

Золото-теллуридно-палладиевая минерализация - как новый тип в габбродолеритах хребта Пай-Хой (Югорский полуостров, Россия)

Шайбеков Р. И., Сокерина Н. В., Исаенко С. ., Зыкин Н. Н., Шанина С. Н.

Аннотация

В статье приводятся результаты исследования пирит-халькопирит-пирротиновой габбродолеритовой, сфалерит-халькопиритовой кварцевожильной и ассоциирующейся с ними золото-теллуридно-палладиевой минерализацией ранней и поздней ассоциаций в пределах рудопроявления Крутой (хребет Пай-Хой, Югорский полуостров). Установлено, что ранняя (магматическая) ассоциация золото-теллуридно-палладиевой минерализации представлена минералами тройной системы Ag-Au-Cu, антимонидами и стибитотеллуридами палладия и арсениды платины, поздняя (гидротермальная) – минералами двойных систем Au-Ag и Au-Pd, теллуридами ртути, свинца и серебра. Впервые на рудопроявлении Крутой установлены минералы садберийит и тестибиопалладит, при этом последний впервые на Пай-Хое, получены их химические составы и спектры комбинационного рассеяния света. На основании изотопных исследований серы сульфидов, кислорода и углерода кальцийсодержащих минералов халькопирит-кварцевых прожилков, предполагается ассимиляция мантийным рудообразующим флюидом вещества вмещающих отложений. Проведено изучение в прожилках флюидных включений, которые по составу газовой фазы делятся на азот-метановые и углекислотно-азотные. Установлено, что минералообразующий флюид отличался низкой газонасыщенностью. В составе минералообразующих флюидов преобладали соли магния и кальция. Температура образования жильного кварца халькопирит-кварцевых прожилков, близка к 300—490 °С, сфалерит-халькопиритовая и связанная с ней золото-теллуридно-палладиевая минерализация поздней ассоциации сформировались при температурах не более 260 °С.

Ключевые слова:

габбродолериты, рудопроявление Крутой, Пай-Хой, кварц-халькопиритовые прожилки, золото-теллуридно-палладиевая минерализация, минералы палладия, флюидные включения, изотопия сульфидной серы, изотопия углерода и кислорода, газовая хроматография, КР-спектроскопия

**ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНО-ПАЛЛАДИЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ - КАК НОВЫЙ
ТИП В ГАББРОДОЛЕРИТАХ ХРЕБТА ПАЙ-ХОЙ
(ЮГОРСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ)**

Р. И. Шайбеков¹, Н. В. Сокерина¹, С. И. Исаенко¹, Н. Н. Зыкин², С. Н. Шанина¹

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 167982,

Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Россия

email: shaybekov@geo.komisc.ru

² ООО «Газпром ВНИИГАЗ», 142717, Московская обл., Ленинский район,

сельское поселение Развилковское, поселок Развилка, Проектируемый проезд № 5537,
владение 15, строение 1, Россия

В статье приводятся результаты исследования пирит-халькопирит-пирротиновой габбродолеритовой, сфалерит-халькопиритовой кварцевожильной и ассоциирующейся с ними золото-теллуридно-палладиевой минерализацией ранней и поздней ассоциаций в пределах рудопроявления Крутой (хребет Пай-Хой, Югорский полуостров). Установлено, что ранняя (магматическая) ассоциация золото-теллуридно-палладиевой минерализации представлена минералами тройной системы Ag-Au-Cu, антимонидами и стибителлуридами палладия и арсениды платины, поздняя (гидротермальная) – минералами двойных систем Au-Ag и Au-Pd, теллуридами ртути, свинца и серебра. Впервые на рудопроявлении Крутой установлены минералы садбериит и тестибиопалладит, при этом последний впервые на Пай-Хое, получены их химические составы и спектры комбинационного рассеяния света. На основании изотопных исследований серы сульфидов, кислорода и углерода кальцийсодержащих минералов халькопирит-кварцевых прожилков, предполагается ассимиляция мантийным рудообразующим флюидом вещества вмещающих отложений. Проведено изучение в прожилках флюидных включений, которые по составу газовой фазы делятся на азот-метановые и углекислотно-азотные. Установлено, что минералообразующий флюид отличался низкой газонасыщенностью. В составе минералообразующих флюидов преобладали соли магния и кальция. Температура образования жильного кварца халькопирит-кварцевых прожилков, близка к 300—490 °С, сфалерит-халькопиритовая и связанная с ней золото-теллуридно-палладиевая минерализация поздней ассоциации сформировались при температурах не более 260 °С.

