

УДК 553.46

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

© 2024 г. М. В. Кудрин<sup>1,\*</sup>, В. Ю. Фридовский<sup>1</sup>, Л. И. Полуфунтикова<sup>1</sup>,  
С. Г. Кряжев<sup>2,1</sup>, Е. Е. Колова<sup>3</sup>, Я. А. Тарасов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,  
пр. Ленина, 39, Якутск, 677000 Россия

<sup>2</sup>Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт  
цветных и благородных металлов,

Варшавское шоссе, дом 129, корпус 1, Москва, 117545 Россия

<sup>3</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,  
16, ул. Портовая, Магадан, 685000 Россия

\* E-mail: kudrinmv@mail.ru

Поступила 18.10.2023 г.

После доработки 04.02.2024 г.

Принята 27.02.2024 г.

Орогенное золоторудное месторождение Хангалас расположено в центральной части Яно-Колымского металлогенического пояса. Структура месторождения определяется несколькими минерализованными зонами дробления мощностью до 70 м и протяженностью до 1400 м в своде и на юго-западном крыле антиклинали северо-западного простирания. Вмещающие породы – верхнепермские терригенные отложения. Для рудных тел характерны массивные, полосчатые, прожилковые, вкрапленные и брекчиевые текстуры. Главные жильные минералы – кварц, карбонаты, реже встречается серицит. Основные рудные минералы – пирит, арсенопирит; второстепенные – галенит, сфалерит, халькопирит, самородное Au; редкие – Fe-герсдорфит, тетраэдрит, аргентотеннантит. В линейной зоне окисления широко проявлены гипергенные минералы – сульфаты, фосфаты, арсенаты и гидрооксиды. Минералообразование происходило в два этапа – золото-сульфидно-кварцевый и серебро-кварцевый. Кварцевые жилы с видимым Au формировались с участием низкоконцентрированных (около 5.0 мас. % экв. NaCl) гидрокарбонатных гидротерм с CO<sub>2</sub> в газовой составляющей при температуре 330–280 °C и давлении около 0.8 кбар. Вкрапленные золотоносные пирит-3 (до 39.3 г/т Au) и арсенопирит-1 (до 23.8 г/т Au) из серицит-карбонат-кварцевых метасоматитов имеют нестехиометрический состав, избыток Fe и недостаток S (и As в Py<sub>3</sub>), Fe/(S+As)=0.47–0.52 (Py<sub>3</sub>) и 0.47–0.50 (Apy<sub>1</sub>). Преобладающей формой “невидимого” золота в Py<sub>3</sub> и Apy<sub>1</sub> является структурно-связанная Au<sup>+</sup>. Изотопный состав кислорода δ<sup>18</sup>O кварца (от +15.2 до +16.1‰), кислорода во флюиде δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> (от +8.4 до +9.2‰), серы δ<sup>34</sup>S сульфидов (от –2.1 до 0.6‰); изотопные отношения <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os (от 0.2212 до 0.2338) в самородном золоте и Pb в галените (<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=18.0214, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=15.5356, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=38.2216), а также геохимические особенности Py<sub>3</sub> и Apy<sub>1</sub> позволяют предположить участие в рудообразовании, главным образом, источников из субконтинентальной литосферной мантии и в меньшей мере – коровых резервуаров. Формирование золоторудных тел месторождения связано с завершением прогрессивных взбросо-надвиговых деформаций этапа D1, происходивших в валанжинское время раннего мела (около 137 млн лет назад) в ходе позднеорогенных процессов в Яно-Колымском поясе при региональном юго-западном транспорте пород. Полученные результаты важны для прогнозно-металлогенических и поисковых работ, направленных на выявление крупнообъемного золотого оруденения орогенных поясов.

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

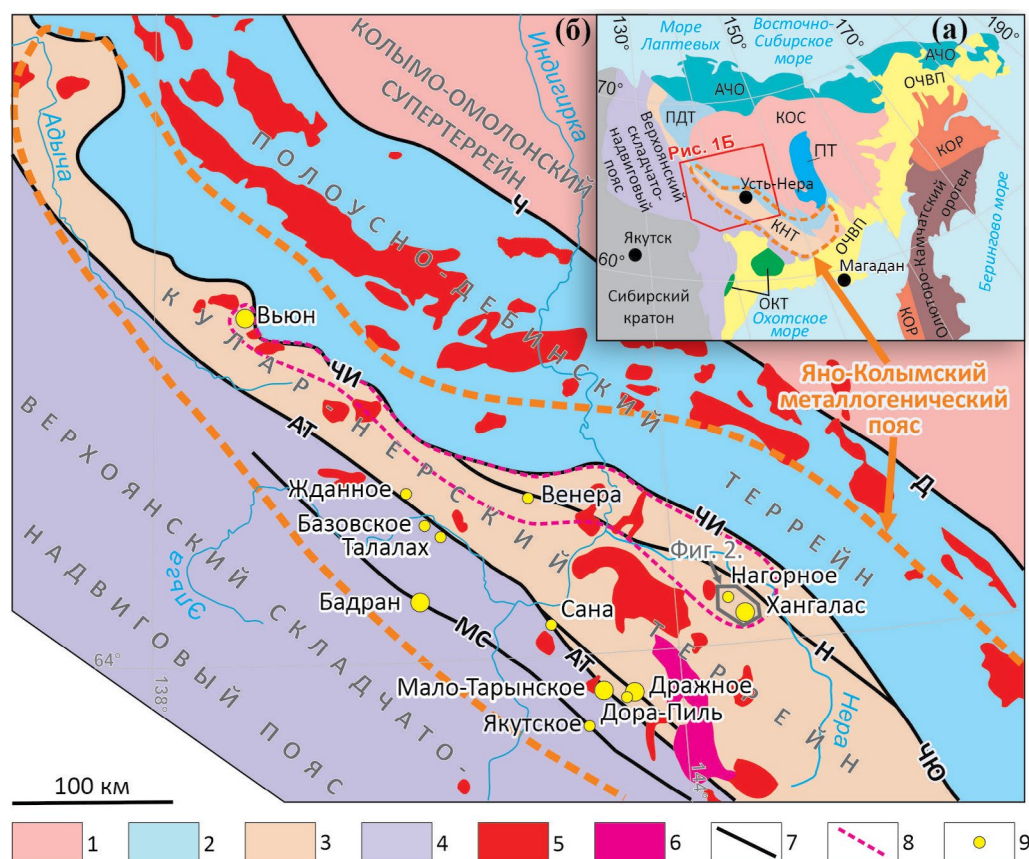
DOI: 10.31857/S0016777024050025, EDN: abxqrq

## ВВЕДЕНИЕ

Основной вклад в добычу золота в Яно-Колымском металлогеническом поясе (ЯКМП) вносят орогенные золоторудные месторождения (ОЗМ). К этому типу в РФ относятся уникальные по запасам месторождения Сухой Лог (~1940 т, Au, Савчук, Волков, 2019; Государственный доклад..., 2020), Олимпиада (~800 т, Au, Савчук, Волков, 2019; Государственный доклад..., 2020), Нежданинское (~640 т, Au, Бортников и др., 2007; Государственный доклад..., 2020), а в ЯКМП — крупные титон-валанжинские золоторудные месторождения Наталка, Дегдекан, Павлик, Дразное и др. Эти месторождения ЯКМП локализируются в зоне

Адыча-Тарынского (Адыча-Тенькинского) регионального разлома протяженностью около 2000 км. К СВ от него в сходной геологической обстановке в Ольчан-Нерской металлогенической зоне известны несколько небольших ОЗМ с запасами первые тонны Au (Вьюн, Венера, Нагорное, Хангалас), а также богатые россыпи с крупными самородками золота, эксплуатирующиеся с 30-х гг. XX в. по настоящее время (Рожков и др., 1971) (фиг. 1). Наиболее крупным ОЗМ Ольчан-Нерской металлогенической зоны является месторождение Хангалас.

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



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

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

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

В процессе геолого-разведочных и эксплуатационных работ на месторождении проводились научные исследования (Рожков и др., 1971; Амузинский и др., 1992; Шупиков, 1992; Гамянин, 2001; Амузинский, 2005; Оксман и др., 2005; Заякина и др., 2020; Zayakina et al., 2020; Фридовский и др., 2021; Fridovsky et al., 2018, 2023; Kudrin et al., 2020, 2020<sub>2</sub>, 2021, 2023; Kudrin, Fridovsky, 2021). Первое обобщение сведений о геологии и минеральном составе месторождения выполнено И.С. Рожковым и др. (Рожков и др., 1971). Типоморфные особенности минералов изучались Г.Н. Гамяниным (Гамянин, 2001), самородного золота – В.А. Амузинским (Амузинский и др., 1992). Оксманом В.С. (Оксман и др., 2005) анализировались структуры и осадочные комплексы месторождения. Результаты исследования деформационных структур и связь с ними оруденения, минералого-геохимического и изотопного состава руд, а также геохронологии приводятся в (Заякина и др., 2020; Фридовский и др., 2021; Fridovsky et al., 2018, 2023; Kudrin et al., 2020, 2021; Zayakina et al., 2020).

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

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

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

### *Структурно-кинематический анализ*

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

Реконструкции полей тектонических напряжений производились по методу М.В. Гзовского (1975). Пояс полюсов сопряженных кварцевых жил/прожилков, трещин или разрывов на диаграммах реконструкции палеотектонических полей напряжений соответствует положению плоскости  $\sigma_3/\sigma_1$ , в которой расположены оси сжатия и растяжения (Fridovsky et al., 2018).

Плоскостные структуры (слоистость – S0, кливаж – C1, жилы – V, разломы – S) даны в виде азимут падения/угол падения (например, 90/60 означает падение к востоку под углом 60°). Для линейных / деформационных элементов

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

#### *Минералого-геохимический состав пород и руд*

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

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

Полуколичественный анализ химического состава сульфидов (533 анализа, 52 образца) проведен по стандартной методике рентгено-спектральным методом (РСМА) на микроанализаторе Camebax-Micro фирмы Cameca (Франция) (аналитик Н.В. Христофорова, ИГАБМ СО РАН). Условия анализа следующие: ускоряющее напряжение 20 кВ; ток пучка 25 нА; время измерения 10 с; серия К для Fe, Co, Ni, Cu и S; серия М для Au и Pb; серия L для As и Sb; и спектрометр с дисперсией по длине волны (WDS) с кристаллами LiF, PET и TAP. Использовались следующие стандарты: FeS<sub>2</sub> для Fe и S, FeAsS для As, сплав Fe-Ni-Co для Co, Ni, сплав Au-Ag крупности для Au и Ag, CuSbS<sub>2</sub> для Sb и PbS для Pb. Пределы обнаружения 0.01%.

Для изучения внутреннего строения и идентификации фаз с высокой плотностью в зернах сульфидов использована рентгеновская

компьютерная микротомография, которая, как неразрушающий метод, дает возможность 3D-визуализации распределения разных по плотности фаз в образце. Методика микротомографических исследований описана в работе (Kudrin et al., 2021).

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

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

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

#### *Изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические исследования*

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

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

#### *Анализ РТХ-параметров рудообразования*

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

### РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

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

крыла разлома имеют преимущественно СЗ простирание, а северо-восточного — от СЗ до СВ.

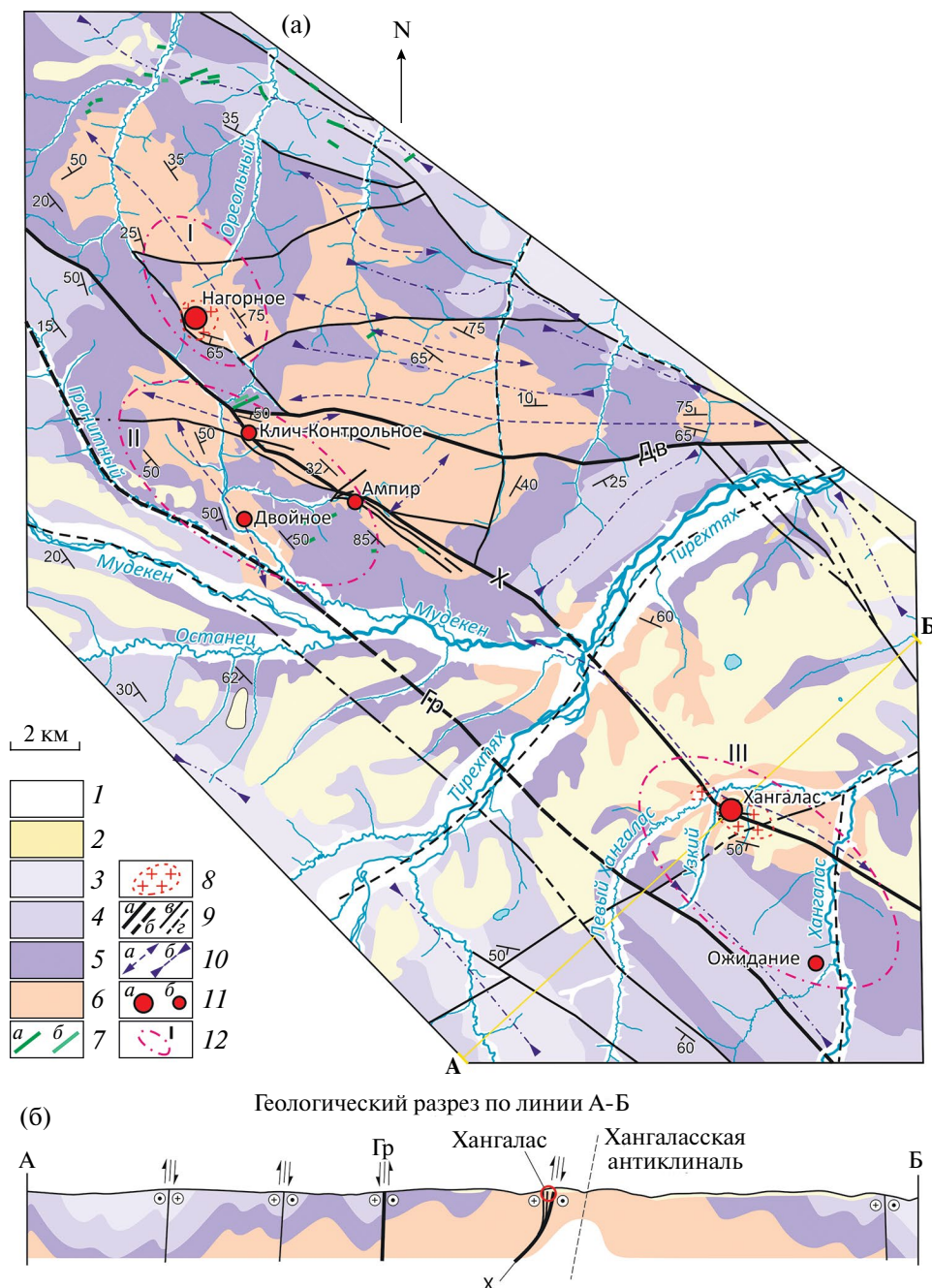
Основной пликативной структурой района месторождения Хангалас является Нерский (Нера-Омчугский) антиклинорий СЗ-простирания, сложенный в ядре верхнепермскими, а на крыльях нижнетриасовыми отложениями (см. фиг. 2). В ХРУ к замку этой структуры в основном приурочены известные месторождения (Хангалас, Нагорное)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

