

УДК 553.411

АЛГОМИНСКИЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ УЗЕЛ (*Алдано-Становой щит*): МИНЕРАЛОГИЯ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА И ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ

В.Н. Кардашевская¹, Г.С. Анисимова¹, Е.В. Баданина², В.М. Саватенков³, А.В. Травин^{4,5}

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9, Россия

³Институт геологии и геохронологии докембра РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

⁴Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁵Новосибирский государственный технический университет, 630073, Новосибирск, просп. Карла Маркса, 20, корп. 1, Россия

Приведены результаты изучения условий образования руд малоизученного Алгоминского рудного узла (месторождение Бодорено и рудопроявление Дывок), расположенного на сочленении Алданского щита и Становой области. Установлено, что в рудах месторождения Бодорено присутствуют минералы Bi и Se (висмутин, лиллианит, самородный висмут, теллурвисмутит, тетрадимит, хедлейит, пильзенит и лайтакарит). Выделены две последовательные продуктивные стадии минералообразования: Au-полиметаллическая и Au-Bi-Te. Эти минералы являются продуктами эволюции гидротермальной системы, в ходе которой происходило постепенное снижение температур (от 300 до 145 °C) и солености (от 5 до 1.9 мас. % NaCl-экв.) флюида. Пробность самородного золота постепенно увеличивается от ранних стадий (~840 %) к поздним (~940 %), и происходит смена от простых сульфидов до сульфосолей. Установлено изменение состава газовой фазы флюидных включений от CH₄-CO₂ до преимущественно CO₂ с примесью N₂ и CH₄ по мере развития рудной системы. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования предрудных метасоматитов свидетельствуют о развитии рудообразующих процессов на месторождении Бодорено около 150 ± 1.8 млн лет назад. Анализ изотопного состава свинца в галенитах говорит о доминирующей роли древнекорового источника рудного вещества. Рассчитанный состав изотопов кислорода δ¹⁸O_{H2O} в рудоносных кварцах варьирует от 1.0 до 7.3 %, что соответствует водному флюиду смешанного источника.

Рудопроявление Дывок отличается от месторождения Бодорено по минеральному составу руд и по физико-химическим параметрам рудообразования. На рудопроявлении выделены четыре минеральные стадии: золото-арсенопирит-пирит-кварцевая, пирит-халькопирит-сфалеритовая, кварц-буланжеритовая и теллурридная. Последняя представлена гесситом, алтайтом, волынскимитом, меренскимитом, мелонитом и раклиджитом. Золотоносное оруденение формировалось из флюида с умеренно концентрированной соленостью (0.9—9.2 мас. % NaCl-экв.) при среднетемпературных условиях (310—360 °C) с преобладающим присутствием CO₂ и примесью CH₄ в газовой фазе. Рассчитано, что величины δ³⁴S и δ¹⁸O изменились от 2.2 до 3.0 ‰ и от 0.6 до 12.0 соответственно. Возраст золотого оруденения (⁴⁰Ar/³⁹Ar) составляет 124.0 ± 1.5 млн лет, что соответствует этапу тектономагматической активизации Алданского щита.

Золоторудное месторождение, стадийность минералообразования, флюидные включения, изотопный состав кислорода, изотопный состав свинца, изотопный состав серы, ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст

ALGAMA GOLD ORE CLUSTER (*Aldan-Stanovoi Shield*): MINERALOGY, FORMATION CONDITIONS, SOURCES OF ORE MATTER, AND AGE OF MINERALIZATION

V.N. Kardashevskaya, G.S. Anisimova, E.V. Badanina, V.M. Savatenkov, A.V. Travin

The paper presents results of research into the conditions of formation of ores in the poorly studied Algama ore cluster (Bodorono deposit and D'yvok ore occurrence) located at the junction of the Aldan Shield and the Stanovoi area. We have established that Bi and Se minerals (bismuthinite, lillianite, native bismuth, tellurobismuthite, tetradymite, hedleyite, pilsenite, and laitakarite) are present in the ores of the Bodorono deposit. Two successive productive stages of mineral formation have been distinguished: Au-polymetallic and Au-Bi-Te. The corresponding minerals are products of the evolution of a hydrothermal system, during which a gradual decrease in fluid temperature (from 300 to 145 °C) and salinity (from 5 to 1.9 wt.% NaCl equiv.) took place. The fineness of native gold gradually increases from early (~840‰) to late (~940‰) stages and changes in passing from simple sulfides to sulfosalts. The evolution of the ore system is accompanied by a change in the composition of the vapor phase of fluid inclusions from CH₄-CO₂ to CO₂ with an impurity of N₂ and CH₄. The results of ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of pre-ore metasomatites point to ore-forming processes at the Bodorono deposit ca. 150 ± 1.8 Ma. Analysis of the isotopic composition of lead in galena shows the leading role of the ancient crustal source of ore matter. The calculated isotopic composition of oxygen (δ¹⁸O_{H2O}) in ore-bearing quartz varies from 1.0 to 7.3‰, which corresponds to an aqueous fluid of a mixed source. The D'yvok ore occurrence

differs from the Bodorono deposit in the mineral composition of ores and the physicochemical parameters of ore formation. Four mineral stages have been established within the ore occurrence: gold–arsenopyrite–pyrite–quartz, pyrite–chalcopyrite–sphalerite, quartz–boulangerite, and telluride. The telluride stage is represented by hessite, altaite, volynskite, merenskyite, melonite, and rucklidgeite. Gold-bearing mineralization formed from a fluid of medium salinity (0.9–9.2 wt.% NaCl equiv.) with a predominance of CO₂ and an impurity of CH₄ in the vapor phase at moderate temperatures (310–360 °C). The calculated values of δ³⁴S and δ¹⁸O varied from 2.2 to 3.0‰ and from 0.6 to 12.0‰, respectively. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of gold mineralization is 124.0 ± 1.5 Ma, which corresponds to the stage of tectonomagmatic activity in the Aldan Shield.

Gold deposit, stages of mineral formation, fluid inclusions, isotopic composition of oxygen, isotopic composition of lead, isotopic composition of sulfur, ⁴⁰Ar/³⁹Ar age

ВВЕДЕНИЕ

Алгоминский рудный узел расположен на юго-восточном фланге Алдано-Станового щита (рис. 1). Он локализован на стыке крупнейших Алданской и Становой золотоносных провинций в Южной Якутии. На территории Алданской золотоносной провинции известны различные формационные типы месторождений, связанные с мезозойским щелочным и субщелочным магматизмом: золото-сульфидные (Лебединское месторождение), золоторудные карстовые (Куранахская группа месторождений), золото-медно-порфировые (Рябиновое месторождение), золото-урановые (Эльконская группа месторождений) и т. д. [Мигута, 2001; Ветлужских и др., 2002; Кочетков, 2006; Бойцов и др., 2010; Хомич, Борискина, 2010; Дворник, 2012; Rodionov et al., 2014; Добровольская и др., 2016; Молчанов и др., 2017]. Одной из крупных золотоносных провинций на юго-восточной окраине Сибирской платформы является Становая, в которой выявлены следующие формационные типы месторождений, приуроченные к кристаллическому фундаменту и позднемезозойским интрузиям существенно натровых гранитоидов: золото-кварцевые (Ледяное, Скалистое, Золотая Гора), золото-сульфидно-кварцевые (Колчеданный Утес, Бамское, Кировское), золото-полиметаллические (Березитовое) и др. [Моисеенко, Эриш, 1996; Степанов, Черемисин, 1996; Мельников и др., 2009, 2017; Гвоздев и др., 2013; Эриш, 2013; Степанов, Мельников, 2014].

Малоизученной остается золотоносность зоны сочленения Алданского щита со Становой областью. В последнее время на данной территории обнаружены перспективные золоторудные объекты (Алтан-Чайдахский, Спокойнинский рудные узлы и др.), которые недостаточно изучены в геологиче-

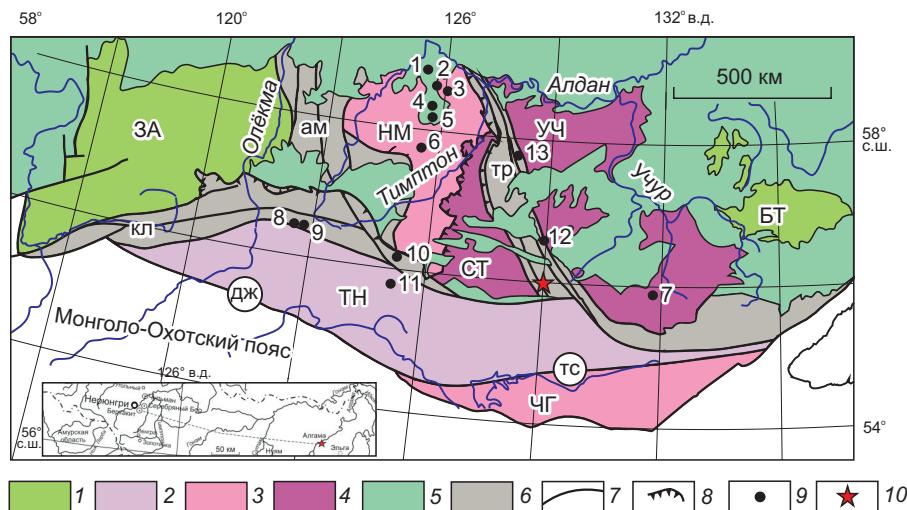


Рис. 1. Карта террейнов Алдано-Станового щита, по [Смелову и др., 2001] с дополнениями.

На врезке: положение Алгоминского рудного узла в региональных структурах Алдано-Станового щита. Восточно-Алданский супертеррейн — Батомгский (БТ), Учурский (УЧ) терреини; Центрально-Алданский супертеррейн — Нимнырский (НМ), Сутамский (СТ) терреини. 1 — гранит-зеленокаменные (ЗА — Западно-Алданский, БТ — Батомгский); 2 — тоналит-трондьемитогнейсовые (ТН — Тындинский); 3 — гранулит-ортогнейсовые (НМ — Нимнырский, ЧГ — Чогарский); 4 — гранулит-парагнейсовые (СТ — Сутамский, УЧ — Учурский); 5 — осадочный чехол Сибирской платформы; 6 — зоны тектонического меланжа (ам — Амгинская, кл — Каларская, тр — Тыргандинская); 7 — разломы (дж — Джелтулакский, тс — Таксакандинский); 8 — надвиги; 9 — месторождения и рудопроявления (1 — Куранахское, 2 — Рябиновое, 3 — Эльконская группа, 4 — Лебединское, 5 — Самолазовское, 6 — им. П. Пинигина, 7 — Колчеданный Утес, 8 — Ледяное, 9 — Скалистое, 10 — Бамское, 11 — Одолго, 12 — Алтан-Чайдах, 13 — Спокойнинское); 10 — положение Алгоминского рудного узла.

ском плане [Анисимова, Соколов, 2015; Kondratieva et al., 2023]. Одним из таких объектов является Алгоминский рудный узел, где впервые обнаружена поздняя висмут-теллуридная минерализация с высокой золотоносностью [Кардашевская и др., 2020; Кардашевская, 2022]. Рудный узел включает в себя месторождение Бодороно и рудопроявление Дывок, а также ряд более мелких рудопроявлений.

До настоящих исследований для месторождений Алданской и Становой золотоносных провинций не было опубликованных комплексных данных по минералогическим особенностям и условиям формирования руд, изотопному составу кислорода в кварцах, серы и свинца в сульфидах и возрасту минерализации. В связи с этим, реконструкция условий образования золоторудной минерализации Алгоминского рудного узла необходима для понимания закономерностей распространения и поисков подобных объектов на площади Алдано-Станового щита, что и определяет актуальность данного исследования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ РУДНОГО УЗЛА

Алгоминский рудный узел находится на стыке Сутамского и Тындинского террейнов Алдано-Станового щита, расположенного на южной окраине Сибирской платформы (см. рис. 1). Здесь фиксируется Тыркандинская зона тектонического меланжа, представленная тектоническими пластинами, образованными различными ассоциациями парагнейсов и автономными аортозитами [Парфенов, 2001]. В пределах зоны установлены несколько золоторудных объектов, среди которых наиболее известным является месторождение Колчеданный Утес, входящее в состав Становой золотоносной провинции [Сушкин, 1991].

Рудный узел приурочен к региональным тектоническим структурам, к системе нарушений субширотной зоны Станового краевого шва и нарушениям северо-западного направления, относящихся к системе Тыркандинской зоны тектонического меланжа. В строении рудного узла участвуют породы кристаллического фундамента, сложенного докембрийскими образованиями (рис. 2). Породы фундамента представлены в основном гнейсогранитами и кристаллическими сланцами различного состава. Главными для изучаемой территории являются системы разломов северо-западного простирания Тыркандинской зоны тектонического меланжа и с южной стороны система глубинных долгоживущих разломов субширотного направления Станового краевого шва. Разрывные нарушения контролируют размещение основных интрузивных образований докембрийского и мезозойского возрастов. Как было показано ранее [Кардашевская, 2022], золоторудная минерализация обусловлена проявлением щелочного и субщелочного магматизма, который происходил при позднемезозойской тектономагматической активизации (ТМА) древних разломов.

На площади рудного узла известно золото-кварцевое месторождение Бодороно, в 10 км к западу находится золото-сульфидно-кварцевое рудопроявление Дывок (см. рис. 2) и ряд более мелких рудопроявлений [Анисимова и др., 2017]. Узел входит в состав Южно-Алданской металлогенической зоны, расположенной вдоль южной границы Республики Саха (Якутия). Для данной зоны характерна золото-серебряная, золото-редкометалльная и золото-полиметаллическая минерализация в кристаллических породах раннедокембрийского фундамента, связанная с мезозойскими plutонами гранодиоритов и штоками монционитов и диоритов, а также золоторудное оруденение в нижнеюрских песчаниках, проявленное на площади развития мезозойских гранитоидов [Амарский, Ветлужских, 1990].

В геологическом строении месторождения Бодороно принимают участие переслаивающиеся докембрийские основные кристаллические сланцы, гнейсы (метабазиты), гранитогнейсы, диопсидовые кальцифиры и гранулиты. Породы смяты в сжатые изоклинальные складки общего северо-западного с отклонением до субмеридионального простирания ($290\text{--}350^\circ$) и прорываются раннемеловыми дайками долеритов, диоритовых порфиритов и лампрофиров мощностью 0.5—1.5 м, представляющие собой линзовидные тела с четкими контактами и крутым падением. Структурный план определяется системой разрывных нарушений субсогласного северо-западного простирания. Метасоматические образования на площади месторождения представлены березитами и лиственитами. Они развиваются по метаморфическим и магматическим породам и выражаются в хлоритизации железистых минералов, эпидотизации даек и приобретении породами зеленоватого цвета. На участках наибольшей тектонической подвижности, вблизи плоскостей срывов, вмещающие породы кливажированы, милонитизированы и рассланцовываны до тектонитов. Рудные тела сосредоточены на участках пересечения тектонитов с плоскостями взбросов, где они образуют скопления в виде линейных штокверков и представлены полого- и крутопадающими кварцевыми жилами северо-восточного направления с согласным и секущим залеганием. По морфологии жилы представляют собой четко выделяющиеся образования, будины, линзы и образуют серию жильных зон. Мощность их составляет 0.1—0.5 м, протяженность — до 2 км. Взаимоотношение даек и жил неоднозначно, отмечаются случаи пересечения жил дайками и наоборот. Ввиду малоизученности рудного узла, нельзя сказать о полном вскрытии кварцевых жил и о возможности наблюдать их соотношение друг с другом. На месторождении выделены три рудные зоны [Кардашевская и др., 2020]. Среднее содержание золота в трех рудных зонах составляет 13.7 г/т.