Габбродолериты, рудопроявление Крутой, Пай-Хой, кварц-халькопиритовые прожилки, золото-теллуридно-палладиевая минерализация, минералы палладия, флюидные включения, изотопия сульфидной серы, изотопия углерода и кислорода, газовая хроматография, КР-спектроскопия.

GOLD-TELLURIDE-PALLADIUM MINERALIZATION AS A NEW TYPE OF MINERALIZATION PAY-KHOY RIDGE (YUGOR PENINSULA, RUSSIA)

R. I. Shaybekov¹, N. V. Sokerina¹, S.I. Isaenko¹, N. N. Zykin², S. N. Shanina¹

¹ Institute of Geology of the Komi Science Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 167982, Syktyvkar, Pervomayskaya st., 54, Russia

² Scientific-Research Institute of Natural Gases and Gas Technologies, 115583, Moscow region, Razvilka village, Gazprom VNIIGAZ LLC, box 130, Russia

The data on pyrite-chalcopyrite-pyrrhotite gabbro-dolerite, sphalerite-chalcopyrite quartz-vein and early and late associated gold-telluride-palladium mineralization of ore occurrence Krutoy (Uggor Peninsula) is presented. The early (magmatic) association of gold-telluride-palladium mineralization is represented by the minerals of the ternary system Ag-Au-Cu, antimonides, stibiotellurides of palladium, and platinum arsenides; late (hydrothermal) – by minerals of the double systems Au-Ag and Au-Pd, mercury tellurides, lead, and silver. Sudburyite and testibiopalladite minerals were found for the first time at the Krutoy ore occurrence, testibiopalladite – for the first time at Pay-Khoy, chemical compositions and spectra of Raman scattering were obtained. It is assumed on sulfur isotopic studies of sulphides, oxygen, and carbon of calcium-containing minerals of chalcopyrite-quartz veinlets that the host ore sediments are assimilated by the mantle ore-forming fluid. The veinlets of fluid inclusions according to the composition of the gas phase, are divided into nitrogen-methane and carbon dioxide-nitrogen. The mineral-forming fluid has low gas saturation. The composition of the mineral-forming fluids was dominated by salts of magnesium and calcium. The temperature of the formation of gangue quartz chalcopyrite-quartz veinlets is close to 300-490 °C, sphalerite-chalcopyrite and the associated gold-telluride-palladium mineralization of late association formed at temperatures not exceeding 260 °C.