На территории ХРУ развиты дислоцированные терригенные отложения верхней перми, нижнего и среднего триаса (см. фиг. 2). Верхнепермские (P3?) породы рудного узла по современной геохронологической шкале не расчленены, они составляют ядро Хангаласской антиклинали и представлены средней и верхней подсвитами рудовмещающей геоидской свиты (P<sub>3</sub>gd) (Зарубин и др., 2013). Средняя подсвита (P<sub>3</sub>gd<sub>2</sub>) сложена буровато-серыми песчаниками с редкими включениями галек осадочных, изверженных и метаморфических пород и прослоями алевролитов и песчанистых алевролитов. Видимая мощность — 280—300 м. Верхняя подсвита (P<sub>3</sub>gd<sub>3</sub>) мощностью 450—500 м сложена плохо сортированными песчаниками и алевролитами со “следами” взмучивания, размыва, подводно-оползневыми текстурами. Встречаются линзовидные прослои и линзы песчаников и алевролитов с нечеткими границами, рассеянная галька осадочных, изверженных и метаморфизованных пород. Песчаники месторождения Хангалас отнесены к лититовым и аркозовым ареникам (Оксман и др., 2005).

Ниже-среднетриасовые отложения составляют крылья Хангаласской антиклинали. Они разделены на амбирскую, мекчергинскую и алачубукскую свиты (Зарубин и др., 2013). Амбирская свита (T<sub>1</sub>am) залегает согласно на отложениях верхней перми, в низах сложена темно-серыми тонкослоистыми алевролитами со светло-серыми тонкими прослойками крупнозернистых и песчанистых алевролитов, в верхах — темно-серыми алевролитами с редкими прослоями песчаников, мощность — 680—750 м. Среднетриасовые отложения (T<sub>2</sub>) расчленены на мекчергинскую свиту анизийского яруса и алачубукскую свиту ладинского яруса. Отложения мекчергинской свиты (T<sub>2</sub>mk) в нижней части сложены переслаиванием пластов и пачек слоистых крупнозернистых песчанистых алевролитов и тонкослоистых мелкозернистых алевролитов, в верхней — разнотекстурированными алевролитами с маломощными

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

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



**Фиг. 2.** Схема геологического строения Хангаласского рудного узла (а) и геологический разрез по линии А–Б (б). 1–6 – отложения: 1 – голоцен, 2 – миоцен-нижний плейстоцен; 3–4 – верхний триас; 3 – ладинский ярус, 4 – анизийский ярус; 5 – нижний триас; 6 – пермь; 7 – дайки основного и среднего состава: а – позднеюрский комплекс малых интрузий  $J_3n$ ; б – поздне меловой хуламинский комплекс  $K_2ch$ ; 8 – скрытые интрузии гранитоидов; 9 – разломы: а–б – главные: а – достоверные, б – скрытые под N–Q отложениями; в–г – второстепенные: в – достоверные, г – скрытые под N–Q отложениями; 10 – складки: а – антиклинали, б – синклинали; 11 – месторождения (а) и проявления (б) золота; 12 – рудные поля: I – Дук, II – Двойное, III – Хангаласское. Разломы: Гр – Гранитный, Х – Хангаласский, Дв – Двойной.

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

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

## СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЯ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ

Структура месторождения Хангалас определяется линейными разломами и складками северо-западного простирания (Fridovsky et al., 2018; Kudrin, Fridovsky, 2020). Разломы имеют важнейшее значение в строении месторождения. Ведущим разрывным нарушением, контролирующим положение рудных зон месторождения, является Хангаласский разлом. Он имеет региональную СЗ-ориентировку. В крыльях разлома проявлены оперяющие структуры: зоны Зимняя в СВ

крыле, Южная, Промежуточная и Центральная в ЮЗ крыле. Последние образуют систему сближенных нарушений, под разными углами сопрягающихся с Хангаласским разломом. По разлому устанавливаются разнонаправленные движения — ранние надвиговые и поздние лево- и правосдвиговые (Fridovsky et al., 2018).

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

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

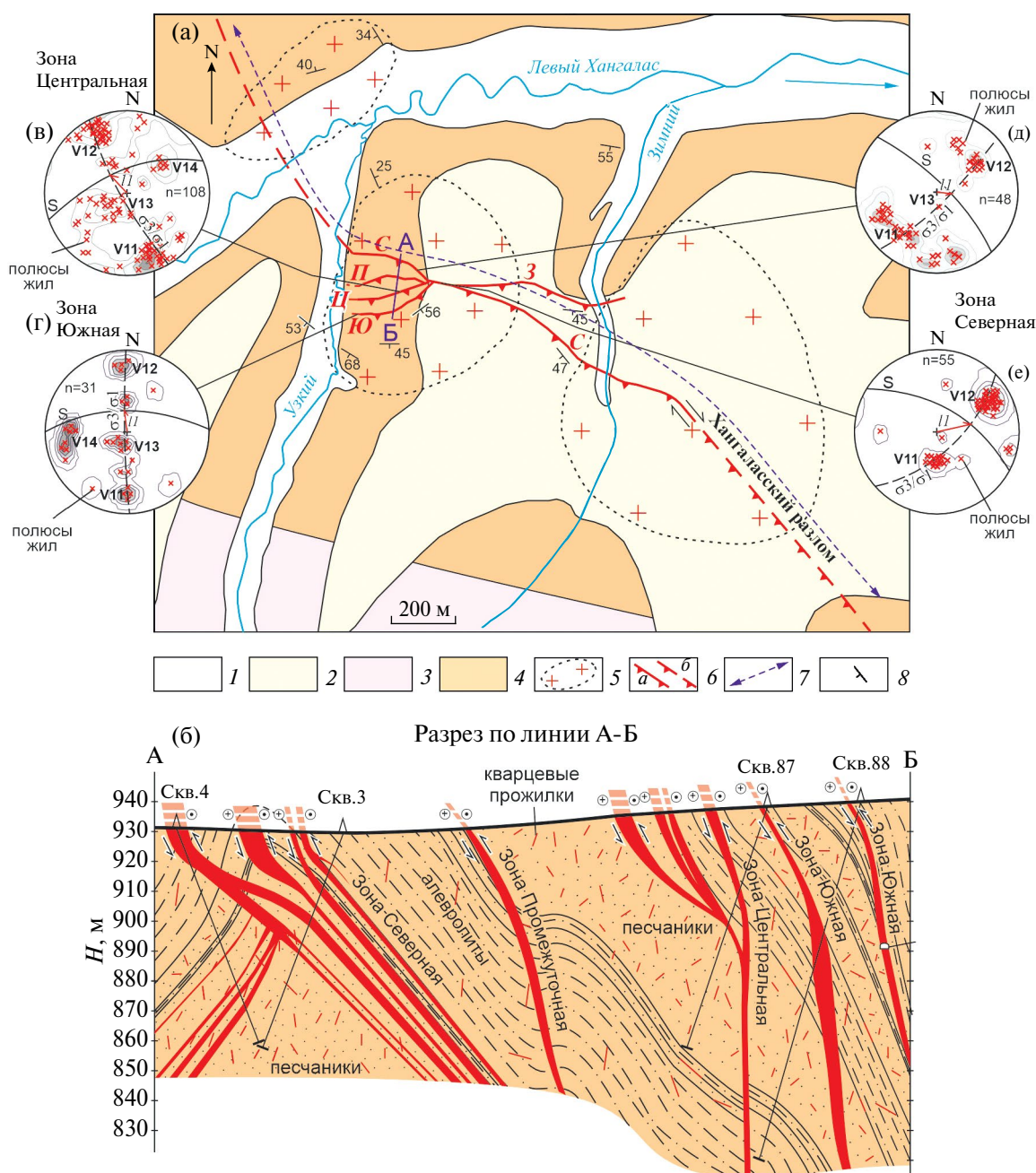
Оруденение на месторождении Хангалас локализуется в протяженных до 1400 м минерализованных зонах (Северная, Промежуточная, Центральная, Южная, Зимняя) мощностью до 70 м (см. фиг. 2, фиг. 3). Простирание рудных зон от северо-западного до субширотного, на отдельных отрезках до северо-восточного. Падение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

Руды месторождения Хангалас представлены двумя типами — известным ранее малосульфидным золото-кварцевым жильно-прожилковым и выделенным нами впервые золото-сульфидным вкрапленным (фиг. 4) (Kudrin et al., 2021). Жильно-прожилковое малосульфидное золото-кварцевое оруденение в зонах дробления с преимущественно “свободным” золотом представлено межпластовыми и секущими кварцевыми жилами мощностью 0.1—1 м, в раздувах до 5 м (фиг. 4а—б). Главными рудными минералами являются пирит и арсенопирит, менее распространены галенит, сфалерит и халькопирит, к аксессуарным относятся аргентотеннантит, буланжерит, тетраэдрит, акантин, самородное золото. Их общее

количество не превышает 1–3%. Распределение золота в жилах крайне неравномерное, содержание изменяется от первых до 400–500 г/т. Размеры выделений самородного золота достигают от долей до 3–4 мм по длинной оси (наиболее

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

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



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

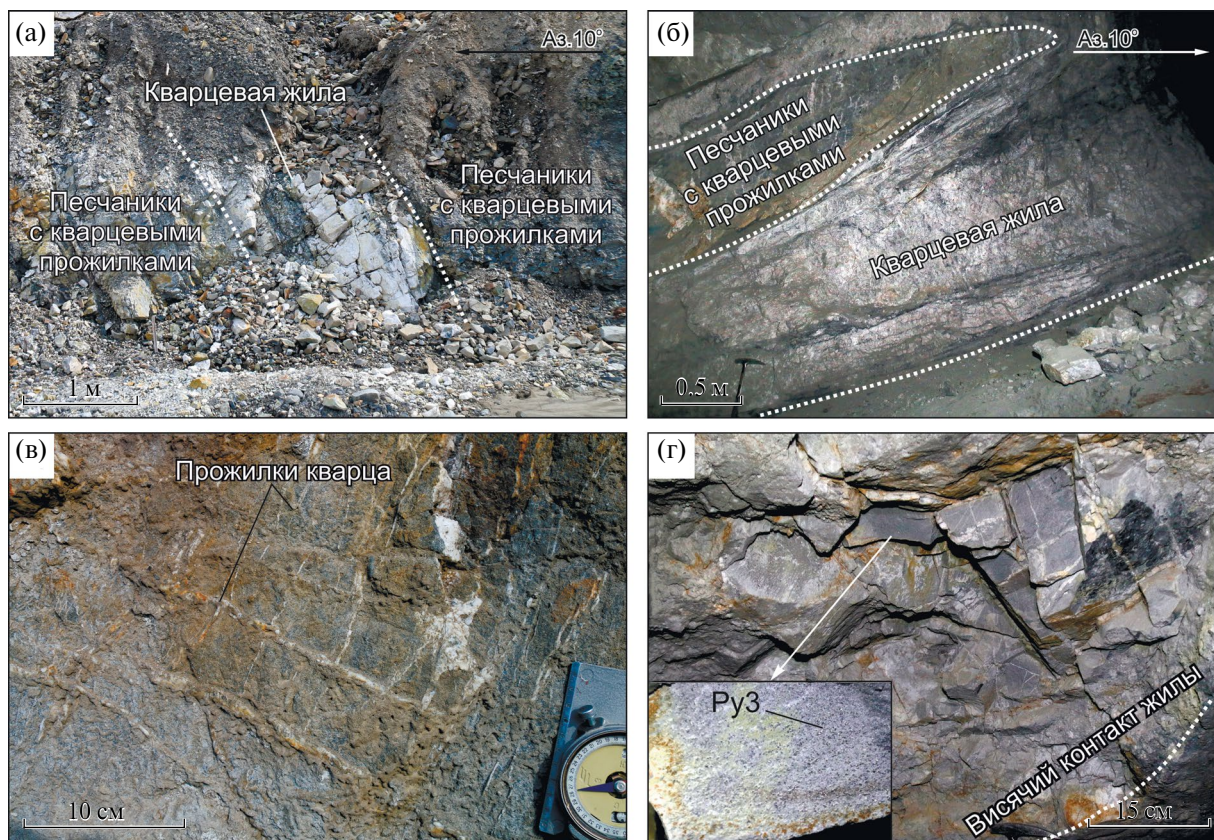
1–4 – отложения: 1 – голоценовые, 2 – нижнеплейстоценовые, 3 – нижнетриасовые, 4 – верхнепермские; 5 – скрытые гранитоидные интрузии; 6 – рудные зоны: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – ось Хангаласской антиклинали; 8 – элементы залегания слоистости.