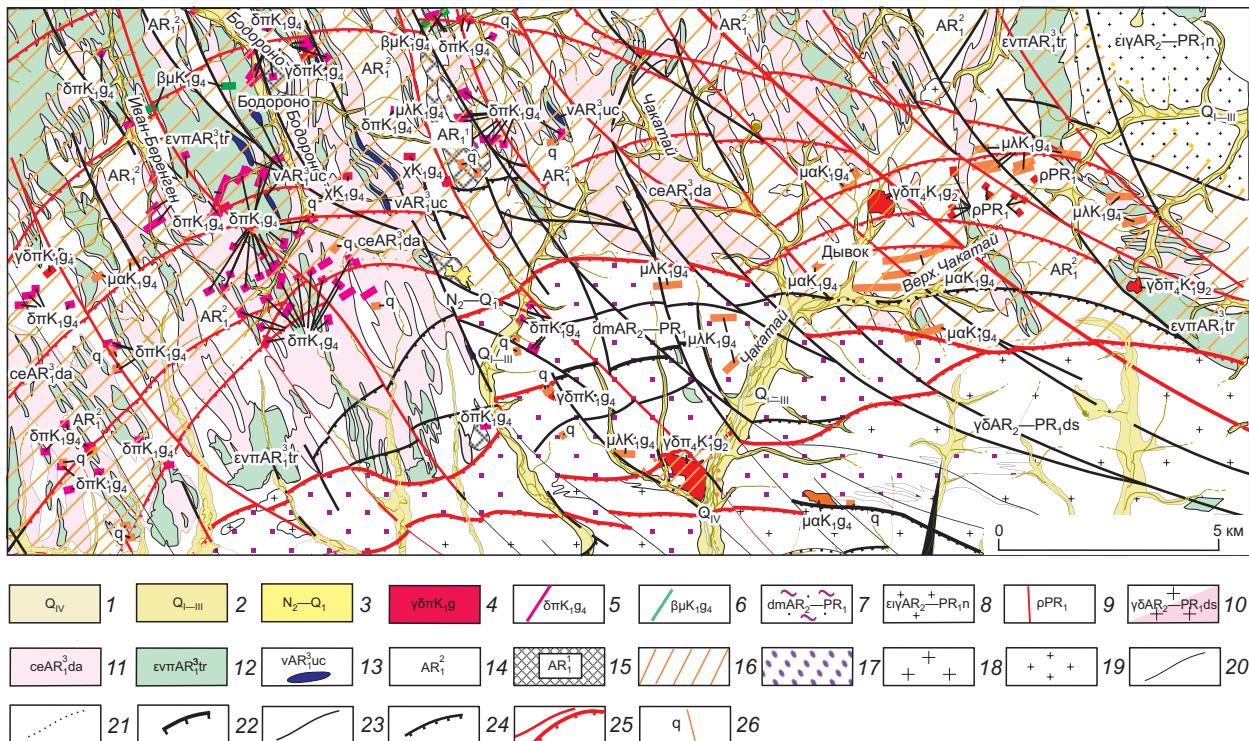


Рис. 2. Геологическая карта Алгоминского рудного узла, по [Кардашевская, 2022] с дополнениями.

1—3 — аллювиальные отложения; 4—6 — умеренно щелочные и щелочные породы кислого, среднего и основного составов (K₁); 4 — дайки гранодиорит-порфиров, 5 — дайки диорит-порфиров, лампрофиров, спессартитов, керсантитов, долеритов и долеритовых порфириров, 6 — дайки кварцевых порфиров, кварцевых монцодиорит-порфиров, диоритовых порфириров; 7 — динамометаморфиты зон разломов; 8, 9 — граниты, плагиограниты, пегматиты; 10 — абисолиты и мигма-плутоны гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов; 11 — граниты; 12 — габбро-нориты; 13 — метаморфизованные габбройды и пироксениты; 14 — гнейсы и плагиогнейсы, кристаллосланцы; 15 — кристаллические сланцы, реже гнейсы; 16 — площади проявления метасоматических изменений; 17 — тектонический меланж; 18 — граниты разнозернистые; 19 — граниты мелкозернистые; 20 — геологические границы; 21 — границы несогласного залегания; 22 — надвиги; 23 — сдвиги; 24 — сбросы, взбросы; 25 — разломы рудоконтролирующие; 26 — кварцевые жилы.

Рудопроявление Дывок сложено докембрийскими гранитогнейсами, гранат-полевошпатовыми гнейсами и аляскитовыми гранитами. Кристаллический фундамент в центре проявления пересекается штоком раннемеловых гранодиорит-порфиров, на водоразделах и склонах многочисленными умеренно щелочными и щелочными дайками гранодиорит-порфиров, кварцевых диоритов, диоритовых порфириотов, кварцевых порфиров и гранодиоритов. Мощность даек от 10 см до 3 м, протяженность от 1 до 10 м. Оруденение контролируется системами разрывных нарушений северо-восточного и субширотного простирания (60—80°), которые являются рудолокализующими. В пределах рудопроявления выделяются три сравнительно мощные (10—20 м) зоны меридиональных разломов, причем две из них ограничиваются запада и востока шток гранодиорит-порфиров. К зонам меридиональных разломов приурочены участки развития калишпат-кварцевых метасоматитов, являющихся продуктами преобразования метасоматических вмещающих пород. К оперяющим разрывным нарушениям — трещинам скола и отрыва северо-восточного и северо-западного направления приурочены дайки. Рудные зоны сложены жилами и прожилками кварцевого, кварц-сульфидного, кварц-карбонат-баритового и карбонат-баритового составов и вмещающими их калишпат-кварцевыми метасоматитами, березитизированными и аргиллизированными породами. Березитизация и аргиллизация развиты по дайкам гранодиорит-порфиров и кварцевых порфиров. Мощность жил и прожилков от 5 см до 0.4 м. Всего выделено шесть рудных зон [Анисимова и др., 2017]. Среднее содержание золота в шести рудных зонах составляет 1.2 г/т.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение минерального состава руд проводилось методами оптической микроскопии с последующим анализом химического состава при помощи сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max 20 с Si полупроводниковым

детектором (РЦ СПбГУ «Геомодель», аналитики Н.С. Власенко и В.В. Шиловских) и с помощью сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6480LV с энергетическим дисперсионным спектрометром Energy 350 Oxford Instruments (ИГАБМ СО РАН, аналитики С.К. Попова и Н.В. Христофорова).

Флюидные включения (ФВ) в кварце изучались методами оптической микроскопии, криотермометрии и рамановской спектроскопии. Криотермометрические исследования проводились в микротермокамере THMSG-600 фирмы Linkam с использованием оптического микроскопа Olympus BX53F с набором длиннофокусных объективов (РЦ СПбГУ «Геомодель») и на оптическом микроскопе Olympus BX51 (ИГМ СО РАН). Состав газовой фазы включений в кварцах исследован на КР-спектрометре Horiba Lab Ram HR 800 с помощью аргонового лазера в РЦ СПбГУ «Геомодель» (аналитик В.Н. Бочаров), а также на аналогичном спектрометре в ИГМ СО РАН.

Изотопный состав Pb в сульфидах анализировался в ИГД РАН. Химическое выделение Pb из сульфидов проводилось по стандартной методике на анионно-обменной смоле BioRadAG1-X8 в растворах кислот HBr и HCl [Manhes et al., 1984]. Изотопный анализ Pb выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT261 в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.03 % (2σ).

Изотопный анализ серы сульфидов проводился в ЦКП ДВГИ ДВО РАН (аналитик Т.А. Веливецкая). Измерение изотопных отношений $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ проведено на масс-спектрометре MAT-253 в режиме непрерывного потока гелия. Воспроизводимость результатов $\delta^{34}\text{S}$ составляла $\pm 0.1 \text{ } \mu\text{e.u.}$ (1 σ) для стандартов и образцов.

Изотопный состав кислорода в кварце определен в ЦКПА «Центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (аналитик В.Ф. Порохов) с использованием установки MIR 10—30 по методике, описанной ранее [Sharp et al., 2016]. Воспроизводимость анализов составляла $\pm 0.1\text{--}0.3 \text{ } \mu\text{e.u.}$ при 95 %-м доверительном уровне.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование выполнялось в ЦКП МИИ СО РАН по методике, описанной ранее [Травин, 2016]. Для анализа были отобраны вручную под бинокуляром мономинеральные фракции светлых слюд (мусковит, серицит) размером 0.25—0.15 мм. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измеряли на масс-спектрометре Noble gas 5400. Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

Минеральный состав руд и стадийность минералообразования

Первые сведения о минеральном составе руд Алгоминского рудного узла получены Г.С. Анисимовой с соавторами [2017]. В настоящее время детальными исследованиями образцов руд современными методами здесь установлено 35 рудных минералов. Для выделения стадий минералообразования авторы использовали текстурно-структурные взаимоотношения и особенности срастания минералов, признаки замещения, перекристаллизации и т.д.

Месторождение Бодорено

На месторождении встречаются прожилково-вкрашенные и прожилково-гнездовые текстуры руд. Данные текстуры редко встречаются самостоятельно, в основном образуют смешанные агрегаты. Они образовались в результате заполнения сульфидами пустот и трещин в жильном кварце (рис. 3). Сульфиды представлены агрегатами неправильных и изометрических форм размером от нескольких миллиметров до 1 см. На месторождении проявлены равномерно-зернистые структуры руд.

Руды месторождения относятся к убогосульфидному типу с содержанием сульфидов до 5—7 %. На сегодняшний день в составе кварцевых жил месторождения определено около 20 рудных минералов. Основными рудными минералами в жилах являются пирит и галенит (см. рис. 3, а, б). Реже присутствуют сфалерит, пирротин, халькопирит, гематит, магнетит, лилианит и самородное золото. В незначительных количествах встречаются висмутин, теллуровисмутит, самородный висмут, тетрадимит, хедлеййт, пильзенит, лайтакарит и глаукодот.

Жильные минералы. Кварц является главным жильным минералом и представлен различными жилами и прожилками, которые образуют жильные зоны, контролируемые тектоническими нарушениями. Для него характерны различные степени кристалличности от мелко- до крупнозернистого. Авторами были выделены три генерации кварца. Кварц I — молочно-белый, массивный, матовый, непрозрачный с налетами гидроксидов железа, размеры кристаллов до 7 см. Кварц II — серо-белый, средне-, крупнозернистый, образует полупрозрачные агрегаты размером до 3 см. С ним связана основная рудная минерализация. Кварц III — желтовато-белый, сахаровидный, мелко-, среднезернистый, местами мелкодрузовидный, полупрозрачный, размеры кристаллов до 1 см. С ним связаны минералы группы тетрадимита.

Карбонаты в кварцевых жилах представлены анкеритом, кальцитом и сидеритом. Они заполняют прожилки и образуют взаимные срастания с кварцем мощностью до 5 мм. Карбонаты имеют желтоватые, белые пластинчатые и ромбоэдрические выделения.

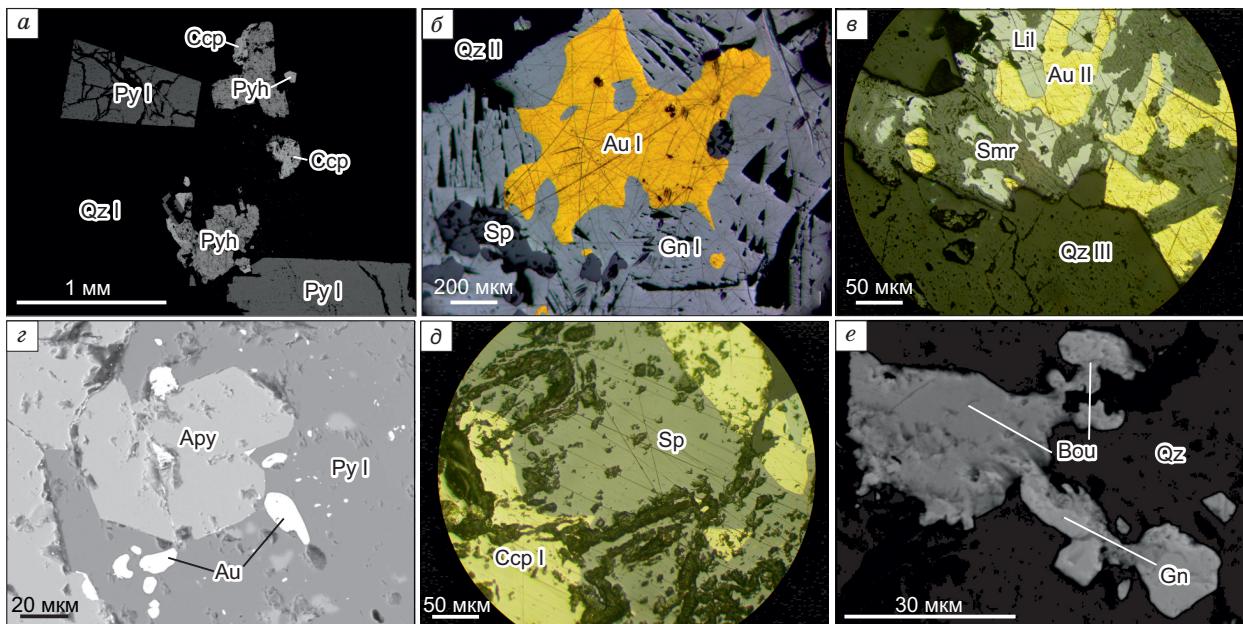


Рис. 3. Стадийность минералообразования Алгоминского рудного узла.

а—в — месторождение Бодороно: а — пирит-пирротин-кварцевая, б — золото-полиметаллическая, в — золото-висмут-теллуридная; г—е — рудопроявление Дывок: г — золото-арсенопирит-пирит-кварцевая, д — пирит-халькопирит-сфалеритовая, е — кварц-буланжеритовая. Ару — арсенопирит, Ру — пирит, Руh — пирротин, Сср — халькопирит, Au — самородное золото, Sp — сфалерит, Gn — галенит, Lil — лиллианит, Smr — смирнит, Bou — буланжерит, Qz — кварц.