Gabbro-dolerite, chalcopyrite-quartz veins, ore occurrence Krutoy, Pay-Khoy, gold-telluride-palladium mineralization, palladium minerals, fluid inclusions, sulphide sulfur isotopy, carbon and oxygen isotopes, gas chromatography, Raman spectroscopy.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Югорского полуострова, расположенного на крайнем северо-востоке Европейской части России, в Архангельской области, между Баренцевым и Карским морем, о присутствии сульфидной минерализации, пространственно и генетически связанной с силлами и дайками габбродолеритов, было известно давно [Устрицкий, 1954], но первые серьезные работы были проведены только в рамках геологической съемки масштаба 1:50 000 Сопчинской и Нялпейской ГПСР в 1966—1970 гг. [Жуков и др., 1969, Жуков и др., 1971]. Подробное описание геологического строения и состава интрузивных пород приведено в ряде работ [Заборин, 1975; Остащенко, 1979, Чернышов и др., 1990 и др.]. Первые сведения о присутствии благородных металлов в габбродолеритах хребта Пай-Хой были приведены в работе Ю. В. Жукова [Жуков и др., 1969]. Позднее в работе Н. М. Чернышова приводятся результаты анализа 10 проб на платину и палладий для рудопроявлений Савабейский, Северный, Ручей, Хенгур-1, Первый и Заозерный [Чернышов и др., 1990]. В результате переопробования минерализованных зон на участке Крутой в рамках ГДП-200 ЗАО «Поляргео» были установлены Au – 0.11-0.43 и Pd – 0.03-0.10 г/т [Зархидзе и др., 2010], которые не дают представления об их минеральной форме. В отчете Жукова с соавторами [Жуков и др., 1969] отражены лишь сведения о сульфидной минерализации и валовых содержаниях некоторых халькогенидов в габбродолеритах. Несмотря на проведенные нами ранее исследования сульфидной и благороднометалльной минерализаций в секущих габбродолериты кварцевых прожилках рудопроявления Крутой [Шайбеков, 2013а; Сокерина и др., 2016], эти результаты включали лишь отрывочные данные, не содержащие полноценных сведений о характере их распределения, особенностях минерального состава и условиях образования, а также не давали представления о наличии благородных металлов в самих габбродолеритах. Нами было проведено комплексное исследование рудной минерализации в габбродолеритах осевой части силла и в секущих их маломощных кварцевых прожилках в пределах рудопроявления Крутой с целью определения парагенетической последовательности минералообразования, а также уточнения и установления характера распределения минералов благородных металлов и сульфидов с их дальнейшей типизацией.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рудопроявление Крутой (68°53' с.ш. и 63°54' в.д.) располагается в юго-западной части участка Крутой, в верхнем течении р. Хэнгорью на его правом берегу, в 500 м юго-восточнее устья руч. Крутого и представляет собой вытянутое в северо-западном

направлении пластовое тело габбродолеритов ($v\beta D_3h$, рис. 1) согласно залегающее, под углом 60—70° среди терригенно-осадочных пород хенгурской свиты (E_3-O_2hn). Возраст габбродолеритов рудопроявления Крутой, как и хенгурского комплекса в целом, до настоящего времени считался позднедевонско-раннекаменноугольным [Государственная геологическая карта..., 2000]. Полученные в последние годы U-Pb датировки цирконов, позволили отнести пластовые интрузии к позднему девону [Шайбеков, 2006; Шишкин и др., 2009].

Интрузивное тело, включающее рудную минерализацию, имеют отчетливо выраженное зональное строение: долеритовые порфириты – в области эндоконтакта с вмещающими породами, мелкозернистые светло-зеленовато-серые гломерозернистые долериты – в краевой части, крупно- среднезернистые кварцевые амфиболизированные призматическизернистые габбродолериты – в центральной части. При этом оно имеет по простиранию ряд раздувов и пережимов, в результате чего его видимая мощность колеблется в пределах 60—200 м.

С последними связана зона равномерно вкрапленной (1—2 мм) пирит-халькопирит-пирротиновой минерализации (5—20 %, в среднем 7—10 %) с видимой мощностью от нескольких десятков сантиметров до 20 м, которая прослежена канавами через 80-120 м на расстояние 1.5 км (рис. 2). Рудная минерализация характеризуется существенным преобладанием пирротина, с подчиненным (до 1 %) количеством халькопирита и пирита, и имеет четкое структурное положение, в виде червеобразных прожилков, сростков, включений, плотных скоплений, ассоциируясь с кварц-альбитовым мирмекитом, заполняет интерстиции между хаотично расположенными призматическими зернами плагиоклаза, иногда с образованием прерывистых каемок вдоль их границ. Кроме того, интрузивное тело секут многочисленные маломощные (5-10 см) халькопирит-кварцевые прожилки [Жуков и др., 1969].

Габбродолериты, содержащие рудную минерализацию, несмотря на метаморфизм, сохранили реликтовую структуру и состоят из частично или сильно сосюритизированного плагиоклаза, в разной степени измененного клинопироксена, обрастающей его бурой роговой обманки, кварца и кварц-альбитового мирмекита, а также зерен акцессорных минералов (апатита, ильменита, титанита, пирротина, рутила, циркона и др.). Химический состав пород рудопроявления Крутой в целом идентичен составу пород хенгурского габбродолеритового комплекса (табл. 1).