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

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

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

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



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

пологопадающие жилы системы V13 различного простирания. Система жил V14 ориентируется согласно плоскости  $\sigma_3/\sigma_1$ . На отдельных участках развития всех систем жил и прожилков формируются штокверки (см. фиг. 3, диаграммы). Субвертикальное положение пояса  $\sigma_3/\sigma_1$  полюсов кварцевых жил на стереографических проекциях с учетом их морфологии показывает, что их формирование произошло во взбросо-надвиговом поле напряжений. Рассчитанные значения ориентировки тектонических полей напряжений следующие:  $\sigma_1 - 4/74$ ,  $\sigma_2 - 136/12$ ,  $\sigma_3 - 232/20$ . Подобные системы кварцево-жильной минерализации, связанные со взбросо-надвиговыми движениями относительно главных структур СЗ простирания установлены на многих золоторудных месторождениях Верхне-Индибирского сектора Яно-Колымского металлогенического пояса (месторождения Базовское, Талалах, Мало-Тарынское, Левобережное, Сана) (Fridovsky, 2000, 2018; Фридовский и др., 2012, 2013, 2015; 2017). Отмеченное позволяет связывать формирование золотоносных кварцевых жил и прожилков региона со складчато-надвиговыми деформациями этапа D1.

Пространственное положение кварцевых жил и прожилков тесно связано с залеганием пород в пределах минерализованных зон дробления (см. фиг. 3, диаграммы). Это устанавливается при построении стереографических проекций для участков месторождения, характеризующихся различным простиранием. На участках с СЗ простиранием минерализованных зон дробления и пород устанавливается СВ ориентировка  $\sigma_3/\sigma_1$ , на субширотных интервалах – СЮ положение  $\sigma_3/\sigma_1$ , и наконец, на СВ отрезках – СЗ простирание  $\sigma_3/\sigma_1$  (см. фиг. 3, диаграммы).

## ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД

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

Наиболее распространенными текстурами жильных руд являются текстуры замещения и выполнения – полосчатые, полосчатые с комбинацией прожилковых, комбинации брекчиевидных и полосчатых (фиг. 5а) и прожилковые

(фиг. 5б). Полосчатые текстуры характерны для согласных и субсогласных жил, чаще развиваются в эндоконтактах крупных жил зон Центральная и Южная. Широко проявлены текстуры брекчирования (см. фиг. 5в), часто обусловлены обломками раннего кварца-2, сцементированными поздним халцедоновидным кварцем-4 (см. фиг. 5в). Нередко можно наблюдать полосчато-гнездовые, пятнисто-вкрапленные (инъекционно-вкрапленные), пятнисто-инъецированные, инъекционно-прожилковые текстуры и текстуры “ложного” пересечения, образованные деформированными обломками вмещающих пород, сцементированных кварцем-2.

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

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

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

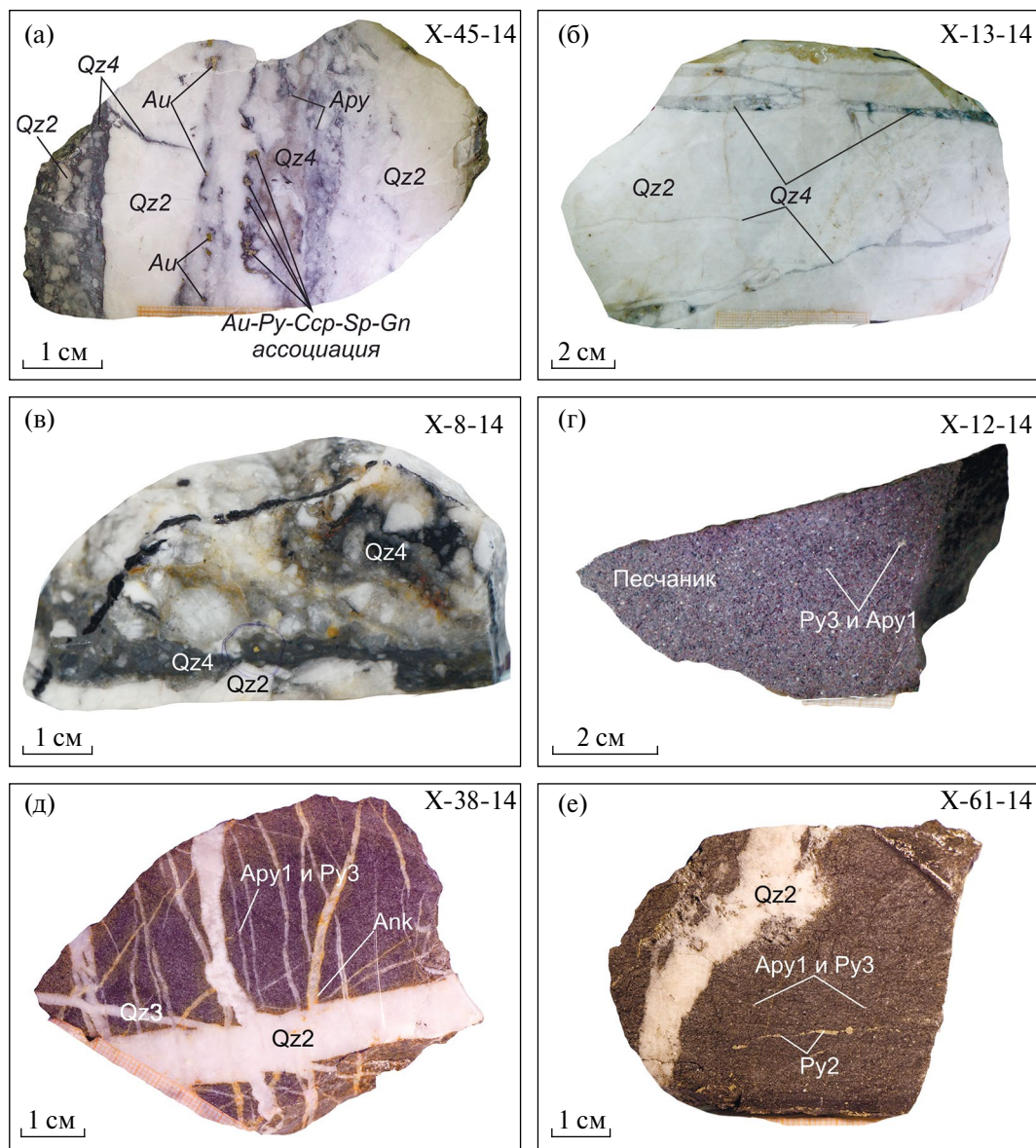
## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

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

### Жильные минералы

**Кварц** – главный жильный минерал месторождения (фиг. 6). Кварц первой генерации (Qz1) – ранний метасоматический кварц, образует систему маломощных прожилков в призальбандовых частях рудных тел, формирует гипидиоморфнометазернистые, часто гребенчатые

структуры, с многочисленными реликтами углестого вещества. Молочно-белый кварц второй генерации (Qz2) слагает крупные и средние кварцевые жилы с массивной, полосчатой и брекчиевидной текстурой, представлен разномасштабными агрегатами, обычно аллотриоморфнобластической, реже – гребенчатой, друзовидной структуры. Полосчатые текстуры формируются



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

а – комбинация брекчиевидной и полосчатой текстур, обусловлена цементацией обломков молочно-белого кварца-2 (Qz2) хацедоновидным темно-серым кварцем-4 (Qz4) и чередованием их полос и цепочек рудных минералов вдоль полос пелитового материала; б – прожилковая текстура, сформирована прожилками серого хацедоновидного кварца-4 (Qz4) в молочно-белом кварце-2 (Qz2); в – брекчии с обломками кварца-2 (Qz2), сцементированными кварцем-4 (Qz4); г – песчаники с вкраплениями пирита-3 (Py3) и арсенопирита-1 (Apy1); д – ориентированно-прожилковые текстуры метасоматитов с вкраплениями пирита-3 (Py3) и арсенопирита-1 (Apy1); е – песчаник с прожилками кварца-2 (Qz2) и вкраплениями пирита-3 (Py3) и арсенопирита-1 (Apy1).

за счет маломощных, до нитевидных прослоев — реликтов вмещающих пород и углистого вещества. Мелкие обломки вмещающих пород встречаются по всему объему рудных тел. Кварц-2 подвержен многократным деформациям. На макроуровне результатом таких процессов являются кварцевые брекчии, сцементированные поздним Qz3-карбонатным агрегатом и халцедоновидным Qz4.

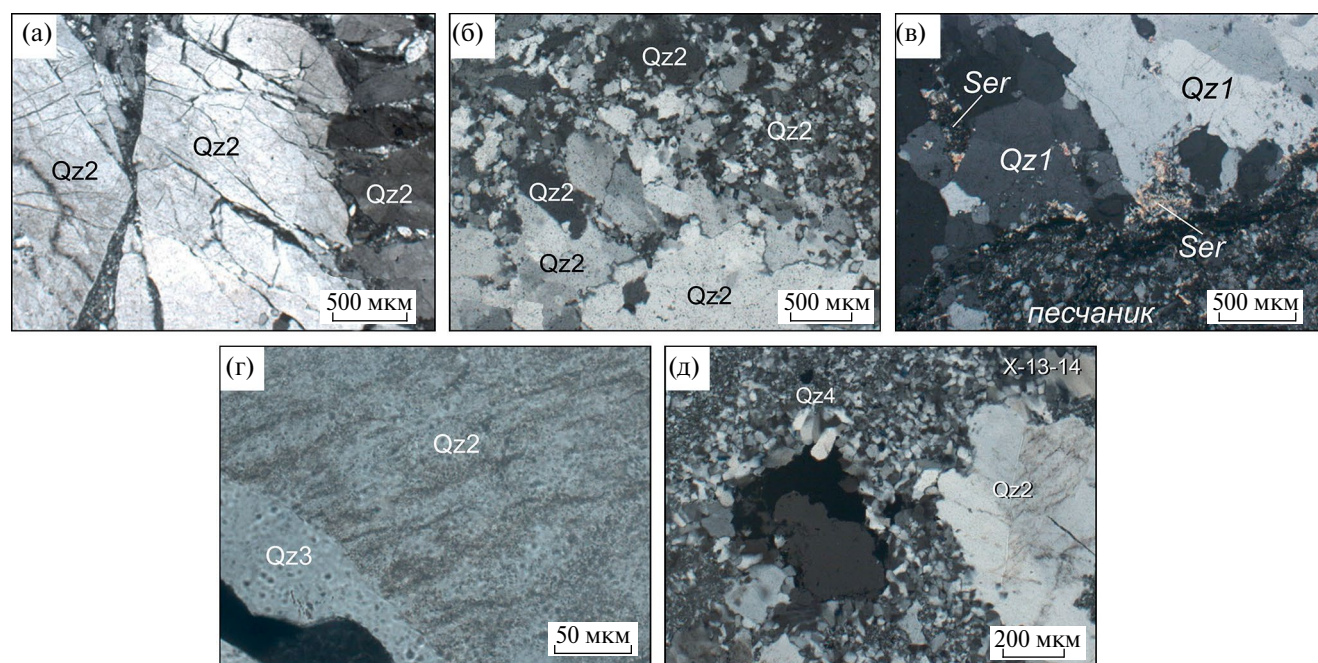
*Карбонаты* являются сквозными минералами, но в пределах месторождения проявлены весьма ограниченно. Встречаются в основном на флангах месторождения в метаморфогенных хлорит-карбонат-кварцевых жилах и представлены анкеритом и кальцитом. Доломит, реже сидерит развиваются в цементе осадочных пород и в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

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

#### Рудные минералы

*Пирит* — наиболее широко распространенный минерал. Выделяется четыре генерации пирита. Диагенетический пирит-1 (Py1), размером

от 10 до 100 мкм фрамбоидальной морфологии сформировался при осадконакоплении и диагенезе. Фрамбоиды образованы агрегатами микроразмерных кристаллов пирита-1, иногда имеют зональную структуру и образуют рассеянную или послойную вкрапленность. Пирит-2 (Py2) метаморфогенный неравномернозернистый кубический формирует рассеянную вкрапленность и заполняет микротрещины в осадочных породах. Размер кристаллов колеблется от 5–150 мкм до 1–3 мм. Пирит-3 (Py3) встречается в околорудных метасоматитах и является наравне с арсенопиритом-1 одним из главных минералов вкрапленного типа оруденения. Характерны сростки, мелкие агрегаты и прожилки мощностью до первых миллиметров, а также усложнение кубических форм до пентагондодекаэдра (фиг. 7а). Размер кристаллов от долей до 1–1.5 мм, реже до 2–3 мм. Пирит-4 (Py4) — один из главных минералов жильно-прожилкового типа рудных тел (см. фиг. 7л, м). Пирит-4 кристаллизовался одновременно с кварцем Qz2 и наблюдается в виде рассеянных мелких идиоморфных зерен и агрегатов размером до 0.5–1 см, иногда до 1–2 см и реже в форме прожилковидных скоплений вдоль реликтов алевролитов в кварце.

