флюидами (Williams-Jones et al., 2009). Количественное описание механизмов образования золоторудных месторождений основано на термодинамических моделях комплексообразования Аи. Последняя компиляция значений термодинамических свойств хлоридных комплексов Аи в водных растворах выполнена более двадцати лет назад (Акинфиев, Зотов, 2001). Со времени этой публикации появились работы, которые позволяют существенно расширить диапазон РТ-параметров термодинамической модели (Zajacz et al., 2010; Guo et al., 2018; Sullivan et al., 2022). Сводка значений термодинамических свойств хлоридных комплексов Аи (Акинфиев, Зотов, 2001) основана на экспериментальных данных (Зотов и др., 1989, 1990). Разница значений констант растворения Au с более поздней

экспериментальной работой (Stefánsson, Seward, 2003₁) при одинаковых *PT*-параметрах составляет до 1.5 л.е., причем расхождение увеличивается по мере роста температуры. Эти разногласия побудили нас выполнить дополнительную работу по изучению хлоридного комплексообразования Au в промежуточной области температур и давлений, 450 °C, 500–1500 бар (Zotov et al., 2018). Результаты этой работы показали, что истинные значения растворимости Au находятся между данными (Зотов и др., 1989, 1990) и (Stefánsson, Seward, 2003₁), а это значит, что термодинамическая база данных (Акинфиев, Зотов, 2001) нуждается в ревизии.

В настоящей работе мы использовали наиболее надежные экспериментальные данные по растворимости Au в воде и хлоридных флюидах для определения значений термодинамических свойств гидроксо- и хлоридных комплексов этого металла. Диапазон *PT*-параметров, при которых выполнены эксперименты, расширен

^{*}Дополнительная информация для этой статьи доступна по адресу: https://doi.org/10.31857/S0016777024050073

до 800-1000 °C, 2000 бар. Термодинамические свойства комплексов рассчитаны с использованием уравнения состояния EoS HKF (Хелгесон-Киркхэм-Флауэрс). Полученный набор параметров модели позволяет точно рассчитывать растворимость Au в хлоридных флюидах вплоть до 1000 °C, 5000 бар с возможностью экстраполяции на более высокие *PT*-параметры (например, с использованием плотностной модели Anderson et al., 1991 или расширенных версий модели HKF, Sverjensky et al., 2014; Fowler et al., 2024).

ОБЗОР ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ ПО ГИДРОКСО- И ХЛОРИДНОМУ КОМПЛЕКСООБРАЗОВАНИЮ Аи

Определение констант устойчивости гидроксо- и хлоридных комплексов Au выполнено методами потенциометрии и растворимости.

$AuOH_{(p-p)}$

Данные по устойчивости гидроксокомплекса AuOH_(p-p) при стандартных условиях 25 °C, 1 бар ограничиваются одной работой (Vlassopoulos, Wood, 1990). Авторы измерили растворимость порошка Аи в растворах NaOH (pH 10.5–12.7). По окончании опытов в растворах измерялись величины pH и Eh и отбирались пробы для определения Аи. Результаты опытов интерпретированы с расчетом константы реакции $Au_{(\kappa)}$ + $2H_2O_{(x)} = AuOH(H_2O) + H^+ + e^-$. Авторы работ (Баранова и др., 1983) и (Зотов и др., 1985) определили растворимость Au в воде при 300-500 °C, 500, 1000 и 1500 бар. Использовалась автоклавная методика с определением концентрации металла после закалки опыта. Окислительный потенциал системы задавался буферными парами Ni-NiO и Fe₃O₄-Fe₂O₃. Кроме того, два опыта в работе (Баранова и др., 1983) выполнены с введением в систему навесок Fe и Al, которые реагируют с водой с образованием водорода. В работе (Stefánsson, Seward, 2003₂) измерена растворимость Au в воде и растворах NaOH (до 0.5 *m*, моль·(кг H₂O)⁻¹) при 300-600 °C и давлении 500-1500 бар. В опытах использовался проточный гидротермальный реактор. Раствор, подаваемый в реактор, барботировался смесью газов $H_2 - Ar$. На выходе из реактора отбирались пробы для определения содержания Аи и Н₂. Содержание растворенного Н₂ менялось в пределах $4 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-4} m$. Авторы работы установили, что во всей изученной области РТх параметров доминирующей формой Au является AuOH_(p-p), и определили константы устойчивости этого

комплекса. В работе (Zajacz et al., 2010) измерена растворимость Au в растворах NaCl. HCl и HCl+NaCl при 1000 °C, 1500 бар. Использовался метод искусственных флюидных включений в кварце, которые захватывали экспериментальный флюид при параметрах опыта. Определение золота выполнялось методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерным пробоотбором ЛА-ИСП-МС. Водород вводился в систему в виде смеси H₂-Ar. Давление Н₂ при параметрах опыта оценено в 19 бар. Часть опытов выполнена с введением в систему навески серы. Ввиду отсутствия надежных значений термодинамических свойств серусодержащих частиц при высоких РТ-параметрах эти данные в нашей работе не использованы. Экспериментальные данные (Zajacz et al., 2010) обработаны с одновременным расчетом значений энергии Гиббса AuOH_(p-p) и AuCl₂⁻.

$AuCl_{(p-p)}$

В работе (Hutig, Williams-Jones, 2014) приводятся данные по растворимости Au в растворах HCl малой и средней плотности при 300–450 °C и давлении до 366 бар. Использовалась автоклавная методика, окислительный потенциал контролировался парой MoO_2-MoO_3 . Полученные данные интерпретированы с расчетом реакций образования гидратированных частиц AuCl_x(H₂O)_y. Сравнение экспериментальных данных (Hutig, Williams-Jones, 2014) с данными других авторов (см. следующий раздел) показывает, что основным комплексом Au являлся AuCl_(n-n) (или, более вероятно, AuCl(H₂O)_(n-n)).

$AuCl_2^-$

В нашей предыдущей работе (Zotov et al., 2018) путем измерения растворимости Au в растворах NaCl + HCl были получены ключевые значения констант устойчивости комплекса AuCl₂⁻ при 450 °C, 500–1500 бар. Опыты выполнены в двух системах с контрастными значениями окислительного потенциала. В восстановленной системе, при высокой летучести Н₂, в автоклавы загружалась навеска Al, который при нагреве реагирует с водой с образованием H₂. В нескольких опытах измерялось давление газа после закалки. В окисленной системе редокс-потенциал задавался смесью $H_2SO_4 + SO_2$. Рассчитанные константы образования AuCl₂⁻ для двух типов систем согласуются в пределах погрешности эксперимента ±0.1 л.е. Такой подход позволил устранить погрешность, связанную с неопределенностью значений окислительного

2024

потенциала. Установлено, что $AuCl_2^-$ – основной комплекс золота в широком диапазоне концентрации хлоридов, от разбавленных растворов (0.1 *m* HCl + 0.1 *m* NaCl) до флюидов с высокой соленостью (0.1 m HCl + 3 m NaCl). В работе (Zotov et al., 2018) обсуждаются причины расхождения данных для AuCl₂-, полученных раннее из определений растворимости Аи при 300-600 °С (Зотов и др., 1989, 1990; Zotov, Baranova, 1989; Stefánsson, Seward, 2003₁). Разница в данных групп А. Зотова и Т. Сиварда увеличивается с ростом температуры, что не позволяет точно экстраполировать константы устойчивости комплекса в область высоких РТ-параметров с использованием результатов этих работ. Поэтому рекомендовано для области промежуточных температур, к которой относятся эти работы. использовать только новые надежные данные (Zotov et al., 2018). В настоящей работе мы будем следовать этой рекомендации.

По результатам экспериментов, выполненных методом рентгеновской спектроскопии поглощения XAS с in situ регистрацией спектров, область преобладания комплекса AuCl₂⁻ расширена до концентрированных рассолов и сухого хлоридного расплава (Tagirov et al., 2019). Установлено, что комплексы с катионом щелочного металла во второй координационной сфере Аи-типа MeAuCl_{2(p-p)}, Me₂AuCl₂⁺ и т. д. не образуются. Согласно данным (Zotov et al., 2018), (Tagirov et al., 2019) и результатам изучения растворимости Ag (Zotov et al., 2020), для расчета коэффициентов активности однозарядных ионов даже в концентрированных хлоридных флюидах при температуре выше 250 °С достаточно уравнения Дебая-Хюккеля во втором приближении. Расчет активности нейтральных частиц (включая растворенные газы) может быть выполнен без учета коэффициента Сеченова. Этот подход использован в настоящей работе.