По данным предшественников [химический анализ бороздовых проб, Жуков и др., 1969], концентрации полезных компонентов в габбродолеритах составляли (%): меди – 0.01-0.1, никеля – 0.001-0.01, кобальта – 0.007-0.01. По последним данным [Зархидзе и др.,

2010] на основе химанализа бороздовых, штуфных, сколковых проб габбродолеритов и кварц-сульфидных прожилков содержания меди составили 0.09-0.67 %, при этом концентрации никеля и кобальта оказались ниже пределов обнаружения пробирно(Pb)-атомно-абсорбционного метода.

Более подробная петрохимическая характеристика габбродолеритов и вмещающих пород приведена в работах Ю. В. Жукова [Жуков и др., 1969, 1971; Зархидзе и др., 2010] и В. И. Силаева [Силаев, 1978].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

SEM-изображения рудной минерализации были получены с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega3 LMN в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик С. С. Шевчук, Е. М. Тропников, г. Сыктывкар) с ускоряющим напряжением – 20 кВ, током пучка – 15 нА. Анализ химического состава минералов был выполнен в режиме EDS с использованием INCA X-MAX 50 mm фирмы Oxford Instruments с напряжением – 20 кВ, силой тока – 15 нА, вакуумом – 0.05 Па и диаметром пучка 2 мкм. Эталоны и характеристические линии: Pt (Pt, L α), Pd (Pd, L α), Au (Au, M α), Ag (Ag, L α), Pb, Te (PbTe, PbM α , TeL α), Bi (Bi, M α), Sb (Sb, L α), Cu (Cu, K α), Ni (Ni, K α), Fe, S (FeS₂, FeK α , SK α), Hg (HgTe, HgM α), Co (Co, K α), Zn (Zn, K α , L α), As (InAs, AsL α), Se (Se, L α), Cd (Cd, L α), Ti (Ti, K α), V (V, K α), Mn (Mn, K α), Ca (волластонит, K α), Si, O (SiO₂, SiK α), Al (Al₂O₃, AlK α), K (KBr, K α), Mg (MgO, K α), Sc (Sc, K α), Na (альбит, K α), U (U, M α), Th (ThO₂, M α), P (P, K α), Sn (Sn, L α). Пределы обнаружения рудообразующих элементов (критерий >3 сигмы (>3 σ)) (мас. %): для Se, Cd, Ni – 0.1-0.2, для S, Fe, Zn, Cu, Pb, Sb, Hg, Te, Co, Sn, Pd, As, Bi, Ag – 0.2-0.4, для Pt – 0.5, для Mo – 0.6, для Au – 0.4-0.8.

Для выделения и отбора мономинеральных фракций из халькопирит-кварцевых прожилков использовалась следующая методика. Проба весом 300 гр., измельчалась до размерности +0.25-0.5 мм с последующим ситованием, затем пропусклась через бромформ с целью отделения легкой фракции и дополнительно разделялась на магнитную и немагнитную части с использованием магнита Сочнева. После этого, полученные концентраты легкой, магнитной и немагнитной фракций чистились вручную под бинокулярным микроскопом (аналитик Н. К. Хачатурян, Р. И. Шайбеков, г. Сыктывкар) с выделением монофракций рудных и нерудных минералов. Выделенные монофракции на первом этапе помещались на двухсторонний проводящий углеродный скотч, с последующим напылением углеродом для изучения естественных поверхностей и полостей с использованием сканирующего электронного микроскопа, на втором этапе эти же зерна минералов помещались в эпоксидную шайбу с последующей приполировкой

поверхности для изучения внутреннего состава. Отдельно отбирались пробы с зернами халькопирита для проведения изотопного анализа серы и агрегаты кварц-альбит-эпидотового состава для измерения изотопного состава углерода и кислорода.