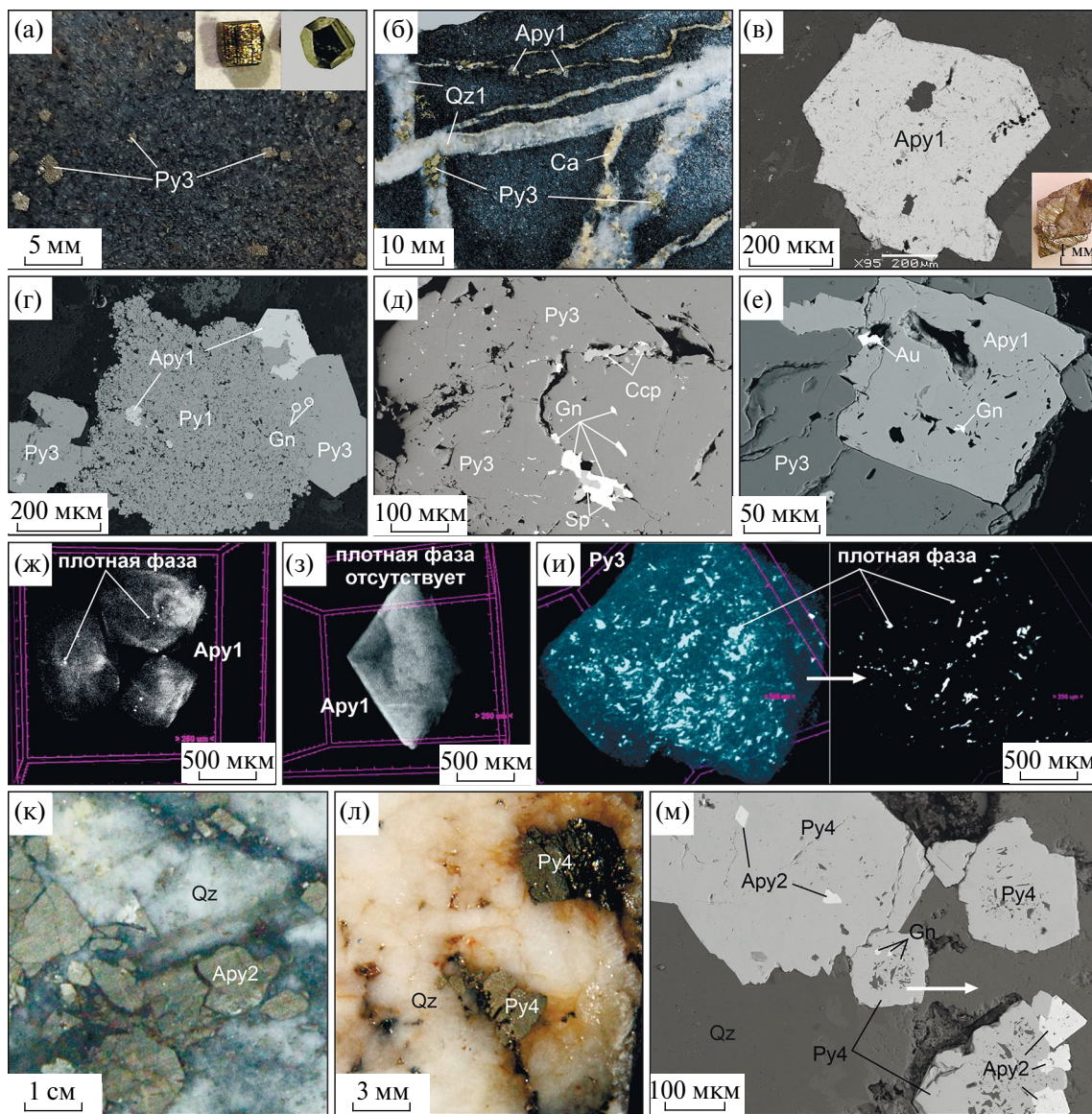


**Фиг. 6.** Микрофотографии кварца.

а — микротекстуры дробления и цементации кварца-2 (Qz2); б — поликристалличность с изрезанными лапчатыми контурами индивидов и проявление сутурных границ кварца-2 (Qz2); в — серицит, приуроченный к зальбанду прожилков кварца-1 (Qz1); г — прожилки кварца-3 (Qz3), рассекающие кварц-2 (Qz2); д — поздний халцедоновидный кварц-4 (Qz4), цементирующий обломки кварца-2 (Qz2).

*Арсенопирит* встречается в зонах околорудных метасоматитов (Ару1) и в рудных жилах (Ару2). В метасоматитах Ару1 проявлен в виде сростков, мелких агрегатов, отдельных короткопризматических и псевдопирамидальных кристаллов (см. фиг. 7б–г, е). В Ару1 так же, как и в пирите,

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



**Фиг. 7.** Фотографии (а, б, к, л), микрофотографии в обратно-рассеянных электронах (в–е, м) вкрапленных и жильных руд и трехмерная визуализация зерен Ру3 и Ару1 (ж–и). а – вкрапления метасоматического пирита-3 (Ру3) в песчанике; б – прожилково-вкрапленная карбонат-кварц-пирит-3-арсенопирит-1 минерализация; в – двойникованные кристаллы арсенопирита-1 (Ару1); г – сростки пирита-1 (Ру1), пирита-3 (Ру3) и арсенопирита-1 (Ару1) с включениями галенита (Gn); д – включения галенита (Gn), халькопирита (Ccp) и сфалерита (Sp) в пирите-3 (Ру3); е – вкрапления золота (Au) и галенита (Gn) в пирите-3 (Ру3) и арсенопирите-1 (Ару1); ж – зерна арсенопирита-1 (Ару1) и распределение в них плотных минералов (галенит, золото); з – арсенопирит-1 (Ару1) без включений рентгеноконтрастных (плотных) фаз; и – распределение плотных фаз (галенит, золото) в агрегате пирита-3 (Ру3); к – гнездообразные скопления и отдельные идиоморфные кристаллы арсенопирита-2 (Ару2) в кварце (Qz); л – идиоморфные зерна пирита-4 (Ру4) в кварце (Qz); м – сростки пирита-4 (Ру4) и арсенопирита-2 (Ару2) с вкраплениями галенита (Gn) в кварце (Qz). Аббревиатура по Warr L.N. (2021).

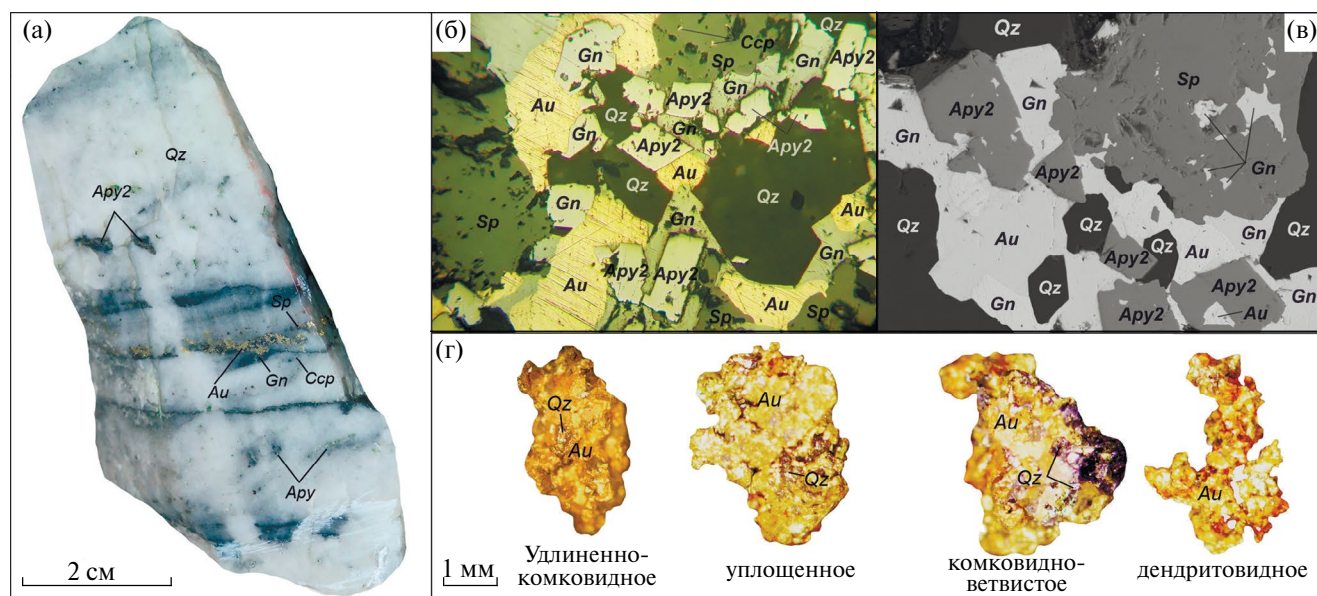
фаз (см. фиг. 7ж, и). Плотные минералы имеют светлые тона до белого, изометричную, субизометричную и уплощенную форму размерами до 10–15 мкм в Ару1 (см. фиг. 7ж) и от первых мкм до 30–40 мкм в Ру3 (см. фиг. 7и). Установлено линейно-плоскостное распределение плотных фаз (или агрегатов), вероятно, приуроченное к дефектам и зонам роста кристаллов. Вместе с тем отмечены однородные зерна арсенопирита, не включающие рентгеноконтрастные фазы (см. фиг. 7з). Из установленных на месторождении более плотных, чем пирит и арсенопирит, минералов встречаются самородное золото и галенит. Только в одном зерне (обр. Х-4–17) между кристаллами арсенопирита Ару1 и пирита Ру3 обнаружено самородное золото размером около 10 мкм пробностью 827‰ (см. фиг. 7е), а галенит встречается часто. Арсенопирит-2 (Ару2) является главным минералом жильно-прожилкового типа рудных тел (см. фиг. 7к, м). Арсенопирит-2 кристаллизовался одновременно с Qz2 и наблюдается в виде ксеноморфных кристаллов размером от долей до 1–2 мм по длинной оси и гнезд размером до 1–2 см, реже до 3–5 см, а также прожилковидных скоплений вдоль углистых прослоев в кварце.

*Fe-гердсдорфит* встречается в виде хорошо сформированных кристаллов размером от долей до 4–5 мм в метасоматитах по песчаникам в шахтном стволе № 2, на глубине около 30 м. Однозначных

временных взаимоотношений Fe-гердсдорфита с другими минералами не обнаружено, так же как и на месторождении Нагорное, где этот минерал описан Г.Ю. Акимовым (2000).

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

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



**Фиг. 8.** Минеральный состав руд жильного типа (а–в) и морфология самородного золота (г).

а – полосчатый кварц (Qz) с включениями самородного золота (Au), галенита (Gn), сфалерита (Sp) и арсенопирита (Apy2); б – срастание золота (Au), галенита (Gn), сфалерита (Sp) и халькопирита (Ccp) и ангедрального арсенопирита-2 (Apy2); в – отраженный свет; г – обратно-рассеянные электроны.

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

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

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

*Поздние минералы* представлены блеклыми рудами (аргентотеннантит, буланжерит, тетра- эдрит) и акантитом. Они спорадически встреча- ются в виде микровключений в пирите и арсено- пирите жил и метасоматитов.