Мусковит образует удлиненные пластинчатые выделения до 2 мм в кварце, редко встречается в виде отдельных скоплений в эндоконтактовых частях кварцевых жил.

Рудные минералы. Пирит — основной рудообразующий минерал. Он образует крупные идиоморфные кристаллы, реже аллотриоморфные выделения в ассоциации с кварцем (см. рис. 3, а). Размер зерен достигает до 3 мм. Учитывая особенности морфологии, размера и состава пирита, были выделены две генерации. Пирит I образует метакристаллы, катализированные и корродированные. Размер зерен до 2 мм. По нему развивается гетит. Пирит I образует срастания с пирротином. Содержит примеси Ni (2.48 мас. %) и As (0.5 мас. %). Пирит II представлен крупными выделениями размером до 3 мм. Межзерновые пустоты и трещины пирита II заполнены кварцем и гетитом. Примеси не обнаружены.

Галенит является одним из распространенных минералов. Он встречается в виде вкрапленников, прожилков и гнезд в ассоциации с кварцем, чаще образует крупные аллотриоморфные выделения размером до 7 мм. Галенит представлен двумя генерациями. Галенит I встречается в срастании со сфалеритом, самородным золотом I и кварцем II, что позволяет предполагать их одновременное образование (см. рис. 3, б). Вокруг него развиваются каемки англезита и церуссита. Размер зерен до 7 мм. Не содержит примесей. Галенит II образует единичные включения неправильной формы в ассоциации с кварцем III размером до 0.5 мм. В составе галенита II присутствует примесь Se (3.41 мас. %).

Сфалерит представлен гипидиоморфными выделениями размером до 3 мм. Чаще зерна сфалерита имеют округлую либо изометричную форму. Сфалерит встречается в срастании с галенитом I, самородным золотом I и кварцем II (см. рис. 3, б). Содержит примеси Fe (до 8.65 мас. %) и Cd (до 2.17 мас. %).

Пирротин образует мелкие гипидиоморфные выделения в срастании с кварцем I размером до 0.5 мм (см. рис. 3, а). Он образует сростки с пиритом I и реже халькопиритом. Для него характерен переменный состав $Fe_{0.885-0.893}S$ и недостаток железа относительно троилита (FeS) — крайнего состава твердых растворов $Fe_{1-x}S$ [Пальянова и др., 2019].

Халькопирит встречается в виде зерен неправильных форм в ассоциации с кварцем I (см. рис. 3, а). Размер зерен достигает до 0.5 мм. Чаще халькопирит наблюдается в срастании с пиритом I и пирротином. Редко окаймлен глаукодотом. Не содержит примесей.

Гематит и магнетит представлены крупными корродированными кристаллами, из которых более ранние по отношению к пириту образуют с ним срастания. Реже пирит замещает гематит и магнетит, образуя коррозионные границы и скелетные формы выделения. Размер индивидов до 1 мм. Не содержат примесей.

Лиллианит образует мелкие гипидиоморфные выделения в срастании с самородным золотом II и кварцем III размером до 0.5 мм (см. рис. 3, в). Как более ранний минерал нередко замещается смирнитом. Содержит примеси Ag (3.03 мас. %), Sb (1.48 мас. %) и Te (0.52 мас. %).

Висмутин встречается в виде мелких изометрических либо округлых зерен в срастании с кварцем III. Размер их до 0.1 мм. В ассоциации с самородным золотом II, теллуромисмутитом и лиллианитом он образует сростки, часто содержит включения самородного висмута, стехиометричен.

Лайтакарит, редкий сульфоселенид висмута, найден в тесной ассоциации с висмутином и кварцем III. В химическом составе минерала S не обнаружена, возможно, полностью замещена Se. Лайтакарит встречается в ассоциации с хедлейитом, теллуромисмутитом, самородным висмутом и самородным золотом II, а также с Se-содержащим галенитом II и Se-содержащим хедлейитом.

Самородный висмут представлен вкрапленными выделениями удлиненной и неправильной формы в висмутине, реже образует самостоятельные выделения в ассоциации с кварцем III размером до 0.01 мм.

Глаукодот образует единичные тонкозернистые ксеноморфные выделения в пирите II. Содержит примесь Ni (3.34 мас. %).

Теллуриды висмута. В рудах установлены четыре минерала группы тетрадимита (теллуромисмутит, тетрадимит, хедлейит, пильзенит). *Теллуромисмутит* представлен пентагон-додекаэдрическими и вытянутыми формами индивидов в ассоциации с кварцем III размером от 0.02 до 0.50 мм. Чаще встречается в срастании с висмутином, пирротином, самородным золотом II, самородным висмутом, реже халькопиритом и лиллианитом, который замещается смирнитом по краям выделений. *Тетрадимит* образует изометрические выделения с кварцем III. Размер зерен от 0.3 до 1.5 мм. Отмечается в сростках с пильзенитом и хедлейитом. Последний чаще всего наблюдается в срастании с тетрадимитом и пильзенитом. Размер выделения 0.5 мм. Содержит примесь Se (3.72 мас. %). *Пильзенит* установлен в сростках с хедлейитом и тетрадимитом. Зерна неправильной формы, реже вытянутые, размер в 0.25 мм.

Самородное золото образуется совместно с галенитом, сфалеритом, теллуридами висмута и кварцами двух продуктивных стадий (см. рис. 3, б, в). Размеры индивидов золота варьируют от 0.01 мм до 3.00 мм. Форма золотин разнообразная (прожилковая, ксеноморфная и пластинчатая). В некоторых зернах самородного золота, связанных с висмут-телеуридной минерализацией, установлены округлые и кубические пустоты. Пробность золота варьирует в диапазоне 820—940 %. На месторождении выделены две генерации самородного золота.

Самородное золото I — крупное, имеет прожилковую и ксеноморфную форму зерен размером от 0.01 до 3.00 мм (см. рис. 3, б), со средней пробностью 840—870 %. Чаще находится в срастании с галенитом I и сфалеритом, реже в виде самостоятельных зерен в срастании с кварцем II.

Самородное золото II — мелкое, оно имеет изометрическую и реже прожилковую формы выделений. Размер индивидов составляет от 0.005 до 0.5 мм с высокой пробностью 820—940 %. Встречается в виде самостоятельных выделений в ассоциации с кварцем III, реже находится в срастаниях с лиллианитом, висмутином и теллуромисмутитом (см. рис. 3, в).

Гипергенные минералы. *Гематит* образует натечные выделения, развивается по периферии кристаллов пирита и халькопирита, по спайности карбонатов, образуя частичные псевдоморфозы колломорфной структуры по пириту и каймы вокруг карбонатов.

Церуссит представлен скрытокристаллическими агрегатами и образует каймы вокруг галенита и заполняет его трещины. Размер выделений до 0.1 мм.

Англезит срастается с пиритом и замещает галенит II по периферии кристалла. Размер выделений до 0.5 мм.

Смирнит образует псевдоморфозы колломорфного строения в краевых частях лиллианита и теллуромисмутита.

По результатам структурных взаимоотношений рудных минералов авторы выделили три последовательные стадии гипогенного этапа и один гипергенный этап минералообразования (рис. 4): I — пирит-пирротин-кварцевая; II — золото-полиметаллическая (галенит-сфалеритовая) и III — золото-висмут-телеуридная.

Пирит-пирротин-кварцевая стадия установлена повсеместно во всех трех рудных зонах. Сульфиды отлагались последовательно (пирротин → пирит I) и представлены идиоморфной вкрапленностью пирротина (до 0.5 мм) и пирита I (до 2 мм). Редко отмечается халькопирит. Ранние минералы были частично раздроблены и катализированы, что свидетельствует о тектонических подвижках.

Золото-полиметаллическая стадия встречается во всех трех рудных зонах. Вкрапленники галенита I, сфалерита и самородного золота I образуют прожилки и ассоциируют с кварцем II и отлагаются последовательно (галенит I → сфалерит → самородное золото I). Размер вкрапленников достигает 7 мм. Самородное золото I формирует ксеноморфные выделения в срастании с галенитом I и сфалеритом раз-

Минерал	Гипогенний этап			Гипергенный этап
	Стадия I	Стадия II	Стадия III	
	Пирит-пирротин-кварцевая	Золото-полиметаллическая (галенит-сфалерит)	Золото-висмут-теллуридная	
Кварц	█	█	█	
Кальцит		█		
Анкерит		█		
Сидерит		█		
Церуссит				—
Мусковит	—			
Гематит	—			
Магнетит	—			
Пирротин	█			
Пирит	—			
Глаукодот	—			
Халькопирит	—			
Галенит		█		Se-содержащий галенит
Сфалерит		█		
Лиллианит			█	
Самородное золото		█	█	
Самородный висмут			—	
Висмутин			—	
Теллуровисмутит			—	
Тетрадимит			—	
Лайтакарит			—	
Пильзенит			—	
Хедлейтит			—	
Англезит				—
Гетит				—
Смирнит				—

Рис. 4. Схема последовательности минералообразования месторождения Бодороно.

мером до 3 мм, реже самостоятельные зерна в ассоциации с кварцем II. Кварц II отличается крупнозернистой структурой, полупрозрачный.

Золото-висмут-теллуридная стадия проявлена локально во всех трех рудных зонах и является наиболее поздней. Минералы отлагались в следующей последовательности: висмутин → лиллианит → самородное золото II → самородный висмут → группа тетрадимита (теллуровисмутит, тетрадимит, хедлейтит, пильзенит) → Se-содержащий галенит → лайтакарит. Форма кристаллов группы тетрадимита — изометрическая, лиллианита, висмутина, самородного висмута и лайтакарита — неправильная. Самородное золото II образует самостоятельные изометрические выделения, реже срастается с лиллианитом, теллуровисмутитом и висмутином и ассоциирует с кварцем III. Пробность самородного золота варьирует от 820 до 940 %.

Гипергенный этап проявился после завершения гипогенного этапа вследствие химического и физического преобразования минералов. Эти изменения проявляются в появлении гидроксидов железа и других минералов (церуссита, англезита и смирнита).

Рудопроявление Дывок

На рудопроявлении преобладают прожилково-вкрашенные и массивные текстуры руд. Прожилково-вкрашенная текстура характеризуется крупно-, среднезернистыми выделениями сульфидов в мел-

козернистом кварце с линзой карбоната. Массивная текстура представлена крупнозернистыми агрегатами сульфидов с подчиненным количеством сахаровидного кварца. Структуры руд — равномерно-зернистые, реже наблюдаются колломорфные, концентрически-зональные и замещения.

Руды относятся к умеренно сульфидному типу с содержанием сульфидов до 10—15 %. На данный момент в составе кварцевых жил рудопроявления установлено 15 рудных минералов. Из них в жилах наиболее распространенными являются пирит, арсенопирит и сфалерит (см. рис. 3, г, д). К второстепенным относятся халькопирит, пирротин, галенит и самородное золото. Из редких минералов встречаются буланжерит, гессит, алтайт, волынскийт, меренскийт, мелонит, раклиджит.

Жильные минералы. Кварц является самым распространенным минералом в жилах. Он слагает жилы и прожилки, контролируемые тектоническими нарушениями. Кварц представлен кристаллически-зернистыми и друзовидными агрегатами. Выделены три генерации этого минерала. *Кварц I* — молочно-белый, от мелко- до крупнозернистого, матовый, образует непрозрачные агрегаты. С кварцем I ассоциируют пирит I, арсенопирит, сфалерит и самородное золото с низкой пробностью до 710 %. *Кварц II* — серо-белый, мелко-, среднезернистый, местами мелкодрузовидный, полупрозрачный. С ним срастаются пирит II, халькопирит I и II и сфалерит. *Кварц III* — желтоватый, массивный, полупрозрачный, трещиноватый. По трещинам заполнен гидроксидами железа и карбонатами. С кварцем III ассоциируют пирит III и IV, халькопирит III, пирротин и теллуриды.

Карбонаты в кварцевых жилах представлены анкеритом, кальцитом и сидеритом. Они образуют тесные срастания с кварцем I и III мощностью до 10 мм, реже слагают линзы и гнезда. Иногда встречаются тонкие срастания карбонатов и сульфидов. Карбонаты образуют желтоватые, бежевые, ромбоэдрические и призматические агрегаты.

Барит образует разнозернистые идиоморфные агрегаты и гнезда в ассоциации с кварцем размером до 1 см. Реже в нем встречаются включения галенита, сфалерита.

Серицит образует мелкие чешуйчатые или пятнообразные выделения до 5 мм в ассоциации с кварцем.

Рудные минералы. *Пирит* — главный рудный минерал. Он распространен повсеместно и чаще представлен в виде идиоморфных зерен кубического и округлого облика. Размер их достигает 3 мм. Выделены четыре генерации пирита. *Пирит I* встречается в виде метакристаллов пентагон-додекаэдрического габитуса и включений в срастании с арсенопиритом (см. рис. 3, г). Размер зерен до 2 мм. Реже содержит включения самородного золота, галенита и молибденита. Стехиометричен, примесей не обнаружено. *Пирит II* наблюдается в виде микропроявок размером до 1.5 мм. Он находится в ассоциации со сфалеритом и халькопиритом I. Не содержит примесей. *Пирит III* образует мелкозернистые идиоморфные агрегаты в виде кайм вокруг марказита размером до 0.1 мм. Не содержит примесей.

Арсенопирит — второй по распространенности сульфид. Обычно образует катализированные и корродированные призматические формы кристаллов в срастании с пиритом I и самородным золотом размером до 3 мм (см. рис. 3, г). Содержит примесь Co (до 7.21 мас. %).

Сфалерит так же, как и пирит, и арсенопирит, является одним из распространенных минералов. Сфалерит встречается в срастании с пиритом II, халькопиритом и галенитом в виде аллотриоморфно-зернистых скоплений (см. рис. 3, д). Размер зерен до 4 мм. Характерной особенностью сфалерита является развитие в нем эмульсиевидных включений халькопирита. Содержит примесь Fe (до 12.97 мас. %).

Халькопирит образует массивные агрегаты и прожилки в срастании с пиритом II, сфалеритом и пирротином, реже встречается в виде эмульсиевидных включений в сфалерите. Минерал представлен тремя генерациями. Халькопирит I наиболее часто ассоциирует с пиритом II и сфалеритом, образуя аллотриоморфные выделения размером до 1—2 мм (см. рис. 3, д). Стехиометричен, примесей не обнаружено. Халькопирит II представлен эмульсиевидными вкраплениями в сфалерите. Форма вкраплений округлая и каплевидная, распределение их носит закономерный характер в виде полос. Размер зерен до первых микрон. Не содержит примесей. Халькопирит III встречается в срастании с пирротином и в виде ксеноморфных выделений в нем, реже на периферии зерен пирита IV, размером до 0.5 мм. Стехиометричен, примесей не обнаружено.

Пирротин представлен в виде гипидиоморфно-зернистых агрегатов размером до 1—2 мм. Для него характерны широкие вариации концентраций железа, выходящие за интервал составов пирротинового твердого раствора ($Fe_{1-x}S$).