Анализ содержаний благородных металлов производился в Центральной лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» по разработанной методике №17 (аналитики В. А. Шишлов, В. Л. Кудряшов, г. Санкт-Петербург) на основании патента РФ № 2425363 от 27.07.2011 г. «Способ определения количественного содержания благородных металлов в горных породах и отвалах горнорудного производства», приоритет от 17.05.2010 г. Суть методики заключается в химическом разложении проб с применением комплекса концентрированных кислот, сплавлении остатка с пероксидом натрия, растворении сплава в хлороводородной кислоте и анализе раствора методом ICP-MS на масс-спектрометре «Agilent 7700x», обеспечивающем эффективное удаление изобарических помех (изобарических наложений) при определении ряда элементов платиновой группы. Применение данной методики позволяет достичь пределов определения 0.002 г/т для всех шести элементов.

Структура минералов определялась с помощью рентгеновского дифракционного анализа (дифрактометр Shimadzu XRD-6000 Cu-анод, ток – 30 mA, напряжение – 30 kV, фильтр Ni, шаг сканирования 2θ – 0.05, скорость съемки – 1 гр./мин) (аналитики Ю. С. Симакова, Б. А. Макеев, г. Сыктывкар), Предел допустимой систематической погрешности измерения углов 2θ – $\pm 0.025^\circ$.

Изотопный анализ серы халькопирита из халькопирит-кварцевых прожилков проводился в лаборатории стабильных изотопов ЦКП ДВГИ ДВО РАН (аналитик Т. А. Веливецкая) на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (ThermoFinnigan, Bremen, Germany) с использованием двойной системы напуска по методике В. А. Гриненко [Гриненко, 1962]. Изотопный состав серы приведен относительно стандарта CDT (сера троилита из метеорита Каньон-Дьябло). Вес анализируемых образцов составлял 10 мг. Погрешность определения $\delta^{34}\text{S}$ (2σ) составляет ± 0.1 ‰.

Разложение карбонатов для масс-спектрометрических исследований проводилось в ортофосфорной кислоте. Измерение изотопного состава углерода и кислорода кальцитов (аналитик И. В. Смолева, г. Сыктывкар) проводились методом проточной масс-спектрометрии в потоке гелия (CF-IRMS) на аналитическом комплексе фирмы ThermoFisher Scientific (Бремен, Германия), включающем систему подготовки и ввода проб GasBench II и соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage. Значения $\delta^{13}\text{C}$ приведены относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – относительно SMOW. При измерениях

использовались международные стандарты NBS 18 и NBS 19. Погрешность определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составляла $\pm 0.1\%$.

Изучение флюидных включений в кварце проводилось в полированных пластинах методами гомогенизации и криометрии с использованием термо-криостоллика THMSG600 фирмы Linkam, позволяющем проводить измерения при температурах от -196 до $600\text{ }^\circ\text{C}$. Погрешность замеров менее $1\text{ }^\circ\text{C}$. Соленость растворов во включениях измерялась по температуре плавления льда. Солевой состав включений определялся по температуре эвтектики водно-солевой системы [Борисенко, 1977]. Сингенетичность включений определялась по их расположению. К сингенетичным включениям были отнесены первичные и первично-вторичные включения, которые располагаются поодиночке, небольшими группами, либо в трещинках, не выходящих за пределы индивида.

Регистрация спектров комбинационного рассеяния света (КР) для диагностики минералов и газового состава индивидуальных включений в полированных пластинах проводилась на спектрометре LabRam HR 800 (Horiba Jobin Yvon) в ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, на базе ЦКП «Геонаука», при комнатной температуре. Условия регистрации спектров: решетка монохроматора – 600 ш/мм , конфокальное отверстие 300 и 500 мкм , щель 100 мкм , время экспозиции $1-10\text{ сек}$, количество циклов накопления сигнала – 10 , мощность возбуждающего излучения He-Ne лазера (длина волны 632.8 нм) – 20 мВт , Ar+-лазера 12 мВт ($514,5\text{ нм}$). После регистрации спектров комбинационного рассеяния света изученных образцов с помощью свертки функций Гаусса-Лоренца стандартной программы обработки спектров LabSpec (5.36), были определены положения максимумов линий спектров.