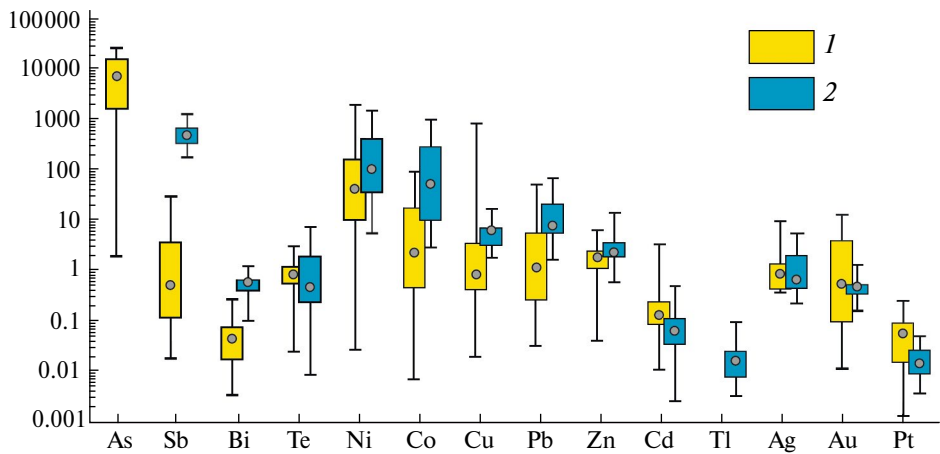
Гипергенные минералы

На месторождении Хангалас широко прояв- лены гипергенные минералы (Нестеров, 1970; Кудрин и др., 2018, 2019; Заякина и др., 2020; Zayakina et al., 2020; Kudrin et al., 2020<sub>2</sub>, 2023). Зона гипергенеза имеет площадной характер на поверхности и линейный на глубину до 50–70 м, реже до 100 м. Агрегаты гипергенных минералов развиваются в виде тонких корок, налетов или включений и прожилков в породах и рудах ме- сторождения. Установлено, что вторичные мине- ралы относятся в основном к классам сульфатов (гипс, реже ярозит, мангазеит (вторая находка

в Якутии и в мире), амарантит, мета-алюминит, мета-алуноген, тамаругит, пиккерингит), арсена- тов (смордит, редко канькит и буковскиит) и ги- дрооксидов Fe (гетит) (Кудрин и др., 2018). Кро- ме того, обнаружены неизвестные минералы: водный сульфат Fe – Fe(SO<sub>4</sub>)(ОН)·2Н<sub>2</sub>О (Kudrin et al., 2020<sub>2</sub>) и водный сульфат-арсенат-фосфат Fe и Al (Заякина и др., 2020; Zayakina et al., 2020).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПИРИТА И АРСЕНОПИРИТА

Пирит-3 и арсенопирит-1 имеют нестехио- метрический состав: Fe/(S+As) (Py3: 0.47–0.52; Аpy1: 0.47–0.50) (Kudrin et al., 2021) (фиг. 9) и широкий спектр элементов-примесей. В со- ставе пирита-3 отмечается дефицит S, арсенопи- рита-1 – избыток S и недостаток As. По данным РСМА и ЛА-ИСП-МС, в составе пирита-3 и ар- сенопирита-1 установлено до 40 элементов-при- месей. Можно предположить, что часть их (Si, Mg, Ti, Al, Mn, Ge) связаны с нановключениями минералов, захваченных в период роста кристал- лов. Остальные, возможно, химически связан- ные примеси – металлы (Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Cd,



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

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

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

Данные атомно-абсорбционного анализа оксидных метасоматитов и вкрапленных сульфидов показали среднее содержание Au в Ру3–12.5 г/т (от 0.8 до 39.3 г/т Au) и Ару1–17.5 г/т (от 12.3 до 23.8 г/т Au). Сходные величины установлены на месторождениях Бадран, Мало-Тарынское, Вьюн, Шумное западной части ЯКМП (Fridovsky et al., 2023).

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

##### *Re–Os систематика самородного золота и возраст оруденения*

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

##### *Изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}$ кварца*

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

##### *Изотопный состав кислорода во флюиде*

Величины  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  флюида, участвовавшего в образовании кварца продуктивного этапа, рассчитанные по уравнению  $1000\ln\alpha = 3.38(10^6/T^2) - 3.40$  для 200–500 °C (Clayton et al., 1972) с учетом температур гомогенизации первичных флюидных включений в кварце (330–280 °C) и установленных величин  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2}$  составляют от +8.4 до +9.2‰. Г.Н. Гамяниным и др. (2018) для золото-кварцевых месторождений Верхне-Индибирского сектора ЯКМП получены близкие значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  +7.3...+12.3‰ (300 °C). Несколько меньшие значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  определены для рудообразующего флюида ранней ассоциации месторождения Наталка +6.3 и +8.8‰ (350 °C, Горячев и др., 2008).

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

Изотопный состав серы пирита и арсенопирита месторождения Хангалас характеризуется узким интервалом вариаций отрицательных значений  $\delta^{34}\text{S}$  от –2.1 до –0.6‰ (Kudrin et al., 2021). Пирит-3 из метасоматитов имеет величины  $\delta^{34}\text{S}$  от –1.9 до –0.6‰ ( $n=8$ ), арсенопирит-1 – от –2.1 до –1.1‰ ( $n=4$ ). В кварцевых жилах для Ру4 получены значения от –1.3 до –0.9‰ ( $n=3$ ), для Ару2 –2.0‰ ( $n=1$ ). Схожий изотопный состав серы арсенопирита и пирита рудных жил и вкрапленной минерализации может свидетельствовать об их формировании в ходе единого гидротермального события. Полученные величины попадают в диапазон, установленный для сульфидов из золото-кварцевых жил ЯКМП ( $\delta^{34}\text{S}$  от –6.6 до +5.4‰) (Гамянин и др., 2018; Тюкова, Ворошин, 2008).

##### *Изотопный состав Pb в галените*

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

ранее для арсенопирита месторождения Хангалас ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.013$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.519$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.168$  (Гамянин и др., 2003).

#### *Изотопный состав благородных газов в газожидких включениях в кварце*

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

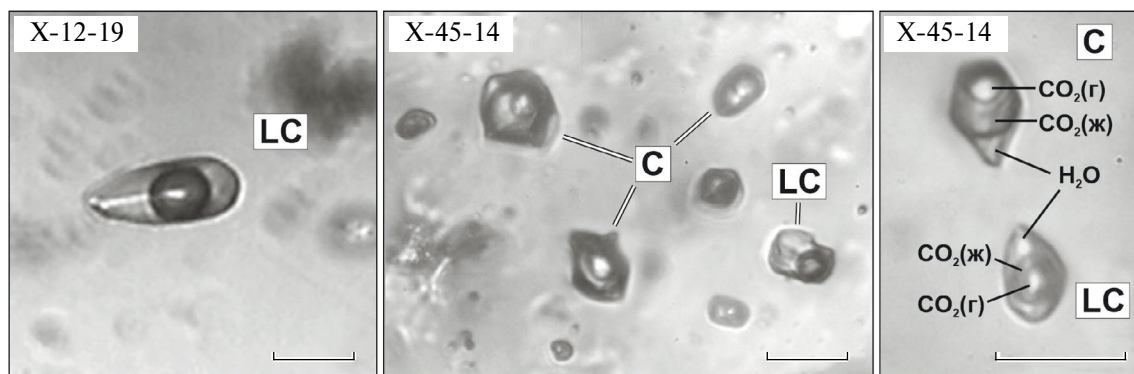
#### *Температура, давление и состав рудообразующего флюида*

Во всех изученных образцах кварца обнаружены однотипные углекислотно-водные включения (тип LC), содержащие водно-солевой раствор и около 35 об.% углекислоты (фиг. 10). По отношению к кварцу-3 включения являются первичными. Они находятся в виде объемных изолированных кластеров преимущественно в центральных зонах кристаллов. В кварце-2 включения приурочены к залеченным трещинам и определяются как вторичные. Результаты микротермометрических анализов представлены в табл. 2.

Температура плавления углекислоты во включениях понижена до  $-58 \pm 0.5$  °C, что свидетельствует о присутствии в ней примеси метана. Гомогенизация  $\text{CO}_2$  происходит в газовую фазу вблизи критической точки при  $+22\text{--}+24$  °C. Согласно диаграмме состояния системы  $\text{CO}_2+\text{CH}_4$  (Thiery et al., 1994), мольная доля  $\text{CH}_4$  в  $\text{CO}_2$  составляет около 0.08, мольный объем смеси газов – около  $80\text{ см}^3/\text{моль}$ . Расчетное содержание газов во флюиде – 10–12 моль.%.

При замораживании во включениях образуется газогидрат, который разлагается при 7.5–8.6 °C. Для чистой системы  $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O--NaCl}$  данная температура соответствует солёности 4–5 мас.%-экв. NaCl (Darling, 1991). Поскольку примесь  $\text{CH}_4$  смещает точку разложения газогидрата в область более высоких температур (и меньшей солёности), значение 4 мас.%-экв. NaCl следует принять как минимально возможное. Температура плавления последнего кристаллика льда во включениях варьирует от  $-3.7$  до  $-5.0$  °C, что для системы  $\text{H}_2\text{O--NaCl}$  соответствует солёности 6–8 мас.%-экв. NaCl (Bodnar and Vityk, 1994). Поскольку плавление льда происходит в присутствии газогидрата (в который вошла значительная часть воды), значение 6 мас.%-экв. NaCl следует принять как максимально возможное. Таким образом, солёность растворов можно оценить значением  $5 \pm 1$  мас.%-экв. NaCl.

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



**Фиг. 10.** Типы флюидных включений в кварце месторождения Хангалас.

Типы включений: LC – углекислотно-водные, C – существенно углекислотные. Фазы:  $\text{H}_2\text{O}$  – водно-солевой раствор,  $\text{CO}_2$  – углекислота жидкая (ж) и газообразная (г). Масштабная линейка 10 мкм.

Таблица 2. Параметры флюидных включений в кварце

| Номер образца | Температуры фазовых переходов, °С |               |             |                          |                           |           |
|---------------|-----------------------------------|---------------|-------------|--------------------------|---------------------------|-----------|
|               | тип ФВ                            | $T_{пл}$ льда | $T_{пл}$ ГГ | $T_{пл}$ CO <sub>2</sub> | $T_{гом}$ CO <sub>2</sub> | $T_{гом}$ |
| Х-45–14       | LC                                | –3.7          | 8.0         | –58...–58.5              | 22–24к                    | 315...330 |
|               | C                                 | –             | –           | –58...–58.5              | 24–25ж                    | –         |
|               | L*                                | –4.5          | –           | –                        | –                         | 275       |
|               | L*                                | –3.7          | –           | –                        | –                         | 220       |
| ХГ-22–19      | LC                                | –4.2          | –           | –57.7...–57.3            | 24.2...23.2г              | 323...325 |
|               | LC                                | –5.0          | –           | –57.3...–56.8            | 23.8...22.1г              | 293       |
| ХГ-1–19       | LC                                | –             | –           | –57.8...–59.7            | 22.5...19.3г              | 282...323 |
| Х-5–14        | LC                                | –3.8          | 8.0         | –58                      | 23...24 ж                 | 310...315 |
| Х-12–19       | LC                                | –5.3          | 8.6         | –57.9...–56.8            | 23.7...24.1г              | 304...312 |
|               | LC                                | –             | 7.5...8.0   | –57.5...–58              | 23...24г                  | 280...310 |
|               | L                                 | –4.2...–3.7   | –           | –                        | –                         | 187...215 |
| Х-7–14        | LC                                | –4.0          | –           | –58.5                    | 22...23 г                 | 275...295 |
|               | L                                 | –4.8...–4.0   | –           | –                        | –                         | 260...264 |
| ХГ-23–19      | L                                 | –5.0          | –           | –                        | –                         | 200...236 |
| Х-14–19       | L                                 | –3.2          | –           | –                        | –                         | 220...226 |
|               | L                                 | –4.0          | –           | –                        | –                         | 200...190 |

Примечание. Тип ФВ: LC – углекислотно-водные, C – углекислотные, L – газовой-жидкие без признаков CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>. Измеренные температуры:  $T_{пл}$  льда – плавления последнего кристаллика льда,  $T_{пл}$  ГГ – полного разложения газогидрата,  $T_{пл}$  CO<sub>2</sub> – плавления углекислоты,  $T_{гом}$  CO<sub>2</sub> – гомогенизации углекислоты в газовую (г), жидкую (ж) или критическую (к) фазу,  $T_{гом}$  – полной гомогенизации включений в жидкую фазу (путем растворения углекислоты в воде). В каждой группе проанализировано не менее 3–5 индивидуальных включений; \* – единичные значения, ФВ на границе с самородным золотом.

Х-45–14), с образцом, отобранном за пределами рудных зон (Хпр1-4–14), показало следующее. Вместе с главными компонентами флюида (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, Na, Ca, K, Mg) из включений извлекаются только As, Sb, Cu и Pb. Остальные элементы, очевидно, поступают в вытяжку из матрицы (кварца). Хлор-ион и сульфат в вытяжках не обнаружены, что указывает на преимущественно гидрокарбонатно-натриевый состав растворов во включениях.

Гомогенизация углекислотно-водных включений происходит в жидкую фазу (путем растворения газов в воде) в интервале 330–280 °С. Данный интервал можно принять в качестве температур минералообразования (Калужный, 1982; Реддер, 1987). В образце Х-45–14 в ассоциации с углекислотно-водными включениями присутствуют существенно углекислотные (тип C, фиг. 10). Последние содержат 5–10 об.% воды и углекислоту с примесью метана ( $T_{пл}$  –58...–58.5 °С). Углекислота гомогенизируется в жидкую фазу

при 24–25 °С. Согласно диаграмме состояния системы CO<sub>2</sub>+CH<sub>4</sub> (Thiery et al., 1994), мольный объем смеси газов составляет 78 см<sup>3</sup>/моль.

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

Кроме перечисленных типов ФВ в кварце присутствуют также газовой-жидкие включения типа L, в которых газовая фаза занимает до 20% объема. Криометрией признаков присутствия в ней CO<sub>2</sub> и других газов не установлено. Отмечены единичные случаи совместного нахождения ФВ L-типа и LC-типов. Флюидные включения L-типа достигают гомогенизации в диапазоне 180–275 °С. Последний кристаллик льда плавится при температуре от –5 до –3 °С, что соответствует солености

Таблица 3. Результаты валового анализа включений в кварце

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

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

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

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

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

*Результаты структурного анализа*

Выделено несколько разновозрастных деформационных парагенезисов, проявленных на месторождении Хангалас (Fridovsky et al., 2020) и на других орогенных золоторудных месторождениях Индигирского сектора ЯКМП (Фридовский и др., 2003, 2012, 2013, 2017) (табл. 4). Первый деформационный парагенезис этапа D1 включает сжатые до изоклинальных складки F1, надвиги/взбросы и региональный кливаж разлома северо-западного простираия. Этап D1 характеризуется горизонтальным СВ положением  $\sigma_3$  и вертикальным  $\sigma_1$  (Fridovsky et al., 2018, 2020). В том же тектоническом поле напряжений при юго-западном транспорте пород в валанжинское время происходит активизация разломов и развитие орогенных рудообразующих систем. Рудо-локализующими являются секущие минерализованные зоны дробления и межслоевые срывы с жильной золото-кварцевой минерализацией.