В работе (Николаева и др., 1972) измерена ЭДС ячейки из золотого и хлорталлиевого электродов в хлоридном растворе, содержащем Au(I), при 25–80 °С. По результатам измерений авторы определили значения окислительно-восстановительного потенциала реакции AuCl₂⁻ + 0.5 H_{2(r)} = Au_(к) + 2 Cl⁻ + H⁺. Эти данные обработаны в нашей предыдущей работе (Zotov et al., 2018) – с расчетом стандартных значений константы реакции и энергии Гиббса AuCl₂⁻.

В работе (Gammons, Williams-Jones, 1995) определена растворимость сплава Ag-Au + AgCl_(к) в растворах HCl + NaCl при 300 °C, $P_{\rm Hac}$. Окислительный потенциал в этой системе задавался составом сплава и контролировался реакцией $Ag_{cплав} + C1^- + H^+ + 0.25 O_{2(r)} = AgCl_{(\kappa)} + 0.5 H_2O$. Концентрация соляной кислоты менялась от 0.1 до 5 *m*. Серия опытов выполнена в системе с переменным отношением концентраций HCl/NaCl, от 0.01 *m* HCl + 3 *m* NaCl до 2 *m* HCl + 1 *m* NaCl. Авторы установили, что во всех экспериментальных растворах основным комплексом Au является AuCl₂⁻, и определили константу образования этого комплекса. Мы считаем эти данные наиболее надежными в области температур от 100 °C до критических *PT*-параметров H₂O и будем использовать их в качестве опорной точки.

В работе (Guo et al., 2018) использован метод искусственных флюидных включений в кварце для определения растворимости Au и Au₈₀Pd₂₀ сплава с последующим определением концентрации металлов методом ЛА-ИСП-МС. Опыты проводились в диапазоне температур 600-800 °C при давлении 2000-2300 бар. Выполнено несколько серий опытов с растворами HCl + NaCl, $HCl + H_2SO_4$ (Na₂SO₄), с добавками навесок серы к хлоридным растворам. Окислительный потенциал системы либо задавался компонентами раствора, либо контролировался твердыми буферными смесями. Мы будем использовать только данные для простейшей хлоридной системы, в которой флюид содержал 3.5 мас.% HCl + 5 - 20 мас.% NaCl, а окислительный потенциал задавался буферными парами Ni-NiO, Fe₃O₄-Fe₂O₃ или MnO-Mn₃O₄. Параметры этих опытов 800 °С, 2000 бар.

Работа (Sullivan et al., 2022) выполнена группой, которой руководит З. Заяц, и является дальнейшим развитием экспериментального метода (Zajacz et al., 2010). Опыты выполнены при 800-1000 °C, 2000 бар. В качестве источника металлов использованы ампулы Au₈₀Pd₂₀. Общая концентрация хлоридов NaCl + HCl составляла от 2 до 32 *т* при переменном соотношении концентраций этих компонентов. Окислительный потенциал системы определялся концентрацией водорода в смеси H₂ + Ar, которая задавала давление. В одном опыте использовался буфер $Re-ReO_2$. Следует отметить особое внимание авторов к контролю окислительного состояния экспериментальной системы, что наряду с высокой надежностью аналитического ЛА-ИСП-МС метода обусловило высокое качество экспериментальных данных. Результаты апробации методики контроля давления водорода опубликованы в (Alex, Zajacz, 2020). Нами использованы все данные из работы (Sullivan et al., 2022).

МЕТОДИКА ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ

Детально методика термодинамических расчетов описана в ряде предыдущих публикаций (напр., Акинфиев, Зотов, 2023). Обработка экспериментальных данных и предсказание поведения частиц водных растворов в относительно плотных ($\rho > 0.35 \ г\cdot cm^{-3}$) растворах и флюидах выполнено на основе уравнения состояния модели Хелгесон–Киркхэм–Флауэрс (НКF EoS, Tanger, Helgeson, 1988; Shock et al., 1989; Sverjensky et al., 1997; Shock et al., 1997).

В ряде случаев термодинамические свойства газовых частиц рассчитывались методами квантовой химии (DFT B3LYP с набором базисных функций 6-311+G(d,p) для легких атомов и псевдопотенциалом LANL2DZ для Au) с использованием пакета программ Gaussian 09W, Revision C.01 (Frisch et al., 2009). Термохимическим расчетам предшествовала процедура оптимизации структуры молекулы, при этом контролировалось отсутствие мнимых частот с помощью программы GaussView 5.

Для термодинамических расчетов использовали пакет программ HCh (Шваров, 2008). В качестве стандартного состояния для воды и твердых фаз принято чистое вещество при *PT*-параметрах опытов, для компонентов водного раствора — состояние идеального бесконечно разбавленного раствора, имеющего концентрацию 1 *m*. Коэффициенты активности ионов и нейтральных частиц рассчитывали согласно уравнению Дебая—Хюккеля во втором приближении:

$$\lg \gamma_i = -\frac{Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + 4.5Ba^2 \sqrt{I}} - \lg(1 + 0.018m^*), \tag{1}$$

где I – ионная сила и m^* – сумма моляльных концентраций всех компонентов раствора. Параметр a принят равным 4.5 Å для всех ионов. Термодинамические свойства воды приняты по (Wagner, Pru β , 2002), OH⁻ – по (Bandura, Lvov, 2006), частиц водного раствора Na⁺, Cl⁻, NaCl_(p-p), NaOH_(p-p), K⁺, KCl_(p-p), KOH_(p-p) и серусодержащих частиц согласно базе данных SUPCRT92 (Johnson et al., 1992), HCl_(p-p) – по данным (Tagirov et al., 1997) (табл. 1), растворенных газов H_{2(p-p)}, O_{2(p-p)}, SO_{2(p-p)} – по данным (Akinfiev, Diamond, 2003) (табл. 2). Термодинамические свойства Ni_(к), NiO_(к), Fe₃O_{4(к)}, Fe₂O_{3(к)} и оксидов Мп приняты по (Robie, Hemingway, 1995).

Определение значений стандартных термодинамических свойств и параметров НКГ EoS выполнено в два этапа. Первый заключался в обработке исходных экспериментальных данных – растворимости Au при заданных *PT*-параметрах системы в зависимости от ее химического состава. На этом этапе оптимизация значений энергии Гиббса комплексов выполнена с использованием программы OptimA (Shvarov, 2015). На

Комплекс	$\Delta_f G^{\circ}{}_{298}{}^a$	S° 298 b	$C_{p}^{\circ}{}_{298}^{b}$	V ₂₉₈ ^c	$a_1 \cdot 10^{d}$	$a_2 \cdot 10^{-2 a}$	<i>a</i> ₃ ^{<i>e</i>}	$a_4 \cdot 10^{-4f}$	$c_{1}^{\ b}$	$c_2 \cdot 10^{-4f}$	$\omega \cdot 10^{-5 a}$
HCl _(p-p) ^h	-30411	0.420	35.74	16.38	16.1573	-11.4311	-46.1866	-2.3036	46.4716	-5.2811	0.0
NaCl _(p-p) ⁱ	-92910	28.000	8.50	24.01	5.0363	4.7365	3.4154	-2.9748	10.8000	-1.3000	-0.0380
NaOH _(p-p) ^j	-99900	10.700	-3.20	3.51	2.2338	-2.3287	6.6683	-2.6826	4.0146	-3.6863	-0.0300
CuCl _(p-p) ^k	-23360	61.777	-101.37	26.97	5.4552	5.5383	3.5732	-3.0080	-52.5985	-23.9839	0.0
$\operatorname{CuCl}_2^{-k}$	-58026	53.111	-19.99	32.60	6.6297	8.4060	2.4461	-3.1265	4.1186	-7.1067	1.0612
AgOH _(p-p) ^l	-22019	19.600	-6.42	0.365	1.8149	-3.3498	7.0667	-2.6405	2.4041	-4.3424	0.0
$AgCl_2^{-l}$	-51350	49.780	-14.95	37.60	7.1327	9.8065	1.8947	-3.1844	4.8953	-6.7789	0.6667
AuOH _(p-p) ^m	-25947	33.492	18.03	46.58	8.1395	12.0926	0.9972	-3.2789	1.6058	8.0824	0.0
$\operatorname{AuCl}_{(p-p)}^{m}$	-1900	52.2	-71.9	50.8	8.7165	13.5013	0.4435	-3.3371	-35.9711	-17.6806	0.0
AuCl ₂ ^{-m}	-36572	43.500	9.50	68.52	11.4087	20.0747	-2.1401	-3.6089	16.8432	-0.4630	0.7031

Таблица 1. Стандартные термодинамические свойства (298.15 К, 1 бар) и параметры НКГ EoS частиц водного раствора, принятые по литературным данным и полученные в настоящей работе

Примечание: *^a* кал·моль⁻¹; *^b* кал·моль⁻¹·K⁻¹; *^c* см³·моль⁻¹; *^d* кал·моль⁻¹·бар⁻¹; *^e* кал·К·моль⁻¹·бар⁻¹; *^f* кал·К·моль⁻¹; *^h* (Tagirov et al., 1997); *ⁱ* SUPCRT92, (Johnson et al., 1992); *^j* (Shock et al., 1997); *^k* (Trofimov et al., 2022); *^l* (Акинфиев, Зотов, 2001); *^m* наст. работа.