Валовый состав газов включений был проанализирован на газовом хроматографе «Цвет 800» с приставкой (аналитик С. Н. Шанина, г. Сыктывкар) для термического вскрытия включений, для анализа использовались навески кварца массой 0.5 г , фракции $0.25-0.5\text{ мм}$. Вскрытие включений производилось при температурах $500, 600, 800$ и $1000\text{ }^\circ\text{C}$. Нагрев образцов проводился в реакторе в атмосфере гелия. Чувствительность метода по основным компонентам составила (мкл): $2 \cdot 10^{-2}$ для N_2 и CO , $3 \cdot 10^{-2}$ – CH_4 и CO_2 , $3 \cdot 10^{-3}$ – H_2O [Борисенко, 1977].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Минералого-геохимическая характеристика. Рудная зона, в пределах интрузивного тела, неравномерно распределена и приурочена преимущественно к кварцевым и кварцсодержащим меланократовым крупнозернистым габбродолеритам. Эти данные подтверждаются полевыми наблюдениями, результатами анализа сравнительно

небольшого количества бороздовых (пунктирно-бороздовых) и штуфных проб [Зархидзе и др., 2010; Шайбеков, 2013а].

Детальные исследования рудной зоны позволили выделить пирит-халькопирит-пирротиновую и сфалерит-халькопиритовую кварцевожильную минерализацию, с которыми пространственно и генетически связана золото-теллуридно-палладиевая минерализация.

Сфалерит-халькопиритовая кварцевожильная минерализация

Выделена впервые в рамках данной работы на рудопроявлении и приурочена к маломощным халькопирит-кварцевым прожилкам.

В результате анализа минерального состава халькопирит-кварцевых прожилков установлено, что наибольшая их часть представлена *кварцем* (более 98 %), 1 % приходится на сфалерит+халькопирит и менее 1 % на минеральные *агрегаты кварц-альбит-эпидотового состава*.

Кварц является основным минералом прожилков и представляет собой зерна прозрачного, молочно-белого цвета различной размерности, которые находятся в сростках с халькопиритом и агрегатами кварц-альбит-эпидотового состава. Нередко зерна кварца покрыты гидроокислами железа.

Агрегаты кварц-альбит-эпидотового состава диагностированы нами при изучении минералов тяжелой фракции под биноклем. Они представляют собой сахаровидные, неокатанные зерна угловатой формы от светло-зеленого до серого цвета с размерами зерен от долей до первых мм. По данным электронно-микроскопических исследований, они представляют собой плотные сростки кварца, альбита, авгита, клиноцоизита и хлорита (рис. 3а). По данным рентгенофазового анализа (рис. 3б), кроме упомянутых выше минералов, по соотношению интенсивностей базальных рефлексов и наличию отражения $hkl=0.60$ с $d/n \sim 1.497 \text{ \AA}$ можно предположить наличие диоктаэдрической слюды (мусковита). Методом рамановской спектроскопии нами были подтверждены основные минералы агрегата – альбит и клиноцоизит (рис. 3в). Химический состав минералов кварц-альбит-эпидотового агрегата приведен в табл. 2.

Халькопирит является главным минералом кварцевых прожилков. Он встречается, в основном, в виде гнезд, шлиров размером до 2 см, реже в виде мелких (1—4 мм) вкраплений и прожилков кварце (рис. 4а). Поверхность его характеризуется интенсивной трещиноватостью, отмечаются пустоты, заполненные кварцем (рис. 4в). Химический состав халькопирита (n=15) варьирует в следующих пределах (мас. %, в скобках среднее):

Cu – 24.82—33.86 (32.84), Fe – 28.56—34.92 (30.99), S – 33.96—39.18 (35.54), при сумме 99.31—100.88 (99.84), в одном случае установлена примесь Ni – 3.97 и Ag 2.96 мас. % (табл. 3). Отношение Cu/Fe изменяется от 0.71 до 1.11, при средней величине 1.06. Как видно из этих значений, в минерале отмечается дефицит меди, железо и сера часто находится в избытке. Средняя расчетная эмпирическая формула – $\text{Cu}_{0.95}\text{Fe}_{1.02}\text{S}_{2.03}$.