Марказит формирует сферолиты колломорфного строения, часто обрастают оторочками более позднего пирита III. Размер зерен до 3 мм. Ассоциирует с пирротином, реже с халькопиритом и галенитом. Содержит примесь Co (до 0.81 мас. %).

Галенит встречается повсеместно, но в небольших количествах. Он обнаружен в виде тонкозернистых ксеноморфных выделений в арсенопирите, пирите, сфалерите и кварце. Реже образует сростки с арсенопиритом, буланжеритом и сфалеритом. Размер зерен от первых микрон до 0.4 мм. Содержит примесь Fe (до 3.63 мас. %).

Молибденит встречается редко в срастании с пиритом и образует мелкие выделения в ассоциации с кварцем I размером до 0.01 мм.

Буланжерит слагает микропрожилки в срастании с кварцем, а также игольчатые и ксеноморфные выделения, размером до 0.04 мм и встречается в ассоциации с галенитом (см. рис. 3, e). Не содержит примесей.

Теллуриды Pb, Bi, Ag, Pd, Ni. Среди теллуридов установлены шесть минералов. Они представлены *гесситом*, *алтаитом*, *волынскимитом*, *меренскимитом*, *мелонитом* и *раклиджитом*. Теллуриды образуют мелкие выделения и встречаются в виде ксеноморфных включений в пирротине, реже в гетите, спорадически в пирите III и халькопирите III. Размеры выделений этих минералов не превышают 0.01 мм. Не содержат примесей.

Самородное золото чаще встречается в интерстициях зерен, реже в виде ксеноморфных выделений в арсенопирите, пирите I и сфалерите (см. рис. 3, г). Форма выделений близкая к неправильной — ксеноморфная, реже изометрична — округлая. Зерна золота преимущественно субмикроскопические — 0.01 до 0.03 мм. Пробность золота варьирует от 630 до 820 %.

Гипергенные минералы. *Гетит* развивается по пириту III, пирротину и халькопириту III, образуя плотные агрегаты колломорфного строения, часто содержащие их реликты. Реже гетит встречается в интерстициях зерен пирротина и пирита III, заполняя трещины и пустоты в них.

Англезит образует корковидные выделения по галениту, реже заполняет трещины в нем и окаймляет его кристаллы по периферии. Размер выделений до 0.1 мм.

На основе изучения текстурно-структурных особенностей и минерального состава руд выделены четыре стадии гипогенного этапа (рис. 5): I — золото-арсенопирит-пирит-кварцевая; II — пирит-халькопирит-сфалеритовая; III — кварц-буланжеритовая; IV — теллуридная и один гипергенный этап.

Золото-арсенопирит-пирит-кварцевая стадия встречена в рудной зоне 1, 2 и 3. Наиболее ранний минерал стадии — пирит I, наблюдающийся в виде метакристаллов пентагондодекаэдрического габитуса в срастании с кварцем I или в виде включений в арсенопирите. Арсенопирит встречается в виде призматических кристаллов и их сростков длиной до 3 мм в ассоциации с кварцем I. Начинал кристаллизоваться несколько позже пирита I, так как постоянно содержит включения его кристаллов, нередко окаймляя выделения пирита. Самородное золото формирует ксеноморфные и изометричные выделения в пирите I и арсенопирите размером до 0.03 мм.

Пирит-халькопирит-сфалеритовая стадия большей частью выполняет друзовые полости в кварце II и ранних сульфидах, реже отмечаются явления пересечения и коррозии минералов золото-арсенопирит-пирит-кварцевой стадии в рудной зоне 1 и 2. Сфалерит нередко содержит вкрапленность халькопирита III, располагающуюся вдоль трещин спайности сфалерита, реже наблюдающуюся в виде пятнообразных скоплений. Сфалерит обрастают зерна пирита I и арсенопирита, иногда корродирует зерна последнего. Размер выделений сфалерита определяется в основном размером друзовых полостей и в отдельных случаях достигает до 4 мм. Пирит II обнаруживается в виде микропрожилков размером до 1.5 мм. Он находится в ассоциации со сфалеритом и халькопиритом I. Не содержит примесей. Халькопирит I пересекает пирит I и арсенопирит вместе с кварцем II и образует сростки со сфалеритом. Еще более редок галенит, также наблюдающийся в сростках со сфалеритом.

Кварц-буланжеритовая стадия встречена спорадически в рудной зоне 1, в которой буланжерит отмечается в виде одиночных иголочек в срастании с кварцем, реже наблюдается в ассоциации с галенитом.

Теллуридная стадия образует тонкодисперсную вкрапленность в пирротине, реже в гетите, спорадически в пирите III и халькопирите III в рудной зоне 3.

Гипергенный этап представлен гетитом и англезитом. За счет окисления галенита образуется англезит. Пирит III, пирротин и халькопирит III замещаются гетитом.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Месторождение Бодорон. Индивидуальные флюидные включения изучены в кварце II золото-полиметаллической стадии из всех трех рудных зон и в кварце III золото-висмут-теллуридной стадии из рудных зон 1 и 2. В кварце I пирит-пирротиновой стадии не удалось обнаружить ФВ из-за непрозрачности.

В двусторонне-полированных пластинках были установлены первичные и вторичные флюидные включения. Вторичные включения не подверглись изучению из-за мелких размеров. По фазовому составу при комнатной температуре первичные включения в кварце II золото-полиметаллической стадии подразделены на три типа (рис. 6, а–в): однофазные, двухфазные и трехфазные. Однофазные (Γ_{CH_4}) ФВ — существенно газовые размером от 100 до 150 мкм, кляксовидные (см. рис. 6, а). Доля газовой фазы составляет до 100 об. %. Двухфазные ($\Gamma_{\text{CO}_2 + \text{ЖH}_2\text{O}}$) включения — газово-жидкие размером 10—100 мкм, округлые, неправильные, вытянутые, количество газовой фазы до 20 об. % (см. рис. 6, б). Трех-

Минерал	Гипогенный этап				Гипергенный этап
	Стадия I	Стадия II	Стадия III	Стадия IV	
	Золото-арсенопирит-пирит-кварцевая	Пирит-халькопирит-сфалеритовая	Кварц-буланжеритовая	Теллуридная	
Кварц	██████	██████	██████	—	
Кальцит	██████	██████	—	—	
Анкерит	██████	██████	—	—	
Сидерит	██████	██████	—	—	
Барит	—	—	—	—	
Серицит	—	—	—	—	
Пирит	██████	██████	—	██████	
Арсенопирит	██████	—	—	—	
Пирротин	—	—	—	██████	
Молибденит	—	—	—	—	
Сфалерит	—	██████	—	██████	
Халькопирит	—	██████	—	—	
Марказит	—	—	—	██████	
Галенит	—	—	—	—	
Самородное золото	—	—	—	—	
Буланжерит	—	—	██████	—	
Алтait	—	—	—	██████	
Волынскит	—	—	—	—	
Гессит	—	—	—	██████	
Мелонит	—	—	—	—	
Меренскиит	—	—	—	—	
Раклиджит	—	—	—	—	
Гетит	—	—	—	██████	██████
Англезит	—	—	—	—	—

Рис. 5. Схема последовательности минералообразования рудопроявления Дывок.

фазные ($\Gamma_{\text{CO}_2+\text{CH}_4} + \mathcal{K}_{\text{CO}_2} + \mathcal{K}_{\text{H}_2\text{O}}$) ФВ — водно-углекислотные размером от 10 до 100 мкм, округлые, угловатые, вытянутые, с формой отрицательной огранки (см. рис. 6, в). Газовый пузырек занимает около 20 об. %. Включения второго типа гомогенизируются ($T_{\text{ром}}$) в жидкую фазу при среднетемпературных значениях 270—300 °C (табл. 1). Температура эвтектики ($T_{\text{эвт}}$) варьирует в интервале –20.5...–23.8 °C, что свидетельствует о NaCl- H_2O солевой системе растворов с возможной примесью KCl [Борисенко, 1977]. Температура плавления льда ($T_{\text{пл. льда}}$) в этих включениях равна –1.5...–3.0 °C, что соответствует концентрации солей растворов 2.6—5.0 мас. % NaCl-экв. (рис. 7, а) [Bodnar, Vityk, 1994]. Жидкая углекислота ($\mathcal{K}_{\text{CO}_2}$) во включениях третьего типа гомогенизируется в газ при температурах 29—30 °C. По данным рамановской спектроскопии, газовая фаза ФВ третьего типа состоит из смеси CO₂ (68.4 мол. %) и CH₄ (31.6 мол. %) [Frezotti et al., 2012]. В кварце III золото-висмут-теллуридной стадии были найдены первичные включения двух типов (см. рис. 6, г, д): 1) двухфазные ($\Gamma_{\text{CO}_2} + \mathcal{K}_{\text{H}_2\text{O}}$) — газово-жидкие размером от 10 до 70 мкм, округлые, неправильные, вытянутые, газовая фаза составляет до 40 об. % (см. рис. 6, г); 2) трехфазные ($\Gamma_{\text{CO}_2+\text{CH}_4+\text{N}_2} + \mathcal{K}_{\text{CO}_2} + \mathcal{K}_{\text{H}_2\text{O}}$) — водно-углекислотные размером 10—100 мкм, округлые, угловатые, с формой отрицательной огранки (см. рис. 6, д). Газовый пузырек занимает около 20 об. %. Включения второго типа гомогенизируются ($T_{\text{ром}}$) в жидкую фазу при более низких значениях 145—200° C (см. табл. 1). $T_{\text{эвт}}$ лежит в интервале от –21.2 до –37.2 °C, где, вероятно, в растворе преобладают хлориды Na, а более низкие значения $T_{\text{эвт}}$ указывают предположительно на присутствие FeCl₂ и MgCl₂. Концентрация солей в растворе низкая и варьирует от 1.9 до 3.4 мас. % NaCl-экв. (см. рис. 7, а). $\mathcal{K}_{\text{CO}_2}$ во включениях третьего типа гомогенизируется в газ при $T_{\text{ром}} = 28$ —29°C. По данным рамановской спектроскопии газовая составляющая ФВ третьего типа представлена CO₂ (95.2 мол. %), N₂ (2.9 мол. %) и CH₄ (1.9 мол. %).

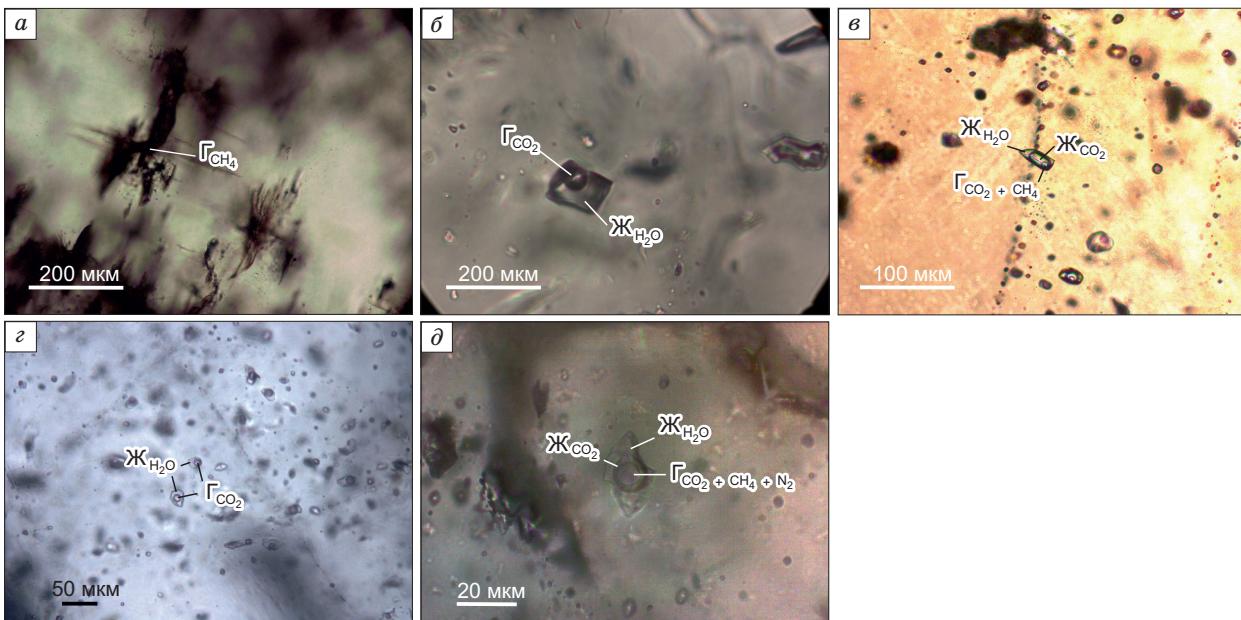


Рис. 6. Типы первичных флюидных включений в кварце месторождения Бодорено.

а—в — кварц II золото-полиметаллической стадии; г, д — кварц III золото-висмут-теллуроидной стадии; а — однофазные; б, г — двухфазные; в, д — трехфазные. Г — газ, Ж — жидкость.

Рудопроявление Дывок. Флюидные включения изучены в кварце I золото-арсенопирит-пиритовой стадии из рудной зоны 1 и 3, в кварце II пирит-халькопирит-сфалеритовой стадии из рудной зоны 2 и в кварце III теллуроидной стадии из рудной зоны 2. В кварце буланжеритовой стадии не удалось обнаружить ФВ.

В кварце трех минеральных стадий были обнаружены первичные, первично-вторичные и вторичные включения. Вторичные включения не подвергались изучению из-за мелких размеров < 5 мкм. По фазовому составу при комнатной температуре первичные включения в кварце I золото-арсенопирит-пиритовой стадии подразделены на два типа (рис. 8, а—в): 1) двухфазные ($\Gamma_{\text{CO}_2} + \text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}$) включения — газово-жидкие размером 10—40 мкм, округлые, неправильные, вытянутые, количество газовой фазы до 30 об. % (см. рис. 8, а); 2) трехфазные ($\Gamma_{\text{CO}_2+\text{CH}_4} + \text{Ж}_{\text{CO}_2} + \text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{CO}_3^{2-}$ + твердая фаза) ФВ — водно-углекислотные размером от 10 до 70 мкм, округлые, вытянутые, с формой отрицательной огранки (см.