Частица	$\Delta_f G^{\circ}{}_{298}{}^a$	<i>S</i> ° ₂₉₈ ^{<i>b</i>}	$C_p^{\circ}{}_{_{298}}{}^b$	ηu	a ^c	b ^d
H _{2(p-p)}	0	31.233	$1.7788 + 2.79804E - 03 \cdot T - 1.21991E + 05 \cdot T^{-2} + + 9.80330E + 01 \cdot T^{-0.5} - 3.32194E - 07 \cdot T^{2}$	0.3090	-8.4596	10.8301
O _{2(p-p)}	0	49.031	$11.5480 - 1.65233E - 04 \cdot T + 1.193188E + 05 \cdot T^{-2} 1.00540E + 02 \cdot T^{-0.5} + 6.09895E - 07 \cdot T^{2}$	0.0260	-9.7540	12.9411
SO _{2(p-p)}	-71730	59.327	$11.0400 + 1.880E - 03 \cdot T - 1.840E + 05 \cdot T^{-2}$	-0.4295	-14.5223	14.3512

Таблица 2. Параметры уравнения AD, принятые по литературным данным (Akinfiev, Diamond, 2003)

Примечание: a кал·моль ${}^{-1}$; b кал·моль ${}^{-1}$ ·К ${}^{-1}$; c см 3 ·Г ${}^{-1}$; d см 3 ·К·моль ${}^{-1}$.

втором этапе полученные данные использовались для расчета значений стандартных термодинамических свойств комплексов и параметров HKF EoS с помощью программы OptimB. Погрешности термодинамических величин отвечают доверительной вероятности 0.95, они использованы при расчете статистических весов точек (см. раздел Результаты). В случае, когда первый этап был опущен (например, для потенциометрических данных), это особо оговаривается в таблицах и при обсуждении результатов.

При моделировании отложения самородного золота термодинамические свойства силикатов и кварца приняты по (Helgeson et al., 1978) с поправками (Sverjensky et al., 1991). Расчет выполнен с учетом неидеальности сплава Au-Ag (White et al., 1957). Использовался внешний модуль Electrum.dll пакета программ HCh (Пальянова и др., 2005) и метод проточных ступенчатых реакторов, имплементированный в программу Main пакета HCh.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Полученные значения стандартных термодинамических свойств комплексов Au и параметры HKF EoS представлены в табл. 1 вместе со вспомогательными величинами. В электронном приложении представлен файл с термодинамическими данными из табл. 1, 2 для импорта в базу данных Unitherm пакета программ HCh. Сравнение результатов обработки экспериментальных данных и модельного расчета приведено в табл. 3 (AuOH_(p-p)) и табл. 4 (AuCl₂⁻). Константы реакций растворения Au с образованием AuOH_(p-p), AuCl_(p-p) и AuCl₂⁻, рассчитанные с использованием параметров HKF EoS из табл. 1, представлены в табл. 5, 6, 7.

$AuOH_{(p-p)}$

В процедуре оптимизации параметров модели НКГ использовались экспериментальные данные (Vlassopoulos, Wood, 1990; Баранова и др., 1983; Зотов и др., 1985; Zajacz et al., 2010). Статистический вес точек рассчитан из погрешности экспериментальных данных как $1/(2\sigma)$. Точка 300 °C, 500 бар из работы (Зотов и др., 1985) была исключена из массива данных. При этой температуре время достижения равновесия между твердофазовым буфером (магнетит-гематит) и флюидной фазой превышает длительность опыта. Данные работы (Stefánsson, Seward 2003₂) не использовались, поскольку не согласуются с температурным ходом константы образования AuOH_(p-p) из перечисленных выше работ.

Величина $C_{p^{\circ}298}^{\circ} = 18.03 \text{ кал·моль}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ получена из изозарядной реакции ($\Delta_r C_p^{\circ} = 0$):

$$\operatorname{AuCl}_{2}^{-} + \operatorname{AgOH}_{(p-p)} = \operatorname{AgCl}_{2}^{-} + \operatorname{AuOH}_{(p-p)}.$$
 (2)

Параметр Борна ω АuOH_(p-p) принимался равным 0. Начальный расчет значений свободной энергии $\Delta_f G^{\circ}_{298}$, энтропии S°_{298} , парциального мольного объема V°_{298} , параметров c_1, c_2 и $a_1...a_4$ ($C_p^{\circ}_{298}$ зафиксирована) выполнен путем регрессии экспериментальных значений $\Delta G^{\circ}_{T,P}$ с использованием корреляций по методу, предложенному (Sverjensky et al., 1997). На втором этапе выполнена оптимизация значений $\Delta_f G^{\circ}_{298}$, S°_{298} , параметров c_1, c_2 .

$$AuCl_{(p-p)}$$

На начальном этапе была предпринята попытка обработать данные работы (Hurtig, Williams-Jones, 2014) с расчетом параметров модели AD (Akinfiev, Diamond, 2003). Однако последующая экстраполяция на область более высоких температур и давлений с использованием полученных

Таблица 3. Значения энергии Гиббса $\Delta G^{\circ}_{T,P}$, установленные в результате обработки первичных экспериментальных данных, соответствующие им константы реакции $Au_{(\kappa)} + H_2O_{(\pi)} = AuOH_{(p-p)} + 0.5 H_{2(p-p)}$

+	D	$\Delta G^{\circ}_{_{T,P}\mathrm{AuOH}},$ кДж·моль $^{-1}$			lg $K^{\circ}_{ m AuOH}$				
°C	г, бар	эксп.	2σ	расч.	эксп.	2σ	расч.	Δ расчэксп.	Источника
25	1	-108.1	2.8	-108.6	-24.17	0.50	-24.08	0.08	94VLA/WOO
300	500	-165.3	3.3	-147.6	-9.79	0.30	-11.40	-1.61	85ZOT MH
400	500	-164.1	6.4	-163.1	-9.26	0.50	-9.34	-0.08	85ZOT MH
450	500	-170.8	3.5	-171.0	-8.49	0.25	-8.48	0.01	83BAR MH
450	1000	-174.0	4.2	-168.6	-8.37	0.30	-8.76	-0.39	83BAR MH
450	1500	-160.3	4.2	-166.2	-9.34	0.30	-8.91	0.43	83BAR MH
500	500	-172.1	5.6	-178.9	-8.24	0.38	-7.78	0.46	85ZOT NNO
400	500	-166.7	2.6	-163.1	-9.07	0.20	-9.34	-0.28	85ZOT NNO
450	500	-169.6	3.5	-171.0	-8.58	0.25	-8.48	0.10	83BAR NNO
450	1000	-162.3	6.9	-168.6	-9.21	0.50	-8.76	0.45	83BAR NNO
450	1500	-167.7	4.2	-166.2	-8.81	0.30	-8.91	-0.10	83BAR NNO
500	500	-175.1	3.7	-178.9	-8.04	0.25	-7.78	0.25	85ZOT NNO
450	500	-175.5	0.0	-171.0	-8.15	n/d	-8.48	-0.33	83BAR Fe
450	500	-176.6	0.0	-171.0	-8.07	n/d	-8.48	-0.41	83BAR Al
300	500	-164.4	1.7	-147.6	-9.87	0.15	-11.40	-1.54	03STE/SEW
350	500	-168.2	1.5	-155.3	-9.22	0.13	-10.30	-1.08	03STE/SEW
400	500	-174.1	1.0	-163.1	-8.49	0.08	-9.34	-0.85	03STE/SEW
450	500	-174.6	1.4	-171.0	-8.22	0.10	-8.48	-0.26	03STE/SEW
500	500	-176.0	0.9	-178.9	-7.98	0.06	-7.78	0.20	03STE/SEW
400	1000	-171.5	1.6	-160.7	-8.71	0.13	-9.55	-0.84	03STE/SEW
450	1000	-172.1	0.5	-168.6	-8.51	0.04	-8.76	-0.26	03STE/SEW
500	1000	-174.8	1.3	-176.4	-8.20	0.09	-8.09	0.11	03STE/SEW
550	1000	-171.0	1.1	-184.3	-8.37	0.07	-7.52	0.85	03STE/SEW
600	1000	-171.7	0.8	-192.2	-8.27	0.05	-7.04	1.23	03STE/SEW
400	1500	-171.3	2.0	-158.4	-8.69	0.16	-9.69	-1.00	03STE/SEW
450	1500	-170.0	0.8	-166.2	-8.63	0.06	-8.91	-0.27	03STE/SEW
500	1500	-170.3	1.7	-174.1	-8.50	0.11	-8.24	0.26	03STE/SEW
550	1500	-169.4	2.7	-182.0	-8.47	0.17	-7.67	0.80	03STE/SEW
600	1500	-170.5	0.7	-189.9	-8.35	0.04	-7.18	1.16	03STE/SEW
1000	1500	-257.0	7.7	-254.0	-4.94	0.32	-5.07	-0.12	10ZAJ