По периферии, реже по трещинам в халькопирите развиваются гидроокислы железа и ковеллин с включениями серебра (рис. 4а,г, табл. 3, 4). Также в виде включений и сростков в нем отмечается сфалерит (рис. 4б, табл. 3) с примесями Cd, Fe и Cu (последние, вероятнее всего, за счет захвата при анализе окружающей матрицы), касситерит, золото, порпецит, эмпрессит, гессит, алтаит и колорадоит.

Гидроокислы железа (гидрогётит), отмечаются в зонах гипергенеза и являются результатом окисления сульфидных минералов. Они имеют размеры в первые мм, как правило, образуют каемки по периферии зерен халькопирита с включениями пирротина и сфалерита, нередко имеют вид образований с коломорфной концентрически-зональной текстурой (рис. 5а-в). Химический состав гидроокислов железа (n=23, табл. 4) следующий (мас. %, в скобках среднее): Fe_2O_3 – 65.74—76.81 (73.67) и примеси: CuO – 1.81—2.49 (2.04), SO_3 – 2.72—5.72 (4.26), SiO_2 – 0.56—2.03 (1.04), Al_2O_3 (n=5) – 0.17-0.28 (0.21), P_2O_5 (n=4) – 0.23-0.39 (0.29), K_2O (n=1) – 0.19, CaO (n=1) – 0.15, при сумме (без учета H_2O) 72.66—84.48 (81.12). В виду невозможности, по химическому составу, интерпретации минеральной принадлежности гидроокислов железа был использован метод рамановской спектроскопии (рис. 5), в результате получено три узких пика на **217, 287, 396** cm^{-1} . Согласно Oh с соавторами [Oh et al., 1998] эти волновые числа характерны для гётита, который имеет следующие волновые числа (в скобках приводятся данные по другим источникам, но отраженные в этой же статье, жирным выделены сильные пики, cm^{-1}): 205, 247(245), **300 (303), 386(390,397)**, 418(420), 481(480,485), 549(550,554).

Пирит-халькопирит-пирротиновая минерализация

Данный тип минерализации характерен для габбродолеритов осевой части интрузивного тела. Наиболее распространённый рудный минерал данного типа минерализации – *пирротин*. Он представляет собой ксеноморфные, кавернозные, трещиноватые зерна (от первых микрон до нескольких см) неправильной формы, располагающиеся среди породообразующих минералов и ассоциирующийся с апатитом, ильменитом, титанитом, калиевыми полевыми шпатами, пиритом, халькопиритом и кварцем (рис. 6, табл. 5, 6). Пирротин имеет стабильный химический состав с

незначительным дефицитом железа и избытком серы (табл. 5, $n=14$, мас. %, в скобках среднее): Fe – 59.62—60.76(60.09), S – 39.06—40.20(39.50), при сумме 99.04—100.29(99.60). Расчетная эмпирическая формула имеет вид $Fe_{0.93}S_{1.00}$. Кроме того, в виде включений в пирротине присутствуют *сфалерит* (в отличие от включений в халькопирите кварц-сульфидных прожилков не содержит примеси Cd), зерна *гессита* и *алтаита*, нередко по трещинам отмечаются самородный *свинец* и *галенит* с примесью селена и теллура, в единичном случае отмечен сросток пирротина и *кубанита* (рис. 6в).

Халькопирит встречается реже и образует самостоятельные вкрапленники в силикатах, каемки по периферии пирротина, нередко образуя с последним гнезда, где занимает центральную часть. В виде сростков с халькопиритом отмечается галенит с примесью селена. Размеры выделений халькопирита варьируют от первых десятков мкм до нескольких мм. Химический состав халькопирита варьирует незначительно и содержит (табл. 5, $n=6$, мас. %, в скобках среднее): Cu – 32.26—33.78(33.30), Fe – 29.85—32.64(30.68), S – 34.40—35.73(35.11), при сумме 98.09—100.88(99.22), в качестве примеси в единичном случае зафиксирована