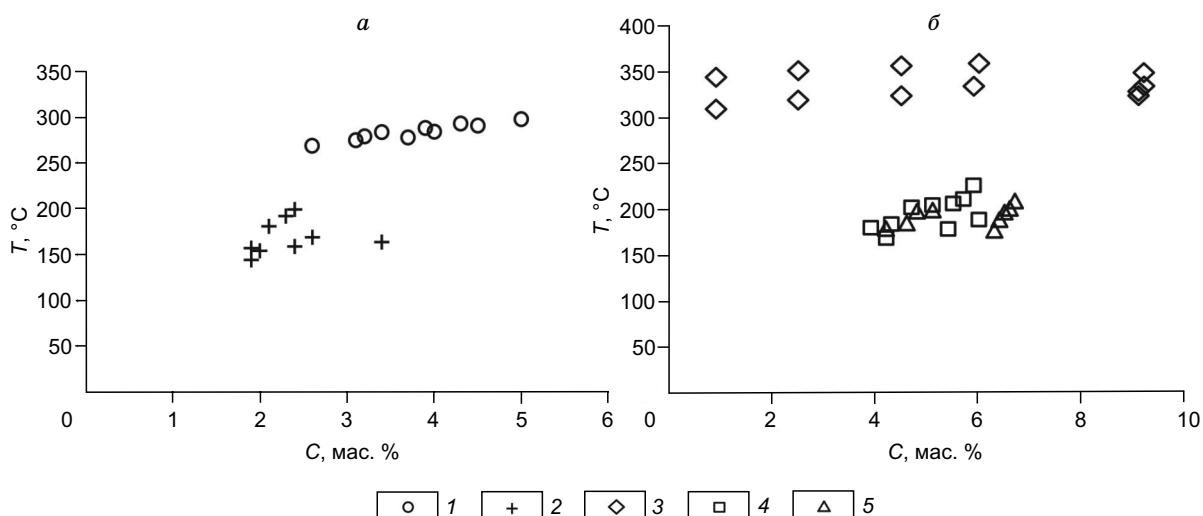


Рис. 7. Диаграмма температура—концентрация ФВ II типа в кварце Алгоминского рудного узла.

а — месторождение Бодорено; б — рудопроявление Дывок. 1—5 — стадии: 1 — золото-полиметаллическая, 2 — золото-висмут-теллуроидная, 3 — золото-арсенопирит-пирит-кварцевая, 4 — пирит-халькопирит-сфалеритовая, 5 — теллуроидная.

Таблица 1. Результаты криотермометрии ФВ в кварце Алгоминского рудного узла

Минеральная стадия	Тип ФВ	Вид ФВ	Вид гомог.	<i>n</i>	<i>T_{том}</i>	<i>T_{эвт}</i>	<i>T_{пл.льда}</i>	<i>T_{том. CO₂}</i>	<i>C_{солей, мас.% NaCl-экв.}</i>	Состав солей												
					°C																	
Месторождение Бодорено																						
Рудная зона 1																						
Au-Polym	II	П	Ж	12	270—285	-21.0...-23.8	-1.5...-2.0	—	2.6—3.4	Na												
	III	»	Г	6	—	—	—	29.0—30.0	—	»												
Au-Bi-Te	II	»	Ж	12	158—165	-30.0...-37.2	-1.1...-2.0	—	1.9—3.4	Na,Fe,Mg												
	III	»	Г	5	—	—	—	28.3—28.8	—	»												
Рудная зона 2																						
Au-Polym	II	П	Ж	10	280—297	-20.5...-21.7	-1.9...-3.0	—	3.2—5.0	Na												
	III	»	Г	5	—	—	—	29.0—29.5	—	»												
Au-Bi-Te	II	»	Ж	7	145—170	-21.2...-35.7	-1.1...-1.5	—	1.9—2.6	Na,Fe,Mg												
	III	»	Г	5	—	—	—	28.0—29.0	—	»												
»	II	»	Ж	14	182—200	-25.4...-37.0	-1.2...-1.4	—	2.1—2.4	Na,Fe,Mg												
	III	»	Г	8	—	—	—	28.5—29.0	—	»												
Рудная зона 3																						
Au-Polym	II	П	Ж	15	279—292	-20.5...-23.8	-2.2...-2.7	—	3.7—4.5	Na												
	III	»	Г	7	—	—	—	29.5—30.0	—	»												
Рудопроявление Дывок																						
Рудная зона 1																						
Au-Apy-Py-Q	II	П	Г	15	345—360	-30.0...-35.0	0.5...-3.7	—	0.9—6.0	Mg,Fe,Na												
	III	»	Ж	10	—	—	—	29.6—30.5	—	»												
»	II	»	Г	12	310—335	-33.0...-35.3	0.5...-3.6	—	0.9—5.9	Mg,Fe,Na												
	III	»	Ж	7	—	—	—	29.3—30.2	—	»												
Рудная зона 3																						
Au-Apy-Py-Q	II	П	Г	14	325—350	-30.0...-35.0	-5.9...-6.0	—	9.1—9.2	Mg,Fe,Na												
	III	»	Ж	9	—	—	—	29.9—30.3	—	»												
Py-Ccp-Sp	II	П-В	Г	28	181—227	-18.5...-21.7	-2.3...-3.6	—	3.9—5.9	Na												
	»	II	»	12	170—190	-18.5...-22.4	-2.5...-3.7	—	4.2—6.0	»												
Tel	II	»	»	8	160—213	-21.7...-22.0	-3.9...-4.2	—	6.3—6.7	»												
	III	»	Ж	6	—	—	—	30.0—30.5	—	»												
»	II	»	Г	13	180—200	-20.6...-24.0	-2.5...-3.2	—	4.2—5.1	Na												
	III	»	Ж	5	—	—	—	30.1—30.5	—	—												

Примечание. Вид флюидных включений: П — первичные, П-В — первично-вторичные, Au-Polym — золото-полиметаллическая и Tel — теллуридная стадии. Остальные обозн. см. на рис. 3.

рис. 8, б, в). Газовый пузырек занимает около 50 об. %. Включения второго типа гомогенизируются в жидкую фазу при среднетемпературных значениях 310—360 °C (см. табл. 1). *T_{эвт}* варьирует в интервале от -30.0...-35.3 °C, что свидетельствует о NaCl-H₂O солевой системе растворов с возможной примесью MgCl₂ и FeCl₂. *T_{пл.льда}* в этих включениях равна -0.5...-6.0 °C, что соответствует концентрации солей растворов 0.9—9.2 мас. % NaCl-экв. (см. рис. 8, б). Ж_{CO₂} во включениях третьего типа гомогенизируется в газ при температурах 29.3—30.5 °C. По данным рамановской спектроскопии, в газовой фазе ФВ третьего типа абсолютно преобладает CO₂ (97.0 мол. %) и следы CH₄ (3.0 мол. %). В виде твердых фаз обнаружен давсонит (NaAlCO₃(OH)₂) и самородная сера (S). В составе водного раствора постоянно присутствует карбонат-ион (CO₃²⁻). В кварце II пирит-халькопирит-сфалеритовой стадии были найдены первично-вторичные включения одного типа: двухфазные (Ж_{CO_{2+CH₄}}+Ж_{H₂O}) — газово-жидкие, размером от 10 до 100 мкм, неправильные, количество газовой фазы — до 20 об. % (см. рис. 8, г). Гомогенизация в жидкую фазу во втором типе включений происходит при более низких значениях 170—227 °C (см. табл. 1). *T_{эвт}* лежит в интервале от -18.5 до -22.4 °C, где, вероятно, в растворе преобладают хлориды Na. Концентрация солей в растворе низкая и варьирует от 3.9 до 6.0 мас. % NaCl-экв. (см. рис. 7, б). По данным рамановской спектроскопии, газовая составляющая ФВ второго типа представлена CO₂

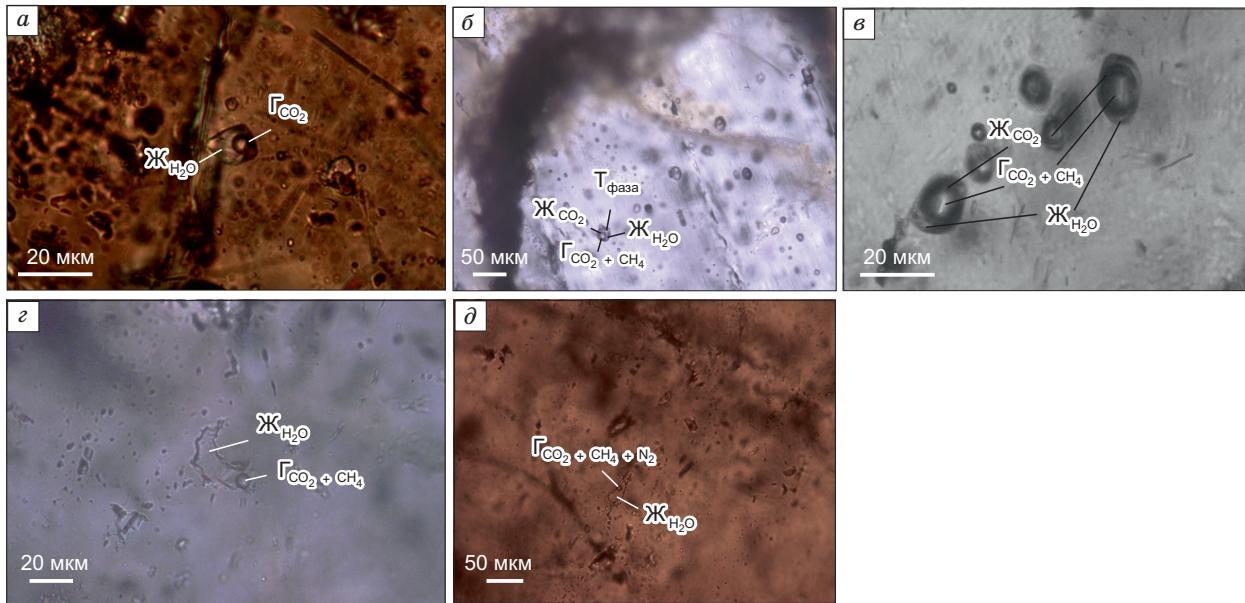


Рис. 8. Типы первичных и первично-вторичных флюидных включений в кварце рудопроявления Дывок.

а—в — кварц I золото-арсенопирит-пиритовой стадии, г — кварц II пирит-халькопирит-сфалеритовой стадии, д — кварц III теллуридной стадии; а, г, д — двухфазные; б, в — трехфазные. Г — газ, Ж — жидкость, Т_{фаза} — твердая фаза.

(95.9 мол. %) и CH₄ (4.1 мол. %). По фазовому составу при комнатной температуре первичные и первично-вторичные включения в кварце III теллуридной стадии подразделены на два типа: двухфазные и трехфазные. Двухфазные ($\Gamma_{\text{CO}_2 + \text{CH}_4} + \text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}$) включения — газово-жидкие размером 10—60 мкм, неправильные, вытянутые, количество газовой фазы до 20 об. % (см. рис. 8, д). Трехфазные ($\Gamma_{\text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2} + \text{Ж}_{\text{CO}_2} + \text{Ж}_{\text{H}_2\text{O}}$) ФВ — водно-углекислотные размером от 10 до 40 мкм, вытянутые, с формой отрицательной огранки. Газовый пузырек занимает около 20 об. %. Включения второго типа гомогенизируются в жидкую фазу при низкотемпературных значениях 160—213 °C (см. табл. 1). $T_{\text{варт}}$ варьирует в интервале от −20.6...−24.0 °C, что свидетельствует о NaCl-H₂O солевой системе растворов. $T_{\text{пл. льда}}$ в этих включениях равна −2.5...−4.2 °C, что соответствует концентрации солей растворов 4.2—6.7 мас. % NaCl-экв. (рис. 8, б). Ж_{CO₂} во включениях третьего типа гомогенизируется в газ при температурах 30.0—30.5 °C. По данным рамановской спектроскопии, газовая фаза ФВ третьего типа состоит из смеси CO₂, CH₄ и N₂.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

³⁹Ar/⁴⁰Ar исследования проведены для двух образцов Алгоминского рудного узла: мусковита с контактовой части метасоматита и кварцевой жилы рудной зоны 1 месторождения Бодороно и серицита из кварцевой жилы рудной зоны 3, содержащей золото-арсенопирит-пиритовую минерализацию, рудопроявления Дывок.

В возрастном спектре мусковита из кварцевой жилы рудной зоны 1 (обр. 9-К-16) месторождения Бодороно выделяется четкое плато, характеризующееся значением 150.2 ± 1.8 млн лет, СКВО = 0.66, доля выделенного ³⁹Ar, составляющей 99.6 %; для обоих минералов наблюдается кондиционное плато (рис. 9). В спектре серицита из кварцевой жилы рудной зоны 3 (обр. 262/4) рудопроявления Дывок также выделяется кондиционное плато, возраст 124.9 ± 1.5 млн лет СКВО = 1.3, доля выделенного ³⁹Ar составляет 95.6 % [Кардашевская и др., 2022].

Для оценки источника вещества с помощью анализа изотопного состава свинца использовано 11 монофракций сульфидов (галенит, пирит, сфалерит, халькопирит и пирротин) независимо от минеральных стадий, которые характеризуют три рудные зоны месторождения Бодороно. Измеренные изотопные отношения свинца для изученных сульфидов варьируют в пределах: для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 16.40 до 18.58, для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 15.29 до 15.63 и для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 36.23 до 38.87 (табл. 2) [Кардашевская, 2022]. Изотопный состав свинца из различных галенитов рудной зоны 1 демонстрирует абсолютную однородность в пределах точности измерения. В то же время изотопные характеристики свинца в других суль-

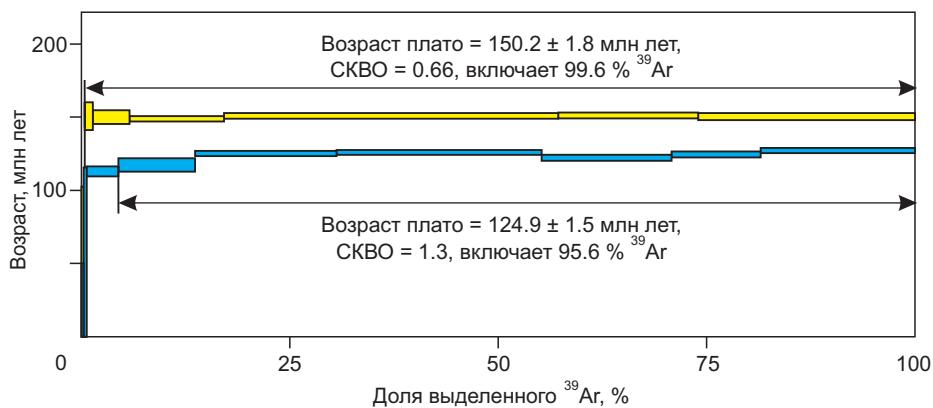


Рис. 9. Возрастные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры слюд из кварцевых жил Алгоминского рудного узла.

Желтый цвет — мусковит месторождения Бодороно (обр. 9-К-16), синий цвет — серицит рудопроявления Дывок (обр. 262/4).

фидах из различных зон месторождения показывают существенный разброс значений на двух диаграммах изотопных отношений Pb.