Примечание: Курсивом выделены данные, которые не использовались при расчете параметров HKF EoS. Эксперимент (эксп.) – результат обработки экспериментальных данных в программе OptimA (наст. работа, за исключением 94VLA/ WOO). Расчетные значения (расч.) получены с использованием параметров модели HKF AuOH_(p-p) (табл. 1). ^{*a*} 83BAR (Баранова и др. 1983): 85ZOT (Зотов и др. 1985): 94VLA/WOO (Vlassopoulos, Wood, 1990): 03STE/SEW (Stefánsson

 a 83BAR (Баранова и др., 1983); 85ZOT (Зотов и др., 1985); 94VLA/WOO (Vlassopoulos, Wood, 1990); 03STE/SEW (Stefánsson, Seward, 2003₂); 10ZAJ (Zajacz et al., 2010). МН – буфер магнетит-гематит, NNO – буфер никель-бунзенит; Fe – добавка навески Fe как источника H₂, Al – добавка навески Al.

и результаты расчета по модели НКГ.

t,	D for	$\Delta G^{\circ}_{T,P \operatorname{AuCl}_{2}}$, кДж·моль ⁻¹			$\log K^{\circ}_{AuCl_2}$				W omovy with
°C	<i>r</i> , oap	эксп.	2σ	расч.	эксп.	2σ	расч.	Δ расчэксп.	источник
25	1	-152.6	0.9	-153.0	-20.12	-0.16	-20.04	0.08	72NIK
50	1	-157.5	0.9	-157.6	-18.09	-0.15	-18.06	0.03	72NIK
70	1	-160.9	0.8	-161.3	-16.74	-0.12	-16.68	0.06	72NIK
80	1	-162.7	0.8	-163.2	-16.12	-0.12	-16.04	0.07	72NIK
300	0	-204.1	4.4	-203.6	-7.46	-0.40	-7.51	-0.05	95GAM/WIL
450	500	-215.5	0.3	-216.7	-4.56	-0.02	-4.48	0.08	18ZOT
450	1000	-227.6	0.5	-226.7	-5.00	-0.03	-5.06	-0.07	18ZOT
450	1500	-225.1	0.5	-226.3	-5.36	-0.04	-5.27	0.09	18ZOT
750	1500	-288.8	1.6	-272.7	-1.38	-0.08	-2.20	-0.82	84RYA/ORL
800	2000	-284.1	0.6	-289.0	-2.39	-0.03	-2.15	0.24	18GUO
800	2000	-282.9	4.8	-289.0	-2.45	-0.23	-2.15	0.30	22SUL
900	2000	-308.0	1.0	-307.3	-1.62	-0.05	-1.65	-0.03	22SUL
1000	2000	-334.4	5.9	-327.0	-0.98	-0.24	-1.28	-0.30	22SUL
1000	1500	-318.0	2.1	-316.1	-1.13	-0.08	-1.21	-0.08	10ZAJ

Таблица 4. Значения энергии Гиббса $\Delta G^{\circ}_{T,P}$ комплекса AuCl_2^- , установленные в результате обработки первичных экспериментальных данных, соответствующие им константы реакции $\operatorname{Au}_{(k)} + \operatorname{Cl}^- + \operatorname{HCl}_{(p-p)} = \operatorname{AuCl}_2^- + 0.5 \operatorname{H}_{2(p-p)}$ и результаты расчета по модели НКГ.

Примечание: Эксперимент (эксп.) – значения в пересчете (Зотов и др., 2018) при 25–300 °С и результат обработки экспериментальных данных в программе OptimA (наст. работа) при 450–1000 °С. Расчетные значения (расч.) получены с использованием параметров модели HKF AuCl₂⁻ (см. табл. 1).

^{*а*} 72NIK (Николаева и др., 1972) в пересчете (Zotov et al., 2018); 95GAM/WIL (Gammons and Williams-Jones, 1995) в пересчете (Zotov et al., 2018); 18ZOT (Zotov et al., 2018); 84RYA/ORL (Рябчиков, Орлова, 1984); 18GUO (Guo et al., 2018); 22SUL (Sullivan et al., 2022); 10ZAJ (Zajacz et al., 2010).

параметров приводит к завышенным концентрациям этого комплекса, который становится доминирующим в области преобладания $AuCl_2^{-}$. Поэтому этот метод расчета значений термодинамических свойств $AuCl_{(p-p)}$ признан неудовлетворительным, причины обсуждаются в следующем разделе. Окончательный расчет значений термодинамических свойств этого комплекса выполнен в рамках модели HKF.

Для оценки $\Delta_{f}G^{\circ}_{298}$ использована обменная изозарядная реакция в предположении $\Delta_{r}G^{\circ} = 0$:

Погрешность этого значения можно оценить как ± 2000 кал·моль⁻¹. Значения S°_{298} , $C_{p}^{\circ}_{298}$ AuCl_(p-p) получены из реакции (3).

Парциальный мольный объем оценивался следующим образом:

а) выполнялся расчет структуры $AuCl_2^-$ и его термодинамических свойств в газовой фазе методами квантовой химии;

б) затем эти значения уточнялись с учетом близкодействующего взаимодействия с окружающими молекулами воды на основе метода SMD (Marenich et al., 2009). Рассчитанное таким образом значение $V_{298}^{\circ} = 50.8 \text{ см}^{3} \cdot \text{моль}^{-1}$ практически совпадает со значением 53.08 см³ · моль⁻¹, определенным ранее по изоколумбическим реакциям (Акинфиев, Зотов, 2001). Параметры модели НКF определены по корреляциям (Sverjensky et al., 1997).

$AuCl_2^-$

Данные (Николаева и др., 1972; Gammons and Williams-Jones, 1995) использованы в перерасчете, выполненном в работе (Zotov et al., 2018). Экспериментальные данные (Ryabchikov, Orlova, 1984; Zotov et al., 2018, Guo et al., 2018; Zajacz et al., 2010;

4.00	Р, бар								
<i>1</i> , C	P _{Hac}	500	1000	2000	5000				
25	-24.08	-24.34	-24.59	-25.04	-26.24				
50	-22.01	-22.26	-22.49	-22.92	-24.06				
100	-18.67	-18.90	-19.12	-19.50	-20.51				
150	-16.13	-16.34	-16.54	-16.89	-17.78				
200	-14.14	-14.34	-14.52	-14.84	-15.64				
250	-12.54	-12.73	-12.90	-13.19	-13.93				
300	-11.22	-11.40	-11.57	-11.85	-12.53				
350	-10.09	-10.30	-10.47	-10.74	-11.37				
400		-9.34	-9.55	-9.81	-10.40				
450		-8.48	-8.76	-9.03	-9.57				
500		-7.78	-8.09	-8.36	-8.87				
550			-7.52	-7.78	-8.26				
600			-7.04	-7.29	-7.74				
650			-6.64	-6.86	-7.28				
700			-6.30	-6.49	-6.88				
750				-6.17	-6.52				
800				-5.90	-6.21				
850				-5.65	-5.94				
900				-5.44	-5.69				
950				-5.26	-5.48				
1000				-5.09	-5.28				