Структурно-кинематический анализ золото-кварцевых жил показал, что они формировались в региональном взбросо-надвиговом поле напряжений ( $\sigma_3$  – 210–232/8–22 и

22–55/4–20;  $\sigma_1$  – 4–75/70–88 и 98–188/70–72;  $\sigma_2$  – 134–142/6–12 и 310–315/6–10). С учетом критериев, предложенных (Fossen et al., 2019), деформации D1 можно отнести к прогрессивным, сформированным в ходе единого непрерывного тектонического режима при фронтальной аккреции-коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с восточной окраиной Сибирского кратона. Сходные тектонические условия характерны для золоторудных месторождений Мало-Тарынское, Бадран, Базовское, Зона Левобережная, Сана Адыча-Тарынской зон (Фридовский и др., 2012, 2013, 2015, 2017; Третьяков, 2006; Fridovsky, 2018; Fridovsky et al., 2018).

Послерудные деформации представлены сдвигами – вначале лево-, а затем правосторонними. Левосдвиговые движения этапа D2 вдоль СЗ разломов происходили при доминирующем ЗВ направлении оси сжатия ( $\sigma_3$ –77–98/10–18) и горизонтальном СЮ положении оси растяжения ( $\sigma_1$ –175–190/10–12), вызванными изменившимися направлениями движения Колымо-Омолонского микроконтинента и субдукции Удско-Мургальской дуги. К этому парагенезису

**Таблица 4.** Этапы деформаций и ассоциирующая минерализация Хангаласского рудного узла

| Характеристика                                                     | Деформационные этапы                                                                                                                                                                       |                                                                               |                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                     |
|--------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                    | D1, прогрессивный                                                                                                                                                                          |                                                                               | D2                                                                                                                                                                         | D3                                                                                                                                  |
| Кинематика главных разломов северо-западного простираия            | Взбросо-надвиговая                                                                                                                                                                         |                                                                               | Левосдвиговая                                                                                                                                                              | Правосдвиговая                                                                                                                      |
| Структурный парагенезис                                            | Межслоевые срывы, внутрипластовые рампы, надвиги и взбросы, сжатые и изоклинальные СЗ складки с горизонтальными шарнирами F1, кливаж разлома, борозды скольжения по падению пород, будинаж | Активизация надвигов/взбросов, межслоевые срывы, орогенное золотое оруденение | Левосторонние сдвиги, СВ и СЮ складки F2 с умеренно крутыми и крутыми шарнирами, горизонтальные и пологие борозды скольжения, кливаж разлома, минерализации не установлена | Правосторонние сдвиги, складки близширотного простираия, горизонтальные борозды скольжения, вероятно, Au–Ag-кварцевая минерализация |
| Ориентировка плоскости $\sigma_3/\sigma_1$ и оси сжатия $\sigma_3$ | Близвертикальная $\sigma_3/\sigma_1$ , северо-восточная $\sigma_3$                                                                                                                         |                                                                               | Пологая $\sigma_3/\sigma_1$ , субширотная $\sigma_3$                                                                                                                       | Пологая $\sigma_3/\sigma_1$ , субмеридиональная $\sigma_3$                                                                          |
| Графическая модель                                                 |                                                                                                         |                                                                               |                                                                                        |                                                |
| Геодинамический режим                                              | Компрессионный                                                                                                                                                                             |                                                                               | Транспрессионный                                                                                                                                                           | Транспрессионный                                                                                                                    |



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

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

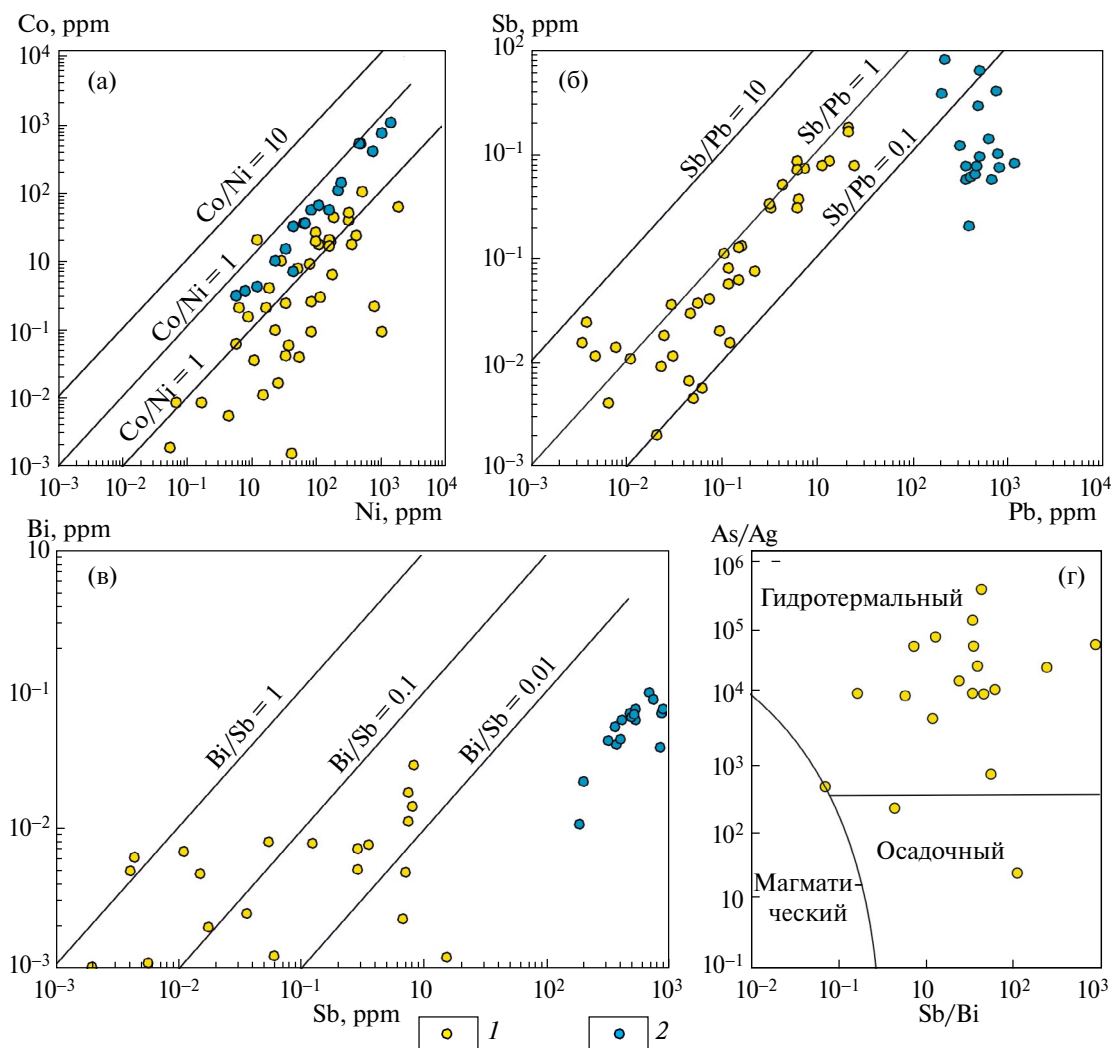
Серебро-кварцевый этап минералообразования является наложенным на продуктивное золото-сульфидно-кварцевое оруденение. Халцедоновидный темно-серый до черного кварц с редкими вкраплениями акантита цементирует обломки раннего кварца. Этот тип минерализации проявлен на серебро-сурьмяных объектах Яно-Колымского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

#### *Генезис вкрапленных пирита и арсенопирита и золотоносность*

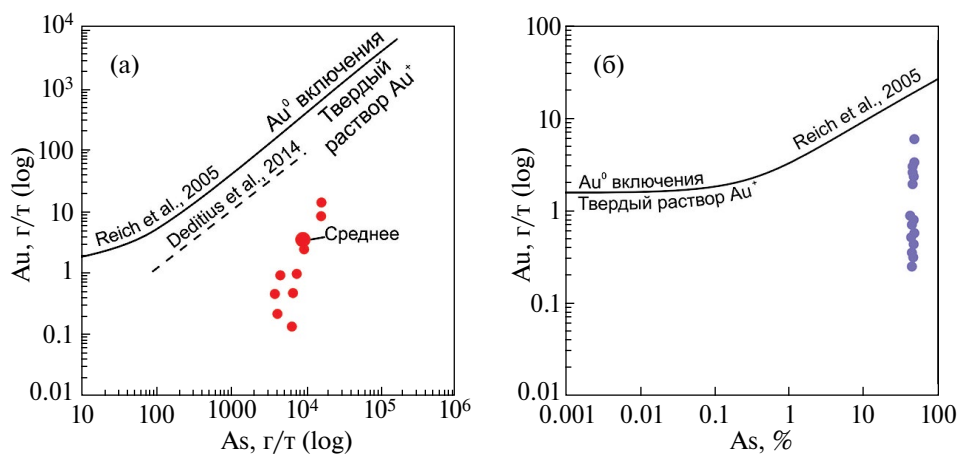
Геохимические характеристики вкрапленных пирита и арсенопирита позволяют определить условия их формирования (Large and Maslennikov, 2020; Augustin and Gaboury, 2019; Román et al., 2019; Wang et al., 2018; Zhang et al., 2014; Bajwah et al., 1987 и др.). Несмотря на широкий набор элементов-примесей, лишь для отдельных элементов характерны значимые корреляционные связи (пирит-3 – Co–Ni, Sb–Bi–Pb–Ag, Au–As–Sb; арсенопирит-1 – Bi–Sb–Te–Co–Ni, Zn–Cu–Au–Pt). Положительная корреляционная связь прослеживается между Co и Ni как в пирите-3, так и в арсенопирите-1 (фиг. 12а). Соотношение Co/Ni в пирите изменяется от 0.01 до 1.5, что характерно для пирита *p*-типа с высокой проводимостью (см. фиг. 12а). По данным (Large and Maslennikov, 2020), отрицательно заряженный пирит преимущественно притягивает золото. Высокие концентрации Ni (Apy1 до 1680 г/т, Py3 до 2173 г/т) в сульфидах связываются, согласно (Lee et al., 2019), с участием основных и ультраосновных пород в рудообразовании.

Пирит-3 характеризуется сильной положительной корреляцией Sb–Pb ( $r=0.9$ ), соотношением Sb/Pb от 0.1 до 0.7. В арсенопирите-1 при небольшом повышении содержания Pb, концентрации Sb увеличиваются на 2 порядка, и корреляционная связь между этими элементами отсутствует (см. фиг. 12б). В Py3 отмечается умеренная корреляция между Bi и Sb ( $r=0.4$ ), в арсенопирите-1 она увеличивается до 0.8. Соотношение Bi/Sb Py3 от 1 до 0.01 (см. фиг. 12в). На диаграмме соотношения As/Ag – Sb/Bi результаты анализов Py3 располагаются в поле гидротермального пирита (см. фиг. 12г). В арсенопирите-1 наблюдаются повышенное содержание Sb и высокая степень корреляции с Bi ( $r=0.8$ ) и Te ( $r=0.7$ ).

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



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



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

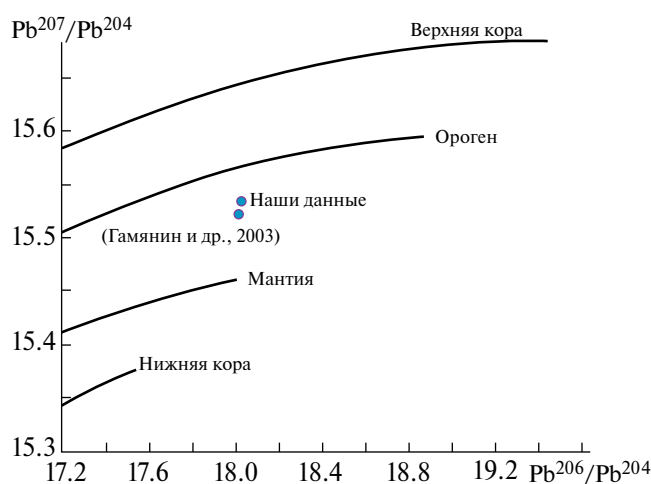
Таким образом, данные микроскопии, рентгеновской компьютерной микротомографии, РСМА и ЛА-ИСП-МС анализов монофракций сульфидов показывают, что Au в  $\text{Au}_{\text{pyl}}$  и  $\text{Py}_3$  месторождения Хангалас присутствует в неминеральной форме — “невидимое” (твердый раствор в кристаллической решетке/наночастицы размером  $< 100$  нм, Reich et al., 2005, Таусон и др., 2014) и в виде микровключений самородного золота. Предполагается, что преобладающей формой является твердый раствор  $\text{Au}^+$  в кристаллической решетке  $\text{Py}_3$  и  $\text{Au}_{\text{pyl}}$ .