Для оценки источника рудного вещества изучен изотопный состав серы сульфидов из золотоносных кварцевых жил рудопроявления Дывок [Кардашевская, 2022]. Нами изучен изотопный состав трех образцов, состоящих из пирротина, пирита и сфалерита из рудных зон 1, 3 и 4. Получен узкий диапазон значений изотопного состава серы сульфидов: для пирротина из рудной зоны 3 $\delta^{34}\text{S}$ составляет 2.9 ‰; для пирита и сфалерита из рудных зон 1 и 4 $\delta^{34}\text{S} = 4.5$ ‰. Расчет изотопного состава серы в H_2S равновесного флюида для температуры 250 °C показывает значение 2.2 ‰ в сфалерите и 3.0 ‰ в пирите [Ohmoto, Rye, 1979].

Изотопный состав кислорода определялся для жильного кварца золото-полиметаллической стадии из рудной зоны 1 и золото-висмут-теллуридной стадии из рудной зоны 2 месторождения Бодороно. Значения $\delta^{18}\text{O}$ кварца золото-полиметаллической и золото-висмут-теллуридной стадий практически одинаковые и изменяются соответственно от 14.0 до 14.2 ‰ и от 12.6 до 16.1 ‰. Изотопный состав кислорода равновесного флюида для кварца II золото-полиметаллической стадии при 300 °C и кварца III золото-висмут-теллуридной стадии при 200 °C демонстрирует значения в интервале 7.1—7.3 и 1.0—4.5 ‰ [Sharp et al., 2016]. Для изучения изотопного состава кислорода в кварце рудопроявления Дывок были отобраны образцы из золото-арсенопирит-пиритовой ассоциации рудной зоны 2 и теллуридной

Таблица 2. Изотопный состав Pb сульфидов месторождения Бодороно

Образец	Минерал	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Рудная зона 1				
2-АН-12	Галенит	16.6186	15.3934	36.4729
3-АН-12	»	16.6097	15.3633	36.4438
4-АН-12	»	16.617	15.404	36.4927
2-К-16	»	16.6121	15.394	36.4497
2-АН-12	Пирит	17.0105	15.4363	37.4427
6-АН-12	»	17.1501	15.481	36.3332
4-К-16	»	17.5397	15.4455	36.232
7-К-16	Сфалерит	18.0648	15.495	38.4631
Рудная зона 2				
1-К-16	Халькопирит	16.6258	15.3924	36.8453
5-К-16	Пирит	16.8141	15.2962	37.0249
Рудная зона 3				
6-К-16	Пирит	18.4485	15.5811	38.3026
»	»	18.5827	15.6351	38.874
017/1	Пирротин	16.4053	15.3142	36.5988

ассоциации рудной зоны 3. Значение $\delta^{18}\text{O}$ кварца ранней стадии составило 17.3 %. Кварц теллуридной стадии характеризуется величинами $\delta^{18}\text{O}$ в узком диапазоне от 12.2 до 12.4 %. Кварц I золото-арсено-пирит-пиритовой стадии кристаллизовался при 350 °C из флюида, значения $\delta^{18}\text{O}$ которого равны 12.0 %. Величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ флюида, из которого отлагался поздний кварц теллуридной стадии при 200 °C, лежат в диапазоне 0.6—0.8 %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные минералогические, термобарогеохимические и изотопные исследования позволяют сделать некоторые выводы об условиях образования руд Алгоминского рудного узла. Для выяснения формационной принадлежности месторождения Бодороно и рудопроявления Дывок было проведено сравнение по ряду признаков с различными типами золоторудных месторождений.

Месторождение Бодороно. Для данного объекта характерен сложный процесс рудообразования с четким выделением ранней — пирит-пирротин-кварцевой, средней — золото-полиметаллической и поздней — золото-висмут-теллуридной стадий минералообразования. Характерной особенностью месторождения является присутствие поздней золото-висмут-теллуридной минерализации. Она проявлена во многих типах (эптермальных, порфировых, плутоногенно-гидротермальных) месторождений золота [Thompson et al., 1999; Hart et al., 2000; Lang, Baker, 2001; Лотина, 2011; Редин, Козлова, 2014; Гвоздев и др., 2016, 2020]. Также отмечается присутствие теллуридов висмута в орогенных месторождениях золота [Kelley et al., 1998; Vielreicher et al., 2016; Кондратьева и др., 2018].

По данным изучения флюидных включений можно сделать вывод, что в формировании месторождения Бодороно принимали участие два типа хлоридно-натриевых флюидов: среднетемпературный низкой солености с углекислотой и метаном в газовой фазе и низкотемпературный с примесью железа и магния, с низкой концентрацией солей, в составе газовой фазы которого присутствует углекислота, метан и азот. Значения величин температур, солености и газовой составляющей флюидов месторождения располагаются в интервале значений флюидов, характерных для орогенных месторождений золота [Бортников и др., 1996, 2007; Горячев и др., 2008; Goldfarb, Groves, 2015; Гибшер и др., 2019; Прокофьев и др., 2020; Извекова и др., 2021].

По результатам проведенного $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ исследования слюды установлено, что возраст метасоматического мусковита из месторождения Бодороно составляет 150.2 ± 1.8 млн лет. Помимо результатов данного исследования, опубликованы другие геохронологические данные для золоторудных объектов Алдано-Станового щита, имеющие близкий (155—125 млн лет) возраст и отвечающие этапу позднемезозойской тектономагматической активизации региона [Моисеенко и др., 1997, 1999; Мигута, 2001; Степанов, Мельников, 2014; Борисенко и др., 2017; Шатова и др., 2019; Гаськов и др., 2023].

На изотопных диаграммах (рис. 10) составы сульфидов из месторождения Бодороно демонстрируют существенную дисперсию изотопного отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Принимая во внимание, что сульфиды характеризуются низким отношением U/Pb, наблюдаемая дисперсия не может быть объяснена различной степенью накопления радиогенного Pb с момента кристаллизации минералов. Соответственно, эта дисперсия может быть следствием перераспределения Pb между минералами, вызванного вторичными процессами. Согласно полученным оценкам, время формирования рудно-метасоматической системы Бодороно составляет 150 млн лет, и влияние вторичных процессов на Pb изотопную систему сульфидов после этого времени можно исключить. Еще одним объяснением наблюдаемой дисперсии может быть то, что сульфидная минерализация в пределах рудной системы Бодороно была сформирована ранее до мезозойского этапа эндогенной активизации, в ходе которого произошла частичная перекристаллизация сульфидов и перераспределение Pb между ними и существующими минералами с более высоким отношением U/Pb. Следует отметить, что галениты второй рудной зоны демонстрируют гомогенный изотопный состав Pb и наиболее низкое отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по сравнению с другими сульфидами этой рудной зоны. Это объясняется тем, что галенитам свойственны предельно высокая концентрация обычного Pb, что нивелирует влияние на первичные изотопные характеристики Pb в галените возможного привноса радиогенного Pb из существующих минералов, в отличие от других сульфидов с более низкими концентрациями Pb. Таким образом, галениты в наибольшей степени отражают первичный изотопный состав рудного Pb месторождения Бодороно.

На диаграмму изотопных характеристик Pb вынесены данные для галенитов из месторождения Бамское [Неймарк и др., 1996], которое, как и Бодороно, относится к Становой золотоносной провинции. На диаграмме видно, что изотопные характеристики Pb в галенитах указанных месторождений находятся слева от геохроны, отражая участие в формировании рудной минерализации этих месторождений древнего источника с изотопными параметрами Pb нижней коры. Месторождение Бодороно, как и Бамское месторождение, приурочено к зонам тектонического меланжа, сложеннымными раннедокембрийскими (AR_2-PR_1) метаморфизованными комплексами. Изотопные характеристики Pb месторождения

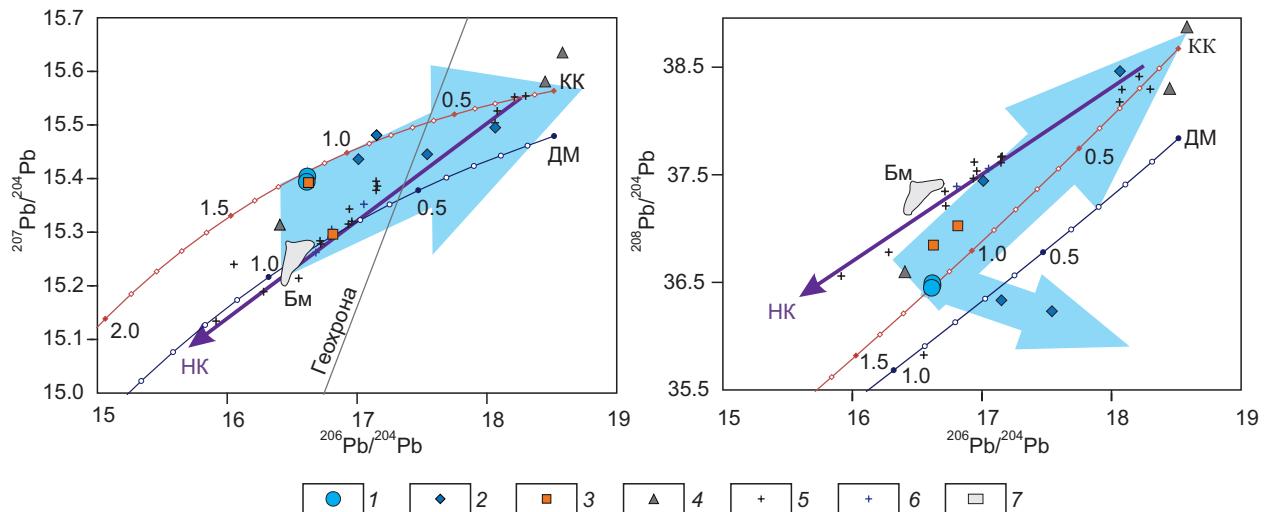


Рис. 10. Диаграммы в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для сульфидов месторождения Бодорено.

1—4 — месторождения Бодорено: 1 — рудная зона 1, галенит, 2 — рудная зона 1, 3 — рудная зона 2, 4 — рудная зона 3, 5 — позднестановой комплекс, 6 — Чубачинский массив, 7 — Бамское месторождение.

На диаграммах приведены тренды изотопной эволюции Pb в деплектированной мантии (ДМ), согласно модели Крамерса—Толстикова [Kramers, Tolstikhin, 1997], и в континентальной коре (КК), по [Ларин и др., 2021]. Кроме того, на диаграмме показаны Pb-изотопные данные для золоторудного месторождения Бамское (Бм), расположенного в южной части Алдано-Станового щита [Неймарк и др., 1996], и гранитов позднестанового комплекса [Ларин и др., 2018]. Большие голубые стрелки — тренды перераспределения изотопов Pb в ходе мезозойской активизации. Тонкая фиолетовая стрелка — тренд смешения мезозойских гранитов. НК — нижнекоровый источник.

Бамские лежат на тренде мезозойских гранитов позднестанового комплекса, который является результатом участия двух древнекоровых источников с различными соотношениями $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ [Ларин и др., 2018]. Такое положение объясняется тем, что Бамское месторождение структурно приурочено к Чубачинскому гранитному массиву, относящемуся к позднестановому комплексу, и имеет с ним генетическую связь.

Изотопные характеристики Pb в галенитах месторождения Бодорено на диаграммах изотопных отношений Pb находятся в стороне от тренда смешения мезозойских гранитов. Таким образом, в изотопных характеристиках рудного Pb месторождения Бодорено не фиксируется явного участия древнего нижнекорового компонента. Месторождение Бодорено расположено к северу от пояса мезозойских гранитных plutонов и структурно приурочено к позднеархейским метавулканитам, вещественно отвечающим архейской ювенильной коре. Соответственно, изотопный состав рудного Pb в месторождении Бодорено должен отражать состав вмещающих пород. На диаграммах изотопных отношений Pb видно, что изотопный состав Pb в галенитах месторождения Бодорено располагается на тренде эволюции континентальной коры Алданского щита [Ларин и др., 2021]. При этом положение точек галенитов отвечает более древнему Pb модельному возрасту (> 1.2 млрд лет) относительно полученного возраста оруденения 150 млн лет.

Вышерассмотренные особенности изотопного состава рудного Pb в месторождении Бодорено указывают на то, что сульфидная (а возможно, и рудная) минерализация в пределах рудного узла могла сформироваться в докембрийский этап развития региона в ходе процессов орогении, сопровождавшихся метаморфическими преобразованиями пород [Глебовицкий и др., 2009]. Источником рудного Pb при этом служила архейская кора Алданского щита. Мезозойский этап эндогенной активизации мог привести к перераспределению рудного вещества. Ранее примерами полистадийного формирования рудных систем рассматривались золоторудные месторождения Сухой Лог в Северном Забайкалье и Олимпиада в Енисейском Кряже [Yakubchuk et al., 2014].

Результаты исследования изотопного состава кислорода в кварце II золото-полиметаллической стадии и в кварце III золото-висмут-теллуридной стадии сходны с значениями $\delta^{18}\text{O}$ для мезотермальных золото-кварцевых месторождений (12...18 ‰) [Ridley, Diamond, 2000]. Рассчитанные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 7.1\text{--}7.3\text{ }‰$ для флюида, участвовавшего в образовании минерализации золото-полиметаллической стадии, позволяют предполагать поступление воды как из магматогенного, так и метаморфогенного источника, а значения 1.0—4.5 ‰ для флюида, равновесного с минералами золото-висмут-теллуридной

стадии, характерны для метеорных вод [Sheppard, 1986; Hoefs, 2015]. Полученные данные усложняют интерпретацию происхождения источника и, возможно, отражают смешение флюидов магматогенного характера и флюида, возникшего при дегидратации пород в результате регионального метаморфизма [Бортников, 2006].