Таблица 5. Логарифм константы реакции $K^{\circ}_{(AuOH)}$, $Au_{(\kappa)} + H_2O = AuOH_{(p-p)} + 0.5 H_{2(p-p)}$, в зависимости от температуры и давления. Расчет по данным табл. 1

Таблица 7. Логарифм константы реакции $K^{\circ}_{(AuCl_2^{-})}$, $Au_{(\kappa)}$ + $HCl_{(p-p)}$ + $Cl^{-} = AuCl_2^{-}$ + 0.5 $H_{2(p-p)}$, в зависимости от температуры и давления. Расчет по данным табл. 1

<u>م</u> ر

+ °C	1, 0ap								
<i>l</i> , C	P _{Hac.}	500	1000	2000	5000				
25	-20.04	-20.33	-20.55	-20.86	-21.20				
50	-18.06	-18.27	-18.43	-18.61	-18.62				
100	-14.88	-15.02	-15.12	-15.20	-14.98				
150	-12.44	-12.57	-12.65	-12.70	-12.43				
200	-10.50	-10.64	-10.72	-10.78	-10.53				
250	-8.90	-9.07	-9.18	-9.26	-9.05				
300	-7.51	-7.75	-7.90	-8.02	-7.87				
350	-6.16	-6.58	-6.82	-6.99	-6.91				
400		-5.59	-5.89	-6.13	-6.12				
450		-4.48	-5.06	-5.39	-5.46				
500		-2.95	-4.31	-4.74	-4.91				
550			-3.61	-4.17	-4.43				
600			-2.98	-3.67	-4.02				
650			-2.45	-3.22	-3.66				
700			-2.06	-2.82	-3.35				
750				-2.47	-3.07				
800				-2.17	-2.82				
850				-1.90	-2.59				
900				-1.67	-2.38				
950				-1.46	-2.20				
1000				-1.29	-2.03				

Таблица 6. Логарифм константы реакции $K^{\circ}_{(AuCl)}$, $Au_{(\kappa)}$ + $HCl_{(p-p)} = AuCl_{(p-p)} + 0.5 H_{2(p-p)}$, в зависимости от температуры и давления. Расчет по данным Табл. 1

4.00	<i>Р</i> , бар								
<i>l,</i> C	P _{Hac.}	500	1000	2000	5000				
25	-22.46	-22.75	-22.99	-23.36	-24.00				
50	-19.98	-20.20	-20.36	-20.60	-20.85				
100	-16.30	-16.45	-16.55	-16.66	-16.61				
150	-13.76	-13.88	-13.96	-14.02	-13.87				
200	-11.97	-12.07	-12.14	-12.19	-12.00				
250	-10.67	-10.78	-10.84	-10.89	-10.70				
300	-9.72	-9.84	-9.92	-9.97	-9.79				
350	-8.99	-9.16	-9.26	-9.32	-9.17				
400		-8.65	-8.79	-8.88	-8.74				
450		-8.23	-8.47	-8.58	-8.47				
500		-7.97	-8.27	-8.41	-8.32				
550			-8.17	-8.33	-8.26				
600			-8.15	-8.32	-8.27				
650			-8.20	-8.38	-8.34				
700			-8.31	-8.48	-8.46				
750				-8.62	-8.61				
800				-8.80	-8.79				
850				-9.00	-8.99				
900				-9.22	-9.21				
950				-9.46	-9.45				
1000				-9.71	-9.70				

Sulullivan et al., 2022) обработаны в настоящей работе с использованием программы OptimA и принятых нами наиболее надежных значений термодинамических свойств частиц водного раствора (см. раздел Термодинамические расчеты). Статистический вес принят равным 1/(2σ) для всех точек за исключением точки (Zotov et al., 2018, 450 °С, 1000 бар), которой приписан высокий вес, равный 5. Парциальный мольный объем V°298 получен с использованием квантовохимических расчетов, метод описан в предыдушем разделе. Результаты расчета принимались равными несольватной составляющей V_n (Shock et al., 1989) парциального мольного объема этого комплекса. Значение мольного объема V₂₉₈ при стандартных условиях рассчитывалось согласно (Shock et al., 1997):

$$V_{298}$$
[см³·моль⁻¹]= V_n -2.7757·10⁻⁵· ω [кал·моль⁻¹].(4)

Начальный расчет значений свободной энергии $\Delta_f G^{\circ}_{298}$, энтропии S°_{298} , параметров c_1 , c_2 и $a_1...a_4$ выполнен путем регрессии экспериментальных значений $\Delta G^{\circ}_{T,P}$ с использованием корреляций (Sverjensky et al., 1997). Окончательная регрессия экспериментальных данных выполнена с оптимизацией значений $\Delta_f G^{\circ}_{298}$, S°_{298} , параметров c_1 , c_2 и ω .

2024

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРИЛОЖЕНИЕ

Сравнение термодинамической модели с литературными данными

В целом бо́льшая часть точек, использованных при расчете параметров модели HKF, описывается с погрешностью, близкой к экспериментальной (фиг. 1 – AuOH_(p-p), фиг. 2 – AuCl₂⁻). В опытах (Hurtig, Williams-Jones, 2014) по изучению растворимости Au в растворах HCl с образованием нейтрального хлоридного комплекса окислительный потенциал задавался парой $MoO_2 - MoO_3$. Использование данных (Hurtig, Williams-Jones, 2014) приводит к сильно завышенным константам устойчивости AuCl_(p-p). Мы полагаем, это связано с проблемой в контроле редокс-состояния экспериментальной системы.

Для $AuCl_2^-$ отклонение расчета от экспериментальных данных близко к погрешности эксперимента для всех точек за исключением (Рябчиков, Орлова, 1984). В этой работе растворимость Au определена в двух растворах NaCl с концентрацией 1 и 4.4 *m*. Вероятно, расхождение

связано с погрешностью расчета рН и окислительного потенииала системы. Отклонение расчета от эксперимента составило 0.82 л.е. В силу сказанного такое описание можно признать удовлетворительным. Результаты расчета с использованием наших новых данных близки к модели (Акинфиев, Зотов, 2001). При температуре до 500 °C и давлении до 2000 бар расхождение в константе растворения Аи не превышает 0.34 л.е., а при 1000 °С, 5000 бар составляет 0.82 л.е., несмотря на то, что при температуре 350 °C и выше использовались разные наборы экспериментальных данных. Хорошее согласие между двумя системами значений термодинамических величин говорят о высокой предсказательной способности модели НКГ и свидетельствуют в пользу надежности результатов обеих работ.

Данные работ (Зотов и др., 1989; Зотов и др., 1990; Stefánsson, Seward, 2003₁), не использованные при построении термодинамической модели, получены в широком интервале температур и давлений с контролем окислительного состояния системы. Результаты этих авторов сравниваются с новой термодинамической



Фиг. 1. Константа реакции $Au_{(\kappa)} + H_2O_{(\pi)} = AuOH_{(p-p)} + 0.5H_{2(p-p)}$, по данным из разных источников. Слева: настоящая работа (линии) и данные (Баранова и др., 1983; Зотов и др., 1985); справа – температурный ход константы от 25 до 1000 °C и все данные, использованные при расчете параметров НКF EoS. Черные линии – настоящая работа, синяя пунктирная линия – (Акинфиев, Зотов, 2001), 1500 бар.



Фиг. 2. Константа реакции $Au_{(k)} + Cl^- + HCl_{(p-p)} = AuCl_2^- + 0.5H_{2(p-p)}$, по данным из разных источников.

моделью на фиг. 3, 4. Как следует из фиг. 3, в работе (Зотов и др., 1990) растворимость золота завышена при 350 °C, 1000 бар, в то время как при других PT-параметрах (450, 500 °C, P=500, 1000, 1500 бар) согласие расчета с экспериментом удовлетворительное. Этим обусловлено хорошее согласие между расчетом по новой модели (см. табл. 1) и с использованием предыдущей сводки термодинамических величин (Акинфиев, Зотов, 2001). Возможной причиной завышения растворимости при относительно низкой температуре 350 °С может быть разница в скорости подхода системы к равновесным значениям окислительного потенциала и концентрации Au. В случае, если рост растворимости опережает скорость снижения редокс-потенциала, заданного реакцией навески Al с водой, измеренные после закалки опыта концентрации Au отвечают более окислительным условиям. С ростом температуры эта разница нивелируется.