#### *Возраст, источники вещества и условия формирования*

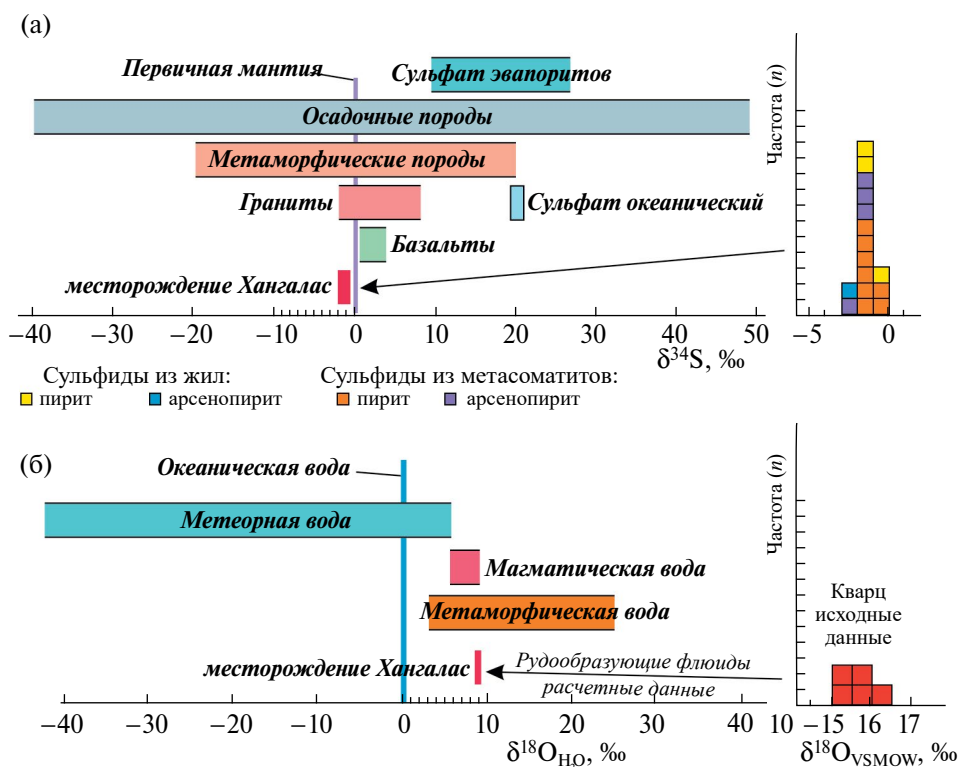
Оценки Re—Os возраста изотопных систем самородного золота месторождения Хангалас (137 млн лет, Фридовский и др., 2021) близки K—Ag датировке серицита из рудных жил месторождения Нагорное (135 млн лет, Акимов, 2004), а также Ag—Ag датировке серицита из месторождений Наталка, Дегдекан, Школьное (Goryachev,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

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

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



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



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

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

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

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

Изучение флюидных включений показало, что в формировании месторождения Хангалас принимали участие низкоконцентрированные

(около 5.0 мас. %-экв. NaCl) гидрокарбонатные гидротермы с  $\text{CO}_2$  в газовой составляющей. Температуры минералообразования изменялись от 330 до 280 °C, давление рудообразующего флюида составляло около 0.8 кбар. Полученные параметры близки флюидному режиму формирования мезотермальных орогенных золоторудных месторождений ЯКМП (Фридовский и др., 2015, 2019; Гамянин и др., 2018; Аристов и др., 2017).

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

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

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

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

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

Для всех генераций пирита и арсенопирита характерна нестехиометричность составов: Fe/(S+As) (Py1: 0.48–0.51; Py2: 0.48–0.52; Py3: 0.47–0.52; Py4: 0.49–0.51; Apy1: 0.47–0.50; Apy2: 0.44–0.50) и наличие примесей Co, Ni, Cu и Sb. Вкрапленные золотоносные пирит-3 (до 39.3 г/т Au) и арсенопирит-1 (до 23.8 г/т Au)

из серицит-карбонат-кварцевых метасоматитов имеют избыток Fe и недостаток S (и As в Apy), Fe/(S+As) = 0.47–0.52 (Py3) и 0.47–0.50 (Apy1). Преобладающей формой “невидимого” золота в Py3 и Apy1 является структурно-связанная  $\text{Au}^+$ . Главной индикаторной примесью в пирите является As, его концентрация прямо пропорциональна содержанию As ( $r_{\text{As-Au}}=0.9$ ). Для золотоносного Py3 общее содержание примесей изменяется от 0.31 до 3.19%.

4. Кварцевые жилы с видимым Au формировались с участием низкоконцентрированных (около 5 мас. %-экв. NaCl) гидрокарбонатных гидротерм с  $\text{CO}_2$  в газовой составляющей, при температуре 330–280 °C и давлении 0.82–0.85 кбар.

5. Изотопный состав кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  кварца (от +15.2 до +16.1‰), кислорода во флюиде  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (от +8.4 до +9.2‰), серы  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов (от –2.1 до –0.6‰), благородных газов в газовой-жидких включениях в кварце  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  (325.5–327.5) и  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ( $0.395\text{--}0.416 \cdot 10^{-6}$ ); изотопные отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  (от 0.2212 до 0.2338) в самородном золоте и Pb в галените ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.0214$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.5356$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.2216$ ), а также геохимические особенности Py3 и Apy1 позволяют предположить участие в рудообразовании, главным образом, источников из субконтинентальной литосферной мантии и в меньшей степени — коровых резервуаров.

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

## БЛАГОДАРНОСТИ

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

## ФИНАНСИРОВАНИЕ

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов Г.Ю. Новые данные о возрасте золото-кварцевого оруденения в Верхне-Индигирском районе Якутии // ДАН. 2004. Т. 398. № 1. С. 80–83.
- Акимов Г.Ю. Гидротермально-метасоматические минеральные комплексы месторождения Нагорное (Восточная Якутия) // Проблемы магматической и метаморфической петрологии. Тез. докл. X научных чтений И.Ф. Трусовой. М.: МГГА, 2000. С. 1.
- Акинин В.В., Альшевский А.В., Ползуненков Г.О., Сергеев С.А., Сидоров В.А. Возраст орогенного золоторудного месторождения Наталка (U-Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Re-Os ограничения) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 6. С. 62–79. DOI: 10.30911/0207–4028–2023–42–6–62–79
- Амузинский В.А. Металлогенические эпохи и золотосодержащие рудные комплексы Верхоянской складчатой системы. Якутск: Изд-во Якутского университета, 2005. 248 с.
- Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. Самоходное золото Якутии: Верх.-Индигир. р-н. Новосибирск: Наука, 1992. 182 с.
- Анисимова Г.С., Протопопов Р.И. Геологическое строение и состав руд золото-кварцевого месторождения Вьюн, Восточная Якутия // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 59–69.
- Аристов В.В., Кряжев С.Г., Рыжов О.Б. и др. Источники флюидов и рудного вещества золотой и сурьмяной минерализации Адычанского рудного района (Восточная Якутия) // ДАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 174–180. DOI: 10.7868/S0869565217260127
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпитептермальных антимонитовых руд. Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 5. С. 381–417.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В. и др. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданнинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Бортников Н.С. Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Будяк А.Е., Чугаев А.В., Тарасова Ю.И., и др. Геолого-минералогические и геохимические особенности золоторудного месторождения Угахан “сухоложского” типа (Байкало-Патомское нагорье) // Геология и геофизика. 2024 (в печати). DOI: 10.15372/GiG2023132
- Волков А.В., Сидоров А.А. Невидимое золото // Вестник Российской академии наук. 2017. Т. 87. № 1. С. 40–49. DOI: 10.7868/S0869587317010121.
- Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2001. 222 с.
- Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. Благороднометалльная минерализация Адыча-Тарынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1586–1605. DOI: 10.15372/GiG20181006
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарева А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 196 с.
- Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданнинское рудное месторождение — уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2001. 230 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 2. С. 573–981.
- Герцева М.В., Луцицкая М.В., Сысоев И.В., Соколов, С.Д. Этапы формирования главного батолитового пояса Северо-Востока России: U–Th–Pb SIMS и Ar–Ar-геохронологические данные // ДАН. 2021. Т. 499. № 1. С. 5–10. DOI: 10.31857/S2686739721070057
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Государственный доклад. О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2019 гг. (Гл. редактор Е.А. Киселев). 2020. М.: ФГБУ ВИС. 494 с.
- Горячев Н.А. Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 17–38.
- Горячев Н.А., Гамянин Г.Н., Прокофьев В.Ю. и др. Серебро-сурьмяная минерализация Яно-Колымского пояса (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 2. С. 12–26.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России)

- // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
- Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Иркут. политехн. ин-т, 1961. 47 с.
- Зарубин И.А., Павлова Л.И., Калашников В.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Листы Q-55-XXXI, XXXII. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013.
- Заякина Н.В., Кудрин М.В., Фридовский В.Ю.* Неизвестный сульфат-арсенат-фосфат Al и Fe из месторождения Хангалас (Восточная Якутия) // Материалы X Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, 8–10 апреля, 2020 г. 2020. С. 203–207.
- Калюжный В.А.* Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук. думка, 1982. 237 с.
- Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В.* Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов гидротермальных рудных месторождений // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. № 4. 2006. С. 30–36.
- Кряжев С.Г.* Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродистотерригенных толщах // Отечественная геология. 2017. № 1. С. 28–38.
- Кудрин М.В., Заякина Н.В., Васильева Т.И.* Минералы зоны окисления золоторудного месторождения Хангалас (Восточная Якутия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции. 2018. Т. 1. С. 77–80.
- Кудрин М.В., Васильева Т.И., Фридовский В.Ю., Заякина Н.В., Полуфунтикова Л.И.* Минералы коры выветривания Хангаласского рудного узла (Северо-Восток России) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы IX Всероссийской научно-практической конференции. 2019. С. 53–56.
- Нестеров Н.В.* Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии // Известия Томского политехнического университета // 1970. Т. 239. С. 242–247.
- Оболенский А.А., Гущина Л.В., Анисимова Г.С. и др.* Физико-химическое моделирование процессов минералообразования Бадранского золоторудного месторождения (Якутия) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 3. С. 373–392.
- Оксман В.С., Суздадова Н.И., Краев А.А.* Деформационные структуры и динамические обстановки формирования пород Верхне-Индигирского района. — Якутский научный центр СО РАН, 2005. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005. 200 с.
- Прасолов Э.М.* Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 280 с.
- Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н. и др.* Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. № 10. С. 1542–1563.
- Прокопьев А.В., Бахарева А.Г., Торо Х., Миллер Э.Л.* Тас-Кыстабытский магматический пояс (Северо-Восток Азии): первые U-Pb (SHRIMP) и Sm-Nd данные // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 305–308.
- Реддер Э.* Флюидные включения в минералах / Пер. с англ. Д.Н. Хитарова; под ред. Л.С. Бородина. М.: Мир, 1987. 541 с.
- Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н. и др.* Поздне-мезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М.: Наука, 1971. 240 с.
- Савчук Ю.С., Волков А.В.* Крупные и суперкрупные орогенные золотые месторождения: геодинамика, структура, генетические следствия // Литосфера. 2019. Т. 19. № 6. С. 813–833. DOI: 10.24930/1681–9004–2019–19–6–813–833
- Таусон В.Л., Кравцова Р.Г., Смагунов Н.В. и др.* Структурное и поверхностно-связанное золото в пиритах месторождений разных генетических типов // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 350–369.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
- Третьяков Ф.Ф.* Структурные исследования в зонах золоторудных месторождений Базовское и Лазурное (Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 91–96.
- Тюкова Е.Э., Ворошин С.В.* Изотопный состав серы в сульфидах из руд и вмещающих пород Верхне-Колымского региона (Магаданская область) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 1. С. 29–43.
- Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Яковлева К.Ю. и др.* Геодинамические условия и возраст образования гранитоидов комплекса малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса (Северо-Восток Азии) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 579–602. DOI: 10.15372/GiG2021193
- Фридовский В.Ю., Горячев Н.А., Крымский Р.Ш. и др.* Возраст золотого оруденения Яно-Колымского