Проведенные авторами исследования показали, что изученный объект близок к месторождениям орогенного типа. В качестве объектов-аналогов месторождения Бодороно могут рассматриваться крупные месторождения золота, расположенные в провинции Дзяодун (Северный Китай) (табл. 3) [Yang et al., 2015; Deng et al., 2020; Song et al., 2021]. В результате сравнительного анализа были выявлены следующие сходные черты в геологическом строении: 1) вмещающий субстрат сложен докембрийскими образованиями; 2) присутствие малых интрузивных тел лампрофиров и диорит-гранодиоритов; 3) раз-

Таблица 3. Сравнительная характеристика параметров месторождения Бодороно и месторождений золоторудной провинции Дзяодун

Параметр	Орогенные месторождения	Месторождение Бодороно	Саньшаньдао	Ксинчен
Геохимический тип	Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Te, W, S, Co	Au-Te-Bi (Pb, Zn, Cu, Te, Bi)	Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As	Au, Ag, Cu, Pb, Zn
Вмещающие породы	Зеленокаменные, терригенные, вулканокластические и карбонатные образования	Основные кристаллические сланцы, гнейсы, гранитогнейсы, диопсидовые кальцифиры и гранулиты	Граниты типа Линглонг (J), амфиболиты, гнейсы	Амфиболиты, основные гранулиты, гнейсы, сланцы, парагнейсы, мрамор (AR)
Интрузивные образования	Дайки, штоки и плутоны тоналитов, гранодиоритов, порфиритов и долеритов	Дайки долеритов, долеритовых порфиритов, диорит-порфиров, спессартитов, лампрофиров, кварцевых порфиритов, кварцевых монцодиорит-порфиров, гранодиорит-порфиров, габбро, габбро-диоритов и диоритов	Дайки лампрофиров, диабаз-порфиритов, кварцевых диорит-порфиров, диорит-порфиров	Граниты, гранодиориты, монцодиориты
Гидротермально-метасоматические изменения	Березитизация, альбитизация, пропилитизация, хлоритизация, биотитизация, окварцевание, карбонатизация	Березитизация, лиственитизация, хлоритизация, эпидотизация	Серицитизация, березитизация, окварцевание, калишпатизация, карбонатизация, хлоритизация	Серицитизация, окварцевание, сульфидизация, калишпатизация, карбонатизация
Морфологический тип руд	Брекчированные жилы, зоны прожилкования, прожилково-вкрашенные руды	Зоны прожилкования, прожилково-вкрашенные и прожилково-гнездовые руды	Прожилково-вкрашенные, прожилково-штокверковые	Вкрашенные, штокверковые
Жильные минералы	Кварц, карбонаты, серицит, биотит, альбит, хлорит, турмалин, амфиболы	Кварц, карбонаты, полевые шпаты, мусковит	Кварц, серицит, полевые шпаты, карбонаты, мусковит, биотит, эпидот, апатит, рутил, барит	Кварц, серицит, полевые шпаты, карбонаты
Рудные минералы	Пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, леллингит, сфалерит, галенит, марказит, антимонит, буронит, буланжерит, кобальтин, пентландит, тетраэдрит, ауростриббит, мальдонит, самородные Bi, Sb, Ag, теллуриды Bi, Pb, Fe, Ni, Au и Ag, реже селениды, костибит, пиаргирит, энаргит, молибденит, шеелит	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, халькопирит, гематит, магнетит, лиллианит, самородное золото, висмутин, теллуровисмутит, тетрадимит, самородный Bi, пильзенит, хедлеййт, ильменит, глаукодот	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, самородное золото, электрум, кюстелит, халькозин, борнит, теннантит, фрейбергит, лимонит, магнетит, гематит, пиролузит, висмутин	Пирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, тетраэдрит, argentit
PT-условия, °C	200—650. 0.5—5.0 кбар	145—200; 270—300	101—400	170—330
Концентрация солей, мас. % NaCl-экв.	0.5—15.0	1.9—5.0	2.06—17.57	2.4—13.3
Состав флюида	CO ₂ , CH ₄ , N ₂	CO ₂ , CH ₄ , N ₂	CO ₂ , CH ₄	CO ₂ , CH ₄
Пробность Au, ‰	—	840—940	730—923	820—980
Возраст, млн лет	—	>150 (Ar-Ar)	120 (Ar-Ar)	120 (Ar-Ar)
Запасы, прогнозные ресурсы, т	—	62	1200	200

вение метасоматических изменений хлорит-березитового типа; 4) прожилково-вкрапленные текстуры руд; 5) основными типоморфными элементами золотого оруденения являются Fe, Pb, Zn, Cu, Bi, Te; 6) среднетемпературные низкоконцентрированные гидротермальные растворы с содержанием CH₄ в газовой составляющей; 7) их формирование происходило в обстановке активной окраины в ходе процессов позднемезозойской ТМА.

Рудопроявление Дывок. В результате изучения взаимоотношения, состава и типоморфных особенностей минералов в кварцевых жилах в рудах проявления Дывок были выделены четыре минеральные стадии. Основными рудными минералами являются пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, буланжерит, реже встречается молибденит. Детальные исследования минералогического состава позволили выяснить геохимический профиль руд: Au, Ag, As, Zn, Cu, Pb, Sb, Mo. Данный профиль руд характерен для золоторудных месторождений, связанных с интрузиями [Sillitoe, Thompson, 1998].

Установлено, что формирование ранней продуктивной золото-арсенопирит-пиритовой минерализации происходило из флюида хлоридно-натрий-железо-магниевого состава со среднетемпературными значениями и с умеренной и низкой соленостью. В составе газовой фазы присутствуют в преобладающем виде углекислота и незначительная примесь метана, твердая фаза содержит давсонит и самородную серу, а в составе водного раствора встречается карбонат-ион. В процессе минералообразования происходило снижение температуры флюида от ранних стадий к поздним. Пирит-халькопирит-сфалеритовая и теллуридная стадии образуются из флюидов хлоридно-натриевого состава при низкотемпературных значениях и пониженной солености, содержащие преимущественно углекислоту, в незначительном количестве метан и азот в газовой фазе. Наличие хлоридно-натриевых растворов и преобладание углекислоты в газовой фазе являются характерными признаками золоторудных месторождений, связанных с интрузиями [Lang et al., 2000; Baker, Lang, 2001].

Оценки температуры формирования рудных парагенезисов обоих месторождений, основанные на гомогенизации газово-жидких включений в синрудном кварце, попадают в диапазон 300—350 °C. Учитывая, что эти оценки близки или не превышают оценок температуры закрытия K/Ar изотопной системы в мусковите, серицит [Hodges, 2004], можно считать, что рассчитанные методом плато датировки напрямую соответствуют возрасту формирования соответствующих рудных парагенезисов. Как известно, большинство месторождений золота на Алдано-Становом щите сформировались в раннемеловое время. Согласно проведенным исследованиям, возраст гидротермального рудного процесса, приведшего к формированию рудопроявления Дывок, составляет 124.9 ± 1.5 млн лет.

Изотопный состав серы δ³⁴S сульфидов золоторудных месторождений Центрально-Алданского рудного района изучен многими авторами [Бойцов и др., 2006; Кочетков, 2006; Добровольская и др., 2016; Борисенко и др., 2017; Гузев и др., 2021; и др.], ими получен широкий диапазон значений δ³⁴S (рис. 11). Несмотря на существенный разброс данных изотопных характеристик, большинство значений δ³⁴S попадают в область магматического источника серы δ³⁴S ± 5. Значения δ³⁴S сульфидов рудопроявления Дывок отличаются от вышеописанных месторождений и занимают положение, близкое к нулю. Результаты исследования изотопного состава серы сульфидов рудопроявления Дывок могут указывать на единый источник мантийного происхождения [Ohmoto, Rye, 1979]. Величины δ³⁴S_{H₂S} также не позволяют отрицать участие серы из мантии (± 3 %) [Field, Fifarek, 1985]. С другой стороны, изотопные

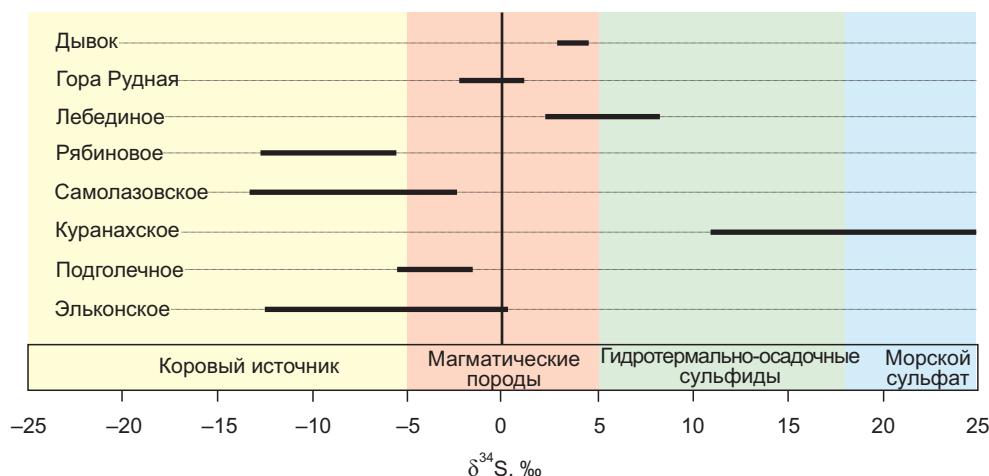


Рис. 11. Изотопный состав серы сульфидов рудопроявления Дывок и месторождений золота Центрально-Алданского рудного района, по [Гузев и др., 2021] с дополнениями автора.

Таблица 4.

Сравнительная характеристика параметров рудопроявления Дывок и месторождений Приамурской золотоносной провинции

Параметр	Месторождения типа intrusion-related	Рудопроявление Дывок	Кировское	Березитовое
Геохимический тип	Au-Bi-Te-As-Mo-W	Au-Ag-Te (As, Cu, Zn, Te, Mo)	Au, Ag, Co, Ni, Cu, Sb, Bi, Te	Au, Ag, Pb, Zn, Mo, W, Te
Вмещающие породы	Метаморфизованные, терригенные и карбонатные образования	Гранитогнейсы, гранат-полевошпатовые гнейсы, калишпат-кварцевые метасоматиты, березитизированные и аргилизированные породы	Габбро-амфиболиты (AR), песчаники, углистые алевролиты (J ₃)	Кристаллические сланцы, гнейсы (PR)
Интузивные образования	Субщелочные тела от среднего до кислого состава, дайки основного—кислого состава	Гранодиориты, умеренно щелочные дайки кислого—среднего состава	Граниты, гранодиориты, дайки диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров (K ₁)	Граниты, гранитоиды, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, трахириолиты, трахидациты, граносиениты, граниты, диоритовые порфириты
Гидротермально-метасоматические изменения	Серицитизация, грейзенизация, окварцевание, скарнирование, березитизация, карбонатизация	Березитизация, аргиллизация	Березиты, аргиллиты	Гранат-кварц-сериицитовые метасоматиты
Морфология рудных тел	Жилы, штокверки, минерализованные зоны разломов	Зоны дробления с жилами, зоны кварцевого прожилкования	Жилы, прожилки	Жилы, прожилки
Жильные минералы	Кварц, карбонаты, полевые шпаты	Кварц, карбонаты, полевые шпаты, барит, серицит	Кварц, карбонаты, мусковит, турмалин, халцедон	Кварц, серицит, гранат, карбонаты, хлорит
Рудные минералы	Арсенопирит, пирротин, пирит, тонкодисперсное самородное золото в сульфидах, тетраэдрит, теллуру-висмутит, цумонт, буланжерит, мальдонит, жозеит, козалит	Пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, пирротин, галенит, самородное золото, буланжерит, теллуриды Ag, Pb, Bi, Pd, Ni, ильменит, рутил	Пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, висмутин, блеклые руды, тетрадимит, буланжерит, молибденит, самородный Bi, золото	Пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, ковеллин, блеклая руда, самородное золото, молибденит, буланжерит, шеелит, сульфовисмутиты Ag, Pb, теллуриды Pb, Ag, Bi, Au, сульфотеллуриды Ag, Bi, Pb
PT-условия, °C	200—600; 0.5—1.5 кбар	310—360; 140—227; 160—213	300—350; 250—300; 140—180	—
Концентрация солей, мас.% NaCl-экв.	0.5—50	0.9—9.2	—	—
Состав флюида	CO ₂ — преобладает. CH ₄ , H ₂ O	CO ₂ , CH ₄ , N ₂	—	—
Пробность Au, %	—	630—820	700—900	747
Возраст, млн лет	—	125 (Ar-Ar)	126—131 (Ar-Ar)	133—127 (Ar-Ar)
Запасы, прогнозные ресурсы, т	—	4	0.4	4

характеристики Pb в сульфидах месторождения Бодороно указывают на древнекоровый источник рудного вещества. Такое противоречие можно объяснить тем, что в изотопном составе S в сульфидах месторождения Дывок мог присутствовать мантийный компонент, привнесенный в ходе мезозойской активизации, либо состав S в сульфидах месторождения отражает состав S во вмещающих породах, представляющих собой метаморфизованные магматические породы.

Значения изотопного состава кислорода в кварцах золото-арсенопирит-пиритовой и теллуридной стадии близки к таковым в кварце золоторудных орогенных месторождений, связанных с интрузиями [Goryachev, Pirajno, 2014; Vikent'eva et al., 2018]. Рассчитанная величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ в равновесии с кварцем золото-арсенопирит-пиритовой стадии при 350 °C составляет 12.0 ‰, что соответствует воде метаморфогенного происхождения, а флюид, отлагавший минералы теллуридной стадии при 200 °C, равен 0.6—0.8 ‰, что говорит об участии метеорных вод [Sheppard, 1986; Hoefs, 2015]. Следует отметить, что метаморфический флюид мог образоваться в результате дегидратации минералов в надкупольной зоне

интрузива при их прогреве, а в поздней стадии развития в систему вовлекались нагретые метеорные воды [Lang et al., 2000; Гамянин и др., 2015].

Сопоставляя полученные результаты по рудам проявления Дывок с данными по золоторудным месторождениям, связанными с интрузиями Приамурской золотоносной провинции [Мельников и др., 2009; Рогулина, Молчанова, 2011; Гвоздев и др., 2013], можно сделать вывод, что в целом объект можно относить к данному типу по ряду признаков (табл. 4): 1) прослеживание пространственной связи золотого оруденения с малыми интрузивными телами гранодиорит-порфиров, гранодиоритов и диоритовых порфиритов; 2) развитие метасоматических изменений березит-аргиллизитового типа; 3) основными типоморфными элементами золотого оруденения являются Au, Ag, Zn, Cu, Pb, Sb, Mo, Te; 4) среднетемпературные гидротермальные растворы; 5) возраст формирования золоторудной минерализации (133–125 млн лет).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения Алгоминского рудного узла был получен ряд данных, позволяющих сделать следующие выводы:

– на месторождении Бодороно установлено, что основными продуктивными стадиями являются золото-полиметаллическая (Au 840—870 ‰) и золото-висмут-теллуридная (820—940 ‰), а на рудопроявлении Дывок проявлена одна золотоносная стадия — золото-арсенопирит-пирит-кварцевая (630—820 ‰);

– на основе изучения флюидных включений в кварце минеральных стадий установлено, что по мере развития рудной системы происходит постепенное снижение температуры и уменьшение концентрации солей, также прослеживается изменение состава газовой фазы ($\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{N}_2 \rightarrow \text{CO}_2$);

– соотношение стабильных изотопов в минералообразующем флюиде предполагает об участии в рудообразовании воды и серы из различных источников. Колебания изотопного состава компонентов свидетельствуют о смешении и о том, что оно происходило близко от области рудоотложения;

– изотопный состав свинца в сульфидах указывает на древнекоровый источник рудного вещества, т. е. источником послужила архейская кора Алданского щита, а мезозойский этап ТМА мог привести к перераспределению рудного вещества;

– исследования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста показали, что формирование золотого оруденения происходило в раннемеловое время и соотносится с позднемезозойской ТМА Алданского щита.