Данные (Stefánsson, Seward, 2003₁) в кислой обрасти pH (AuCl₂⁻ преобладает)

удовлетворительно согласуются с расчетом при 300, 350 и 400 °С. Однако в области рН от слабокислых до щелочных (AuOH_(n-n) преобладает) измеренная растворимость существенно завышена: в близнейтральной и щелочной области разница составляет > 1.5 л.е., причем разница растет с ростом pH. При температуре 450-600 °C измеренная в кислых флюидах растворимость Аи существенно недооценена, причем расхождение с расчетом растет по мере увеличения температуры и превышает 1.5 л.е. при 600 °С. Причина этого отклонения неясна, поскольку авторы тщательно контролировали окислительный потенциал системы. Можно лишь предположить, что в условиях высоких температур при отборе пробы с высокими концентрациями Аи металл осаждался на стенке золотого капилляра. Таким образом, рассчитанные концентрации Аи находятся между экспериментальными данными, полученными в группах А.В. Зотова и Т.М. Сиварда, в то время как разница в константе растворения Au, определенной в разных лабораториях, может превышать 1.5 л.е. Этот вывод говорит в пользу правильности нашего подхода к расчету термодинамических свойств AuCl₂⁻, который в области "промежуточных" температур основан на новых данных (Zotov et al., 2018), полученных при 450 °C в системах с контрастными значениями редокс-потенциала путем определения валовой концентрации Au после закалки опыта.

На фиг. 5, 6 результаты настоящей работы сравниваются с экспериментальными данными по растворимости Аи в системах с твердыми буферами pH и $f(O_2)$. В работе (Henley, 1973) измерена растворимость Аи в хлоридных флюидах (0.5, 1 и 2 М NaCl) в системе с буфером калиевый полевой шпат – мусковит – кварц – гематит - магнетит при температуре 270-560 °С и давлении 1 кбар. Несколько опытов выполнено при P=2 кбар. Согласно данным, представленным на фиг. 5, при этих условиях основными формами нахождения Au являются комплексы AuOH_(p-p) и AuCl₂⁻. Растворимость Au, измеренная (Henly, 1973), существенно превышает расчет с использованием наших новых данных. По мере роста температуры отклонение эксперимента от рассчитанных линий снижается. Такое поведение можно объяснить неравновесным характером экспериментальной системы, которая состоит из мультикомпонентного твердофазового буфера и водного флюида. В этой системе можно ожидать приближения к состоянию равновесия по мере роста температуры.

В работе (Likhoidov et al., 2000) растворимость Au измерялась в воде, 1*m* NaCl и 0.1 *m* HCl при 300–500 °C, P=1 кбар. Летучесть кислорода задавалась буферными парами, состоящими из оксидов Mn. Как показывает расчет (полые символы и линии на фиг. 6), во всех случаях основной формой растворенного Au является гидроксокомплекс AuOH_(p-p). Поэтому рассчитанная

растворимость слабо зависит от состава флюида. Вместе с тем измеренная растворимость Au сильно зависит от концентрации хлоридов, в то время как зависимость от состава буферных пар (или $f(O_2)$) слабее полученной в расчетах. Эти отклонения можно связать как с неравновесным составом сложной экспериментальной системы, так и с погрешностью эксперимента.



Фиг. 3. Сравнение растворимости Au по данным (Зотов и др., 1990) с расчетом по модели HKF (настоящая работа, табл. 1). Данные этой работы объединены с (Зотов и др., 1989) (табл. 1 в Зотов и др., 1990). Ось ординат — отклонение результатов расчета от эксперимента, логарифмическая шкала.



Фиг. 4. Сравнение растворимости Au по данным (Stefánsson, Seward, 2003₁) с расчетом по модели HKF (настоящая работа, табл. 1). Ось ординат – отклонение результатов расчета от эксперимента, логарифмическая шкала.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 66 № 5 2024

ТАГИРОВ и др.



Фиг. 5. Сравнение с данными (Henley, 1973) по растворимости Au в хлоридных флюидах в системе с буфером калиевый полевой шпат – мусковит – кварц – гематит – магнетит, *P*=1000 бар. Точки – экспериментальные данные, линии – расчет по нашим данным (см. табл. 1). Сплошная линия – общая концентрация Au, пунктир – концентрации отдельных комплексов. При расчете линий термодинамические свойства комплексов Fe приняты по SUPCRT92.



Фит. 6. Сравнение с данными (Likhoidov et al., 2000) по растворимости Au в воде и в хлоридных флюидах. Летучесть кислорода задана оксидами Mn. Залитые символы – экспериментальные данные, полые символы, соединенные линиями – расчет по нашим данным (см. табл. 1). При расчете термодинамические свойства комплексов Mn приняты по SUPCRT92.

В частности, опыты проводились с использованием золотых ампул. Смыв со стенок ампул не проводился из-за вероятности загрязнения пробы золотом. Это могло привести к занижению экспериментальных данных относительно расчета. Дополнительным источником погрешности в работах (Henley, 1973; Likhoidov et al., 2000) может служить отсутствие надежных данных для гидроксо- и хлоридных комплексов Fe и Mn, которые сильно влияют на состав экспериментальных флюидов. По перечисленным выше причинам мы не использовали результаты этих работ для построения термодинамический модели комплексообразования Au.

Сравнение констант реакций растворения металлов подгруппы Си

На фиг. 7 сравниваются константы образования комплексов Cu, Ag и Au при разных температурах. Гидроксокомплексы Au и Ag ведут себя схожим образом, константа их образования растет по мере увеличения температуры. Для меди наблюдается минимум в районе 75 °C. Вероятно, наличие минимума связано с особенностями описания гидратированной частицы уравнением AD (Акинфиев, Зотов, 2023). Такое поведение не характерно для нейтральных комплексов и нуждается в проверке. Температурный ход констант образования хлоридных комплексов (MeCl_(p-p), MeCl₂⁻) закономерно меняется в ряду Au – Ag – Cu. Несмотря на то, что минимальные значения констант образования наблюдаются у Au, рост значений констант с температурой для комплексов Au выражен сильнее, чем у Ag и Cu. В результате такого поведения в области температур около 1000 °C разница в константе образования второго хлоридного комплекса Cu и Au составляет 3 л.е. Таким образом, рост температуры нивелирует разницу в поведении металлов; можно условно сказать, что золото становится менее "благородным" металлом.

Пример возможного моделирования природных систем

В качестве примера использования полученных данных для моделирования гидротермальных процессов мы выполнили расчет состава системы, состоящей из флюида, содержащего Аи и Ад, находящегося в равновесии с минеральной ассоциацией калиевый полевой шпат - мусковит (андалузит) – кварц (фиг. 8). Окислительный потенциал системы отвечает буферной паре никель – бунзенит. Температура меняется от 800 до 200 °C, давление линейно снижается от 3000 до 500 бар. Концентрация Аи в исходном флюиде составляет 500 ppb (по данным (Ulrich et al., 1999) $C(Au) = 790 \pm 390$ ppb для Cu-Mo-Au порфирового месторождения Bajo de la Alumbrera), отношение концентраций Ag/Au (ppm) = 56 задано согласно (Ulrich et al., 1999). Общая концентрация



Фиг. 7. Зависимость констант образования гидроксо- и хлоридных комплексов Cu, Ag, Au от температуры и давления. Au – наст. работа, $AgOH_{(p-p)}$, $AgCl_2^-$ – (Акинфиев, Зотов, 2001), $AgCl_{(p-p)}$ – (Akinfiev, Zotov, 2016), $CuOH_{(p-p)}$ – (Акинфиев, Зотов, 2023), Cu – Cl комплексы – (Trofimov et al., 2023).

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 66 № 5 2024

хлоридов составляет 0.8 *m* (0.6 *m* NaCl + 0.2 *m* KCl). Концентрация серы определена как S/Cl = 0.2. Как видно из результатов расчета, при температуре 800–600 °C основным комплексом Au является AuCl₂⁻, который при охлаждении последовательно сменяется комплексами AuOH_(p-p) – AuHS_(p-p) – Au(HS)₂⁻. Для Ag ведущим является

комплекс $AgCl_2^-$ вплоть до 290 °С, где основной формой становится $AgHS_{(p-p)}$. Отложение высокопробного самородного золота начинается при 640 °С, и вплоть до 500 °С пробность составляет 990—940. В этом диапазоне температуры концентрация Au во флюидной фазе падает в ~ 40 раз. Дальнейшее охлаждение приводит к еще более



Фиг. 8. Изменение состава флюида, образующихся твердых фаз и пробности самородного золота при охлаждении. Верх – диаграммы распределения комплексов Au и Ag в зависимости от температуры. Низ – концентрации Au и Ag в растворе и массы минералов, образовавшихся при охлаждении флюида (слева), массы минералов отвечают флюиду, содержащему 1 кг H₂O); пробность самородного золота в зависимости от температуры (справа). Исходный флюид содержит 0.5 ppm Au и 28 ppm Ag, 0.016 m S, 0.6 m NaCl + 0.2 m KCl. Давление снижается от 3000 бар до 500 бар при снижении температуры от 800 до 200 °C. Окислительный потенциал задается парой никель – бунзенит (NNO). Флюид в равновесии с минеральной ассоциацией калиевый полевой шпат – мусковит (андалузит) – кварц. Границы полей устойчивости минералов (андалузит – мусковит, самородное золото – аргентит) обозначены вертикальными пунктирными линиями. Коэффициенты активности Au и Ag в самородном золоте (сплав) рассчитаны согласно (White et al., 1957).

сильному снижению концентрации растворенного Au, которому отвечает резкое падение пробности самородного золота вплоть до 420 при 445 °C, когда образование сплава прекращается. При более низкой температуре образуется аргентит, из-за чего концентрация растворенного Ag начинает резко снижаться. Смешанные сульфиды Au и Ag (Ag (петровскаит, ютенбогаардтит) не образуются. Таким образом, при заданном составе системы состав твердых фаз меняется в порядке высокопробное золото – низкопробное золото – аргентит.

Приведенный расчет является грубым приближением, которое показывает возможности полученной модели комплексообразования Аи и лишь определяет последовательность отложения минералов золота. В частности, отложение самородного золота в модельной системе начинается при высокой температуре – 640 °C, что редко реализуется в природных системах. Более сложный расчет с использованием переменного отношения вода-порода (W/R) может быть следующим приближением к построению модели. В этом случае снижение температуры в процессе подъема (просачивания) флюидной фазы замедляет процессы взаимодействия в системе вода-порода, и этот эффект учитывается путем увеличения отношения W/R при снижении температуры. При этом относительная "скорость просачивания" задается начальным отношением $(W/R)_0$, так что высокие значения этих отношений (малые количества породы, взаимодействующие с флюидом) физически соответствуют высоким скоростям подъема флюида, а низкие – наоборот, медленному просачиванию и соответственно высокой степени "проработки" вмещающих пород (Wood, Walter, 1983; Гричук, 2000). Детальный анализ результатов таких расчетов выходит за рамки настоящей работы. Отметим только, что рост начального отношения $(W/R)_0$ (скорости просачивания) приводит к снижению температуры отложения самородного золота. Например, результатом роста $(W/R)_0$ с 10 до 10⁴ является снижение температуры отложения самородного золота на ~ 100 °C. Таким образом, при высоких значениях отношения (W/R)₀ (высокие скорости подъема флюида) Аи дольше удерживается в растворенной форме и отложение минералов золота происходит при более низких температурах. Такой режим отвечает подъему флюида в зонах разломов и по трещинам.

Другим фактором, приводящим к снижению температуры образования собственных минералов Au, может служить его захват отлагающимися

сульфидами. В настоящее время установлены формы нахождения и предельные содержания "невидимого" золота в сульфидах разного состава в широком диапазоне температуры (напр., Trigub et al., 2017; Filimonova et al., 2020 – пирит, Kovalchuk et al., 2024 – мышьяковистый пирит и марказит, Filimonova et al., 2019 – сфалерит, Tagirov et al., 2016, 2023 – минералы системы Cu-Fe-S). Для построения более точных физико-химических моделей рудообразования с учетом отложения Аи в "невидимой" форме необходимо включать в расчет растворимость Аи в основных рудообразующих сульфидах. Надеемся, что настоящая работа послужит надежным и необходимым основанием при создании будущих физико-химических моделей природных процессов образования золоторудных месторождений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Мы глубоко благодарны рецензентам М.В. Борисову и А.Ф. Редькину за критический анализ результатов нашей работы и весьма ценные замечания по тексту рукописи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ № 23-17-00090.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акинфиев Н.Н., Зотов А.В. Медь в гидротермальных системах: термодинамическое описание компонентов системы Cu(I)–O–H // Геология руд. месторождений. Т. 65. № 1. С. 4–14.

Акинфиев Н.Н., Зотов А.В. Термодинамическое описание хлоридных, гидросульфидных и гидроксокомплексов Ag(I), Cu(I) и Au(I) в диапазоне температур 25–500 °C и давлений 1–2000 бар // Геохимия. 2001. № 10. С. 1–17.

Баранова Н.Н., Зотов А.В., Банных Л.Н., Дарьина Т.Г., Савельев Б.В. Экспериментальное изучение растворимости золота в воде при 450 °С и 500 атм в зависимости от окислительно-восстановительных условий // Геохимия. 1983. № 8. 1133–1138.

Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем // М.: Научный мир, 2000. 304 с.

Зотов А.В., Баранова Н.Н., Дарьина Т.Г., Банных Л.Н. Растворимость золота в воднохлоридных флюидах при 350-500 °С и давлении 500-1500 атм и термодинамические свойства AuCl₂⁻ до 750°C и 5000 атм // Геохимия. 1990. № 7. С. 979–987.

Зотов А.В., Баранова Н.Н., Дарьина Т.Г., Банных Л.Н. Экспериментальное исследование комплексообразования золота (I) в системе KCl-HCl-H₂O при 450 °C и 500 атм // Геохимия. 1989. № 4. С. 541–551.

Зотов А.В., Баранова Н.Н., Дарьина Т.Г., Банных Л.Н., Колотов В.П. Устойчивость гидроксокомплекса AuOH°_{p-p} в воде при 300-500 °С и давлении 500-1500 атм // Геохимия. 1985. № 1. 105-110.

Николаева Н.М., Еренбург А.М., Антипина В.А. О температурной зависимости стандартных потенциалов галогенидных комплексов золота // Изв. Сиб. Отд. АН СССР. 1972. № 9. Сер.: Хим. наук. Вып. 4. С. 126–128.

Пальянова Г.А., Шваров Ю.В., Широносова Г.П., Лаптев Ю.В. Методические подходы к оценке пробности золота при термодинамическом моделировании гидротермальных систем // Геохимия. 2005. № 12. С. 1353–1357.

Рябчиков И.Д., Орлова Г.П. Золото в магматических флюидах // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1984. С. 103–111.

Шваров Ю.В. НСh: Новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 898–903.

Akinfiev N.N., Diamond L.W. Thermodynamic description of aqueous nonelectrolytes at infinite dilution over a wide range of state parameters // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. № 4. P. 613–627.

Akinfiev N.N., Zotov A.V. Solubility of chlorargyrite (Ag-Cl(cr./l.)) in water: New experimental data and a predictive model valid for a wide range of temperatures (273–873 K) and water densities ($0.01-1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 178. P. 178–194.

Alex A., Zajacz Z. A new method to quantitatively control oxygen fugacity in externally-heated pressure vessel experiments // Eur. J. Mineral. 2020. V. 32. P. 219–234.

Anderson G.M., Castet S., Schott J.; Mesmer R.E. The density model for estimation of thermodynamic parameters of reactions at high temperatures and pressures // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 1769–1779.

Bandura A.V., Lvov S.N. The ionization constant of water over wide ranges of temperature and density // J. Phys. Chem. Ref. Data. 2006. V. 35. P. 15–30.

Filimonova O.N, Trigub A.L., Tonkacheev D.E. et al. Substitution mechanisms in In, Au, and Cu-bearing sphalerites studied by X-ray absorption spectroscopy of synthetic and natural minerals // Mineral. Mag. 2019. V. 83. P. 435–451.

Filimonova O.N., Tagirov B.R., Trigub A.L. et al. The state of Au and As in pyrite studied by X-ray absorption spectroscopy of natural minerals and synthetic phases // Ore Geol. Rev. 2020. V. 121. Art. N° 103475.

Fowler S.J., Sherman D.M., Brodholt J.P., Lord. O.T. Mineral–water reactions in Earth's mantle: Predictions from Born theory and ab initio molecular dynamics study // Geochim. Cosmochim. Acta. 2024. V. 372. P. 111–123.

Frisch M.J. et al. Gaussian 09, Revision C.01. Gaussian, Inc., Wallingford CT, 2009.

Gammons C.H., Williams-Jones A.E. The solubility of Au-Ag alloy + AgCl in HCl/NaCl solutions at 300 °C: New data on the stability of Au(I) chloride complexes in hydrothermal fluids // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 3453–3468.

Guo H., Audétat A., Dolejš D. Solubility of gold in oxidized, sulfur-bearing fluids at 500–850 °C and 200–230 MPa: A synthetic fluid inclusion study // Geochim. Cosmochim. Acta. 2018. V. 222. P. 655–670.

Helgeson H.C., Delaney J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals // Amer. J. Sci. 1978. V. 278A. P. 1 – 229.

Henley R.W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions // Chem. Geol. 1973. V. 11. P. 73–87.

Hurtig N.C., Williams-Jones A.E. An experimental study of the transport of gold through hydration of AuCl in aqueous vapour and vapour-like fluids // Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. V. 127. P. 305–325.

Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bars and 0° to 1000 °C // Comp. Geosci. 1992. V. 18. P. 899–947.

Kovalchuk E.V., Tagirov B.R., Borisovsky S.E. et al. Gold and arsenic in pyrite and marcasite: hydrothermal experiment and implications to natural ore-stage sulfides // Minerals. 2024. V. 14. \mathbb{N} 2, Art. \mathbb{N} 170.

Likhoidov G.G., Plyusnina L.P., Scheka J.A., Aphanas'eva T.B. Experimental study of gold and platinum solubility in a complex fluid under hydrothermal conditions // Resource Geology. 2000. V. 50. \mathbb{N} 2. P. 83–92.

Robie R.A., Hemingway B.S. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 bar (10^5 ascals) pressure and at higher temperatures // U.S. Geological Survey Bulletin 2131. 1995. U.S. Government Printing Office, Washington.

Shock E.L., Helgeson H C., Sverjensky D.A. Calculation of the thermodynamic properties of aqueous species at high pressures and temperatures: Standard partial molal properties of inorganic neutral species // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 2157–2183.

Shock E.L., Sassani D.C., Willis M., Sverjensky D.A. Inorganic species in geologic fluids: Correlations among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 907–950.

Shvarov Yu.V. A suite of programs, OptimA, OptimB, OptimC, and OptimS compatible with the Unitherm database, for deriving the thermodynamic properties of aqueous species from solubility, potentiometry and spectroscopy measurements // Appl. Geochem. 2015. V. 55. P. 17–27.

Stefánsson A., Seward T.M. Stability of chloridogold(I) complexes in aqueous solutions from 300 to 600° C and from 500 to $1800 \text{ bar } // \text{Geochim. Cosmochim. Acta. } 2003_1$. V. 67. P. 4559–4576.

Stefánsson A., Seward T.M. The hydrolysis of gold (I) in aqueous solutions to 600 °C and 1500 bar // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003₂. V. 67. P. 1677–1688.

Sullivan N.A., Zajacz Z., Brenan J.M. et al. The solubility of gold and palladium in magmatic brines: Implications for PGE enrichment in mafic-ultramafic and porphyry environments // Geochim. Cosmochim. Acta. 2022. V. 316. P. 230–252.

Sverjensky D.A., Hemley J.J., D'Angelo W.M. Thermodynamic assessment of hydrothermal alkali feldspar-mica-aluminosilicate equilibria // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 989–1004.

Sverjensky D.A., Shock E.L., Helgeson H.C. Prediction of thermodynamic properties of aqueous metal complexes to 1000°C and 5 kb // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 1359–1412.

Sverjensky D.A., Harrison B., Azzolini D. Water in the deep Earth: the dielectric constant and the solubilities of quartz and corundum to 60kb and 1200°C. Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. V. 129. P. 125–145.

Tagirov B.R., Filimonova O.N., Trigub A.L. et al. The state of gold in phases of the Cu-Fe-S system: In situ X-ray absorption spectroscopy study // Geosci. Front. 2023. V. 14. \mathbb{N} 3. Art. \mathbb{N} 101533.

Tagirov B.R., Trigub A.L., Kvashnina K.O. et al. Covellite CuS as a matrix for "invisible" gold: X-ray spectroscopic study of the chemical state of Cu and Au in synthetic minerals // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 191. P. 58–69.

Tagirov B.R., Zotov A.V., Akinfiev N.N. Experimental study of dissociation of HCl from 350 to 500 °C and from 500 to 2500 bars: Thermodynamic properties of $HCl_{(aq)}$ // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 4267–4280.

Tanger IV J.C., Helgeson H.C. Calculation of the thermodynamic and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: Revised equations of state for standard partial molal properties of ions and electrolytes // Amer. J. Sci. 1988. V. 288. P. 19–98.

Trigub A.L., Tagirov B.R., Kvashnina K.O. et al. X-ray spectroscopy study of the chemical state of "invisible" Au in synthetic minerals in the Fe–As–S system // Am. Mineral. 2017. V. 102. P. 1057–1065.

Trofimov N.D., Tagirov B.R., Akinfiev N.N. et al. Chalcocite Cu_2S solubility in aqueous sulfide and chloride fluids. Thermodynamic properties of copper(I) aqueous species and copper transport in hydrothermal systems // Chem. Geol. 2023. V. 625. Art. No 121413.

Ulrich T., Günther D., C. A. Heinrich C.A. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits // Nature. 1999. V. 399. P. 676–679.

Vlassopoulos D., Wood S.A. Gold speciation in natural waters: I. Solubility and hydrolysis reactions of gold in aqueous solution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 3–12.

Wagner W., Pruß A. The IAPWS formulation for the thermodynamic properties of ordinary water substances for general and scientific use // J. Phys. Chem. Ref. Data. 2002. V. 31. P. 387-535.

White J.L., Orr R.L., Hultgren R. The thermodynamic properties of silver-gold alloys // Acta Metallurgica. 1957. V. 5. № 12. P. 747–760.

Williams-Jones A., Bowell R.J., Migdisov A.A. Gold in solution // Elements. 2009. V. 5. P. 281–287.

Wood B.J., Walther J.V. Rates of hydrothermal reactions // Science. 1983. V. 222. № 4622. P. 413–415.

Zajacz Z., Seo J.H., Candela P.A., Piccoli P.M., Heinrich C.A., Guillong M. Alkali metals control the release of gold from volatile-rich magmas // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 297. P. 50–56.

Zotov A.V., Baranova N.N. Thermodynamic properties of the aurochloride complex $AuCl_2^-$ at temperatures of 350–500 °C and pressures of 500–1500 bars // Sci. Géol., Bull. 1989. V. 42. No 4. P. 335–342.

Zotov A.V., Diagileva D.R., Koroleva L.A. Silver solubility in supercritical fluids in a wide range of NaCl concentration (0.6–50 wt%) – experimental and thermodynamic description // ACS Earth Space Chem. 2020. V. 4. No 12. P. 2403–2413.

Zotov A.V., Kuzmin N.N., Reukov V.L., Tagirov B.R. Stability of $AuCl_2^-$ from 25 to 1000 °C at pressures to 5000 bar and consequences for hydrothermal gold mobilization // Minerals. 2018. V. 8. Nº 7. Art. Nº 286.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

2024

GOLD(I) COMPLEXATION IN CHLORIDE HYDROTHERMAL FLUIDS

B. R. Tagirov^a, N. N. Akinfiev^{a,b}, A. V. Zotov^a

 ^a Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM RAS), 35 Staromonetnyi per., 119017 Moscow, Russia
 ^b Sergo Ordzonikidze Russian State University for Geological Prospecting, Miklouho-Maclay St. 23., Moscow, 117997, Russia

A critical assessment and processing of experimental data published in the literature on the stability of hydroxide and chloride complexes of Au(I) was carried out. Based on the obtained Gibbs energies of AuOH_(aq), AuCl_(aq) and AuCl₂⁻, the standard thermodynamic properties and parameters of the HKF (Helgeson-Kirkham-Flowers) model equation of state were determined for these species. The resulting set of parameters makes it possible to calculate the solubility of Au in chloride fluids up to 1000 °C, 5000 bar with the possibility of extrapolation to higher *PT* parameters. As a geological application of the obtained data, a model calculation of the deposition of native gold by cooling chloride-sulfide fluid was carried out with an assessment of changes in the composition of the fluid, the sequence of formation of solid phases and changes in the fineness of gold.

Keywords: gold, solubility, hydrothermal fluids, hydroxide complexes, chloride complexes.