- металлогенического пояса, Северо-Восток России: первые данные Re-Os изотопной геохронологии самородного золота // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 4. С. 18–32. DOI: 10.30911/0207–4028–2021–40–4–18–32
- Фридовский В.Ю., Яковлева К.Ю., Верниковская А.Е. и др. Позднеюрский (151–147 млн лет) дайковый магматизм северо-восточной окраины Сибирского кратона // ДАН. 2020. Т. 491. № 1. С. 12–16. DOI: 10.31857/S2686739720030068
- Фридовский В.Ю., Кряжев С.Г., Горячев Н.А. Физико-химические условия формирования кварца золоторудного месторождения Базовское (Восточная Якутия, Россия) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 5. С. 14–24. DOI: 10.30911/0207–4028–2019–38–5–14–24
- Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Горячев Н.А., Кудрин М.В. Рудоконтролирующие надвижки золоторудного месторождения Базовское (Восточная Якутия) // ДАН. 2017. Т. 474. № 4. С. 462–464. DOI: 10.7868/S0869565217040144
- Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Малотарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геол. 2015. Т. 34. № 4. С. 39–52.
- Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Золото-кварцевое месторождение Сана Тарынского рудного узла // Разведка и охрана недр. 2013. № 12. С. 3–7.
- Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Дора-Пильское рудное поле: строение, минералогия и геохимия среды рудообразования // Руды и металлы. 2012. № 5. С. 7–21.
- Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э., Полуфунтикова Л.И. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 16–21.
- Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635–1645.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ИСР-масс-спектрометрии с нормированием по  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ : оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геологоструктурные методы их изучения. Новосибирск, Наука. Сибирское отделение, 1989. 261 с.
- Шуников В.А. Термобарогеохимия кварца золоторудных месторождений Верхне-Индигирского района (Восточная Якутия) // Научно-техн. бюллетень “Колыма”. 1992. № 12.
- Augustin J., Gaboury D. Multi-stage and multi-sourced fluid and gold in the formation of orogenic gold deposits in the worldclass Mana district of Burkina Faso-Revealed by LA-ICP-MS analysis of pyrites and arsenopyrites // Ore Geol. Rev. 2018. V. 104. P. 95–521. URL: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.11.011>
- Bajwah Z.U., Seccombe P.K., Offler R. Trace element distribution, Co: Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia // Mineral. Deposita. 1987. V. 22. P. 292–303.
- Bakker R.J., Package FLUIDS1. Computer programs for analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties // Chem. Geology. 2003. V. 194. P. 3–23. URL: [https://doi.org/10.1016/S0009–2541\(02\)00268–1](https://doi.org/10.1016/S0009–2541(02)00268–1)
- Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.
- Clayton R.N., O’Neil J.R., Mayeda T.K. Oxygen isotope exchange between quartz and water // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 3057–3067. URL: <https://doi.org/10.1029/jb077i017p03057>.
- Darling R.S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>–NaCl fluid inclusions: Implications for PT isochore location // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3869–3871. URL: [https://doi.org/10.1016/0016–7037\(91\)90079–K](https://doi.org/10.1016/0016–7037(91)90079–K)
- Deditius A.P., Reich M., Kesler S.E. et al. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits // Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. V. 140. P. 644–670. URL: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.05.045>.
- Fossen H., Cavalcante G.C.G., Pinheiro R.V.L., Archanjo C.J. Deformation-Progressive or multiphase // J. Struct. Geol. 2019. V. 1258. P. 82–99. URL: <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.05.006>
- Fridovsky V. Yu. Structural control of orogenic gold deposits of the Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia // Ore Geol. Rev. 2018. V. 103. P. 38–55. URL: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.006>
- Fridovsky V. Yu. Structures of early-collision gold ore deposits of the Verkhoyansk fold-and-thrust

- belt // *Geology of the Pacific Ocean*. 2000. V. 15(6). P. 1109–1126.
- Fridovsky V. Yu., Kudrin M.V., Polufuntikova L.I.* Multi-stage deformation of the Khangalas ore cluster (Verkhoyansk-Kolyma folded region, northeast Russia): ore-controlling reverse thrust faults and post-mineral strike-slip faults // *Minerals*. 2018. V. 8. № 7. P. 270. URL: <https://doi.org/10.3390/min8070270>
- Fridovsky V. Yu., Yakovleva K. Yu., Vernikovskaya A.E. et al.* Geodynamic Emplacement Setting of Late Jurassic Dikes of the Yana–Kolyma Gold Belt, NE Folded Framing of the Siberian Craton: Geochemical, Petrologic, and U–Pb Zircon Data // *Minerals*. 2020. V. 10. № 11. P. 1000. URL: <https://doi.org/10.3390/min10111000>
- Fridovsky V. Yu., Polufuntikova L.I., Kudrin M.V.* Origin of disseminated gold-sulfide mineralization from proximal alteration in orogenic gold deposits in the Central sector of the Yana–Kolyma metallogenic belt, NE Russia // *Minerals*. 2023. V. 13. P. 394. URL: <https://doi.org/10.3390/min13030394>
- Gao Y., Liu J., Li T.G., Zhang D.D. et al.* Multiple isotope (He–Ar–Zn–Sr–Nd–Pb) constraints on the genesis of the Jiawula Pb–Zn–Ag deposit, NE China // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 134. P. 104142. URL: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104142>
- Goldfarb R., Groves D.* Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // *Lithos*. 2015. V. 233. P. 2–26. URL: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.011>
- Goldfarb R.J., Taylor R., Collins G., Goryachev N.A., Orlandini O.F.* Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 49–102. URL: <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2013.03.002>
- Goryachev N.A., Pirajno F.* Gold deposits and gold metallogeny on Far East Russia // *Ore Geol. Rev.* 2014. V. 59. P. 123–151. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.11.010>
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F.* Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geol. Rev.* 1998. 13. P. 7–27. URL: [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(97\)00012-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(97)00012-7)
- Esser B.K., Turekian K.K.* The osmium isotopic composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. № 13. P. 3093–3104. URL: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90296-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90296-9)
- Kerrick R.* Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses // *Greenstone gold and crustal evolution*. Geol. Assoc. Canad. 1990. P. 13–31.
- Kudrin M.V., Fridovsky V. Yu.* Structural evolution of ore-controlling trans-crustal faults of the Olchan–Nera zone: constraints from the Khangalas ore cluster, Yana–Kolyma metallogenic belt, NE Russia // *IOP Conference Series*. 2021. V. 906. P. 012010. DOI: 10.1088/1755-1315/906/1/012010.
- Kudrin M.V., Zayakina N.V., Fridovsky V. Yu., Vasileva T.I.* Rare and Unknown Secondary Minerals of the Khangalas Ore Cluster (NE Russia) // XIII General Meeting of the Russian Mineralogical Society and the Fedorov Session, SPEES, 2023. P. 1–8. URL: [https://doi.org/10.1007/978-3-031-23390-6\\_44](https://doi.org/10.1007/978-3-031-23390-6_44)
- Kudrin M.V., Fridovsky V. Yu., Polufuntikova L.I., Kryuchkova L.* Disseminated Gold–Sulfide Mineralization in Metasomatites of the Khangalas Deposit, Yana–Kolyma Metallogenic Belt (Northeast Russia): Analysis of the Texture, Geochemistry, and S Isotopic Composition of Pyrite and Arsenopyrite // *Minerals*. 2021. V. 11. P. 403. URL: <https://doi.org/10.3390/min11040403>
- Kudrin M.V., Polufuntikova L.I., Fridovsky V. Yu., Aristov V.V., Tarasov Ya.A.* Geochemistry and form of “invisible” gold in pyrite from metasomatites of the Khangalas deposit, NE Russia // *Arctic and Subarctic Natural Resources*. 2020. V. 25. P. 7–14. DOI: 10.31242/2618-9712-2020-25-3-1
- Kudrin M.V., Zayakina N.V., Fridovsky V. Yu., Galenchikova L.T.* Hydrous ferric sulfate – Fe(SO<sub>4</sub>)(OH)2H<sub>2</sub>O from the supergene zone of the Khangalas gold deposit, Eastern Yakutia, Russia // *Notes Rus. Min. Soc.* 2020. V. 149. P. 126–141. DOI: 10.31857/S0869605520030120.
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L., Chang Z.* Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia // *Econ. Geol.* 2007. T. 102. № 7. C. 1233–1267. URL: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.7.1233>
- Large R.R., Maslennikov V.V.* Invisible gold paragenesis and geochemistry in pyrite from orogenic and sediment-hosted gold deposits // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 339. URL: <https://doi.org/10.3390/min10040339>
- Lee, M.; Shin, D.; Yoo, B. et al.* LA-ICP-MS trace element analysis of arsenopyrite from the Samgwang gold deposit, South Korea, and its genetic implications // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 114. P. 103147. URL: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103147>
- Meisel T., Walker R.J., Morgan J.W.* The osmium isotopic composition of the Earth’s primitive upper mantle // *Nat.* 1996. V. 383. P. 517–520.
- Price N.J., Cosgrove J.W.* Analysis of geological structures. Cambridge University Press, 1990. 502 p.

- Ramsay J.G., Huber M.I. Modern structural geology // Folds and Fractures. 1987. V. 2. P. 309–700.
- Reich, M.; Kesler, S.E.; Utsunomiya, S. et al. Solubility of gold in arsenian pyrite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. P. 2781–2796. URL: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.01.011>
- Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implication for genetic models. Gold in 2000 // *Rev. Econ. Geol.* 2000. V. 13. P. 141–162. URL: <https://doi.org/10.5382/Rev.13.04>
- Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York: Longman Scientific & Technical, Copublished in the U.S. with Wiley. 1993. 384 p. URL: <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Román N., Reich M., Leisen M. et al. Geochemical and micro-textural fingerprints of boiling in pyrite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2019. V. 246. P. 60–85. URL: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.11.034>.
- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Thiery R., Kerkhof A.M., Dubessy J. vX properties of CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>-N<sub>2</sub> fluid inclusions: modeling for T<31 °C and P<400 bars // *Europ. J. Mineral.* 1994. № 6. P. 753–771.
- Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Y., Gamyagin G.N., Bortnikov N.S., Goryachev N.A. 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. URL: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.09.004>.
- Wang C., Shao Y., Huang K., Zhou H., Zhang J., Liu Z., Liu Q. Ore-Forming Processes at the Xiajinbao Gold Deposit in Eastern Hebei Province: Constraints from EPMA and LA-ICPMS Analysis. // *Minerals*. 2018. V. 8. P. 388. URL: <https://doi.org/10.3390/min8090388>.
- Zayakina N.V., Kudrin M.V., Fridovsky V. Yu. Thermal Dehydration Of Natural Hydrous Ferric Sulfate Fe(SO<sub>4</sub>)(OH)·2H<sub>2</sub>O, Eastern Yakutia, Russia// 20th SGEM. 2020. P. 863–870. DOI: 10.5593/sgem2020/1.1/s04.105.
- Zhang W., Wang C., Wei X., Fan M., Chen L. The Implications and Typomorphic Characteristics of Pyrite Chemical Composition in Zijinshan Gold-Copper Deposit // *Advances in Earth Science*. 2014. V. 29(8). P. 974–984. URL: <https://doi.org/10.11867/j.issn.1001-8166.2014.08.0974>.
- Состояние Минерально-сырьевой базы и прогноз прироста запасов на период 2022–2042 гг. // Акционерное общество “Восточно-Европейская добывающая компания”: официальный сайт.—2020. URL: <https://www.vedk.com/assets/resources> (дата обращения 15.08.2023)

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

M. V. Kudrin<sup>a,\*</sup>, V. Y. Fridovsky<sup>a</sup>, L. I. Polufuntikova<sup>a</sup>, S. G. Kryazheva<sup>a, b</sup>,  
E. E. Kolova<sup>c</sup>, Y. A. Tarasov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *Diamond and Precious Metals Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Lenin street, 39, Yakutsk, 677000 Russia*

<sup>b</sup> *Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Varshavskoe shosse, 129, building 1, Moscow, 117545 Russian*

<sup>c</sup> *North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute N.A. Shilo, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Portovaya Street, 16, Magadan, 685000 Russia*

\* E-mail: kudrinmv@mail.ru

The Khangalas orogenic gold deposit is located in the central part of the Yana-Kolyma metallogenic belt. The structure of the deposit is determined by several mineralized crush zones with a thickness of up to 70 m and a length of up to 1400 m in the arch and on the southwest wing of the anticline of the northwest strike. Host rocks – Upper Permian terrigenous deposits. Ore bodies are characterized by massive, banded, veined, disseminated and breccia structures. The main vein minerals are quartz, carbonates, sericite is less common. The main ore minerals are pyrite, arsenopyrite; minor – galena, sphalerite, chalcopyrite, native Au; rare – Fe-gersdorffite, tetrahedrite, argentotennantite. Hypergenic minerals – sulfates, phosphates, arsenates and hydroxides – are widely manifested in the linear oxidation zone. Mineral formation occurred in two stages – gold-sulfide-quartz and silver-quartz ones. Quartz veins with visible Au were formed with the involvement of low-concentrated (about 5.0 wt.% eq. NaCl) of hydrocarbonate hydrotherms with CO<sub>2</sub> in the gas component, at a temperature of 330–280 °C and a pressure of about 0.8 kbar. Disseminated gold-bearing pyrite-3 (up to 39.3 g/t Au) and arsenopyrite-1 (up to 23.8 g/t Au) from sericite-carbonate-quartz metasomatites have a non-stoichiometric composition, Fe excess and S lack (and As in Apy), Fe/(S+As)=0.47–0.52 (Py3) and 0.47–0.50 (Apy1). The predominant form of “invisible” gold in Py3 and Apy1 is structurally related Au<sup>+</sup>. Isotopic composition of oxygen δ<sup>18</sup>O quartz (from +15.2 to +16.1‰), oxygen in the fluid δ<sup>18</sup>O<sub>H<sub>2</sub>O</sub> (from +8.4 to +9.2‰), sulfur δ<sup>34</sup>S in sulfides (from –2.1 to –0.6‰); isotopic ratio <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os (from 0.2212 to 0.2338) in native gold and Pb in galena (<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=18.0214, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=15.5356, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb=38.2216), as well as the geochemical features of Py3 and Apy1 suggest the participation in ore formation mainly of sources from the subcontinental lithospheric mantle and, to a lesser extent, crustal reservoirs. The formation of the gold ore bodies of the deposit is related to the completion of reverse and thrust fault progressive deformation of the stage D1, which occurred in the Valanginian of the Early Cretaceous (about 137 million years ago) during late-orogenic processes in the Yana-Kolyma belt with regional south-western transport of rocks. The results obtained are important for predictive metallogenic and prospecting work aimed at identifying large-volume gold mineralization of orogenic belts.

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