По нашему мнению, приведенные данные говорят в пользу отнесения месторождения Бодороно к орогенному типу месторождений золота, а рудопроявления Дывок к золоторудным месторождениям, связанным с интрузиями.

Авторы благодарны Е.П. Соколову (АО «Якутскгеология») за предоставленные материалы и обсуждение геологической ситуации района, В.Н. Бочарову (РЦ СПБГУ «Геомодель») за определение состава газов флюидных включений методом рамановской спектроскопии, д.г.-м.н. А.А. Томиленко, к.г.-м.н. Н.А. Гибшер и к.г.-м.н. Е.О. Шапаренко (ИГМ СО РАН) за неоценимую помощь в проведении термобарогеохимических исследований и В.Ф. Посохову (ГИН СО РАН) за проведение изотопного анализа кислорода в кварцах. Авторы признательны Н.Е. Савве, Г.А. Пальяновой и анонимному рецензенту за ценные советы и конструктивные замечания, которые способствовали улучшению ранней версии рукописи.

Работа выполнена за счет государственного задания ИГАБМ СО РАН и по государственному заданию ИГМ СО РАН (проект № 122041400171-5, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование), а также государственному заданию ИГГД РАН (FMUW-2022-0005, изотопный анализ Pb в сульфидах).

ЛИТЕРАТУРА

Анисимова Г.С., Соколов Е.П. Алтан-Чайдахский рудный узел — перспективный золоторудный объект Южной Якутии // Отечественная геология, 2015, № 5, с. 3—10.

Анисимова Г.С., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. Золоторедкометалльное (Au-Mo-Te-Bi) оруденение Верхнеалгоминского золотоносного района (Южная Якутия) // Отечественная геология, 2017, № 5, с. 12—22.

Амарский В.Г., Ветлужских В.Г. Пакеты надвиговых пластин, меланж и формации мезозоя в зоне сочленения Становой области и Алданского щита // Геология и геофизика, 1990 (2), с. 8—12.

Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Дорожкина Л.А. Модель формирования комплексных золоторудных месторождений Центрально-Алданского рудного района // Изв. вузов. Геология и разведка, 2006, № 2, с. 23—30.

Бойцов В.Е., Верчеба А.А., Пилипенко Г.Н., Жданов А.В. Металлогеническое районирование Центрально-Алданского рудного района Республики Саха (Якутия) // Изв. вузов. Геология и разведка, 2010, № 5, с. 23—32.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977 (8), с. 16—27.

Борисенко И.Д., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Гаськов И.В. Физико-химические условия формирования руд Самолазовского месторождения золота (Центральный Алдан) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (12), с. 1915—1927.

Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически-активных зонах // Геология рудных месторождений, 2006, т. 48 (1), с. 3—28.

Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В. Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология рудных месторождений, 1996, т. 38, № 3, с. 238—257.

Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология рудных месторождений, 2007, т. 49, № 2, с. 99—145.

Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44, № 6, с. 467—499.

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

Гаськов И.В., Борисенко А.С., Борисенко И.Д., Изох А.Э., Пономарчук А.В. Хронология щелочного магматизма и золотого оруденения Центрально-Алданского рудного района (Южная Якутия) // Геология и геофизика, 2023, т. 64 (2), с. 212—232.

Гвоздев В.И., Горячев Н.А., Вах А.С., Федосеев Д.Г., Семеняк Б.И. Минеральный состав и типоморфные особенности минералов золоторудных жил Кировского месторождения (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2013, т. 32, № 6, с. 40—51.

Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н., Вах А.С., Горячев Н.А., Степанов В.А., Федосеев Д.Г. Малиновское месторождение — новый тип золоторудной минерализации в Приморском крае, Россия (геология, минералогия, генезис) // Тихоокеанская геология, 2016, т. 35, № 1, с. 37—53.

Гвоздев В.И., Гребенникова А.А., Вах А.С., Горячев Н.А., Федосеев Д.Г. Эволюция процессов минералообразования при формировании золото-редкометалльных руд Среднеголготайского месторождения (Восточное Забайкалье) // Тихоокеанская геология, 2020, т. 39, № 1, с. 70—91.

Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Бульбак Т.А., Рябуха М.А., Сильянов С.А., Некрасова Н.А., Хоменко М.О., Шапаренко Е.О. Олимпиадинское золоторудное месторождение (Енисейский кряж): температура, давление, состав рудообразующих флюидов, $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов, $^{3}\text{He}/^{4}\text{He}$ флюидов, Ar-Ag возраст и продолжительность формирования // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (9), с. 1310—1329.

Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника, 2009, № 4, с. 3—15.

Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений, 2008, т. 50, № 5, с. 414—444.

Гузев В.Е., Терехов А.В., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Молчанов А.В. Морозкинское золоторудное месторождение (Южная Якутия): возраст и источники рудного вещества // Записки Горного института, 2021, т. 252, № 6, с. 801—813.

Дворник Г.П. Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района // Литосфера, 2012, № 2, с. 90—105.

Добровольская М.Г., Разин М.В., Прокофьев В.Ю. Золоторудное месторождение Лебединое (Центральный Алдан): минеральные парагенезисы, стадии и условия образования // Геология рудных месторождений, 2016, т. 58, № 4, с. 346—366.

Извекова А.Д., Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Москвитина М.Л. Золото-теллуридная минерализация в рудах Пионерского золото-кварцевого месторождения (Восточный Саян, Россия) // Геология рудных месторождений, 2021, т. 63, № 6, с. 498—519.

Кардашевская В.Н. Золотое оруденение Алгоминского рудного узла Южно-Алданской металлогенической зоны: минералогия и условия образования руд: Автореф. дис. к.г.-м.н. Новосибирск, 2022, 25 с.

Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С., Баданина Е.В., Бочаров В.Н., Пономарева Н.И. Условия образования золоторудного месторождения Бодороно, Саха (Якутия) // Записки РМО, 2020, т. 149, № 3, с. 96—110.

Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С., Травин А.В. Первые сведения о возрасте золотого оруднения Алданского рудного узла (Алдано-Становой щит) // Современные направления развития геохимии. Материалы Всероссийской конференции (с участием зарубежных ученых), посвященной 65-летию ИГХ им. А.П. Виноградова СО РАН и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. Иркутск, 2022, с. 226—228.

Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Зайцев А.И. Задержниковское золоторудное месторождение: минеральный состав, флюидные включения, возраст формирования (Южное Верхоянье) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (10), с. 1606—1622.

Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (7), с. 850—864.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Овчинникова Г.В., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Васильева И.М., Сергеева Н.А., Мельников Н.Н., Ван К.Л., Чун С.Л. Гранитоиды позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология, 2018, т. 29, № 4, с. 339—364.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Гладкочуб Д.П., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Сковитина Т.М., Ризванова Н.Г., Сергеева Н.А., Водовозов В.Ю. Граниты рапакиви кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология, 2021, т. 29, № 4, с. 339—364.

Лотина А.А. Золото-висмут-теллуровая минерализация участка Болотистого (Северо-Западный Сихотэ-Алины) // Тихоокеанская геология, 2011, т. 30, № 1, с. 97—107.

Мельников А.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Золото-полиметаллическое месторождение Березитовое (Восточная Сибирь): основные минералогические особенности, возраст и связь с магматизмом // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 258—265.

Мельников А.В., Степанов В.А., Вах А.С., Вьюнов Д.Л., Дементиенко А.И., Пересторонин А.Е. Месторождения рудного золота Приамурской провинции. Благовещенск, Амур. гос. ун-т, 2017, 1500 с.

Мигута А.К. Урановые месторождения Эльконского рудного района на Алданском щите // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 2, с. 129—151.

Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Дальнего Востока России. Владивосток, Дальнаука, 1996, 352 с.

Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Шергина Ю.П. Возраст золотого оруднения Бамского рудного узла // ДАН, 1997, т. 355, № 3, с. 369—371.

Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Шергина Ю.П. Возраст формирования Кировского золоторудного месторождения // ДАН, 1999, т. 369 (3), с. 354—356.

Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Кукушкин К.А., Козлов Д.С., Шатова Н.В. Золоторудные районы и узлы Алдано-Становой металлогенической провинции // Региональная геология и металлогения, 2017, № 71, с. 93—111.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Шалаев В.С., Сергеева Н.А., Горюховский Б.М. Свинцово-изотопные свидетельства архейского источника вещества в золоторудных месторождениях зон мезозойской активизации южной части Алдано-Станового щита // Петрология, 1996, т. 4 (4), с. 421—435.

Пальянова Г.А., Сазонов А.М., Журавкова Т.В., Сильянов С.А. Составы пирротинов как индикатор условий минералообразования на золоторудном месторождении Советское (Енисейский Кряж, Россия) // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (7), с. 934—954.

Парфенов Л.М. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Москва, МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001, 571 с.

Прокофьев В.Ю., Наумов В.Б., Миронова О.Ф. Физико-химические параметры и геохимические особенности флюидов мезозойских месторождений // Геохимия, 2020, т. 65, № 2, с. 123—144.

Редин Ю.О., Козлова В.М. Золото-висмут-теллуридная минерализация в рудах месторождения Серебряного (Лугоканский рудный узел, Восточное Забайкалье) // Тихоокеанская геология, 2014, т. 33, № 3, с. 39—52.

Рогулина Л.И., Молчанова Г.Б. Благороднометалльная и никелевая теллуридная минерализация Березитового золоторудного поля (Верхнее Приамурье) // Записки РМО, 2011, т. 140, № 1, с. 90—101.

Степанов В.А., Черемисин А.А. Бамский золоторудный узел Приамурья // Руды и металлы, 1996, № 1, с. 64—72.

Степанов В.А., Мельников А.В. Золотогорский рудно-россыпной узел Приамурской провинции // Вестник Амур. гос. ун-та, 2014, № 65, с. 113—119.

Сушкин Л.Б. Некоторые геологические особенности золоторудного месторождения Колчеданский Утес // Тр. Ассоциации «Дальнедра», 1991, вып.1, с. 171—178.

Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (3), с. 553—574.

Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Структурная позиция крупных золоторудных районов Центрально-Алданского (Якутия) и Аргунского (Забайкалье) супертеррейнов // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 849—862.

Шатова Н.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Сергеев С.А., Прасолов Э.М., Дворник Г.П., Леонтьев В.И. Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение (Южная Якутия): геологическое строение, геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околоврудных метасоматитов и оруденения // Региональная геология и металлогения, 2019, № 77, с. 75—97.

Эйриш Л.В. Эволюция золоторудных систем Дальнего Востока России // Руды и металлы, 2013, № 1, с. 6—13.

Baker T., Lang J.R. Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, 627 Tombstone tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada // Mineral. Deposita, 2001, v. 36, p. 477—489.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H_2O -NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and application. Pontignano, Siena, 1994, p. 117—130.

Deng J., Yang L.Q., Groves D.I., Znang L., Qiu K.-F., Wang Q.-F. An integrated mineral system model for the gold deposits of the giant Jiaodong province, eastern China // Earth Sci. Rev., 2020, v. 208, 103274.

Field C.W., Fifarek R.N. Light stable-isotope systematics in the epithermal environment // Rev. Econ. Geol., 1985, v. 2, p. 99—128.

Frezotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // J. Geochem. Explor., 2012, v. 112, p. 1—20.

Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos, 2015, v. 233, p. 2—26.

Goryachev N.A., Pirajno F. Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia // Ore Geol. Rev., 2014, v. 59, p. 123—151.

Hart C.J., Baker T., Burke M. New exploration concepts for country-rock-hosted, intrusion-related gold systems: Tintina gold belt in Yukon // The Tintina gold belt: concepts, exploration and discoveries; British Columbia and Yukon Chamber of Mines. Vancouver, BC, Canada, 2000, v. 2, p. 145—172.

Hodges K.V. Geochronology and thermochronology in orogenic systems // Treatise on geochemistry. Oxford, Elsevier, 2004, p. 263—292.

Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Springer, 2015, 389 p.

Kelley K.D., Romberger S.B., Beat D.W., Pontius J.A., Snee L.W., Stein H.J., Thompson T.B. Geochemical and geochronological constraints on the genesis of Au-Te deposits at Cripple Creek, Colorado // Econ. Geol., 1998, v. 93 (7), p. 981—1012.

Kondratieva L.A., Anisimova G.S., Kardashevskaya V.N. Ore mineralogy and typomorphism of native gold of the Spokoininsky cluster of the Aldan-Stanovoy gold province // Minerals, 2023, v. 13 (4), 543.

Kramers J.D., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modeling, core formation and the history of the continental crust // Chem. Geol., 1997, v. 139 (1), p. 75—110.

Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Mineral. Deposita, 2001, v. 36 (6), p. 477—489.

Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K. An exploration model for intrusion-related gold systems // Soc. Econ. Geol. Newslett., 2000, v. 40 (1), p. 6—15.

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, v. 48 (12), p. 2247—2264.

Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon in geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, John Wiley and Sons, 1979, 434 p.

Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid chemistry of lode-gold deposits and implications for genetic models. Gold in 2000 // Rev. Econ. Geol., 2000, v. 13, p. 141—162.

Rodionov S.M., Fredericksen R.S., Berdnikov N.V., Yakubchuk A.S. The Kuranakh epithermal gold deposit (Aldan Shield, East Russia) // Ore Geol. Rev., 2014, v. 59, p. 55—65.

Sharp Z.D., Gibbons J.A., Maltsev O., Atudorei V., Pack A., Sengupta S., Shock E.L., Knauth L.P. A calibration of the triple oxygen isotope fractionation in the SiO_2 — H_2O system and applications to natural samples // Geochim. Cosmochim. Acta, 2016, v. 186, p. 105—119.

Sheppard S.M.F. Characterization and isotopic variations in natural waters // Rev. Mineral., 1986, v. 16, p. 165—183.

Sillitoe R.H., Thompson J.F.H. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits // Res. Geol., 1998, v. 48 (4), p. 237—250.

Song M., Ding Z., Zhang J., Song Y., Bo J., Wang Y., Liu H., Li S., Li R., Wang B., Liu X., Znang L., Dong L., Li J., He C. Geology and mineralization of the Sanshandao supergiant gold deposit (1200 t) in the Jiaodong Peninsula, China: A review // China Geol., 2021, v. 4, p. 686—719.

Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T.J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // Mineral. Deposita, 1999, v. 34, p. 323—334.

Vielreicher N.M., Groves D.I., McNaughton N.J. The giant Kalgoorlie Gold Field revisited // Geosci. Front., 2016, v. 7, p. 359—374.

Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Yu., 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 Geol. Rev., 2018, v. 102, p. 240—259.

Yakubchuk A., Stein H., Wilde A. Results of pilot Re-Os dating of sulfides from the Sukhoi Log and Olympiada orogenic gold deposits, Russia // Ore Geol. Rev., 2014, v. 59, p. 21—28.

Yang L., Deng J., Guo R., Guo L., Wang Z., Chen B., Wang X. World-class Xincheng gold deposit: An example from the giant Jiaodong gold province // Geosci. Front., 2015, p. 1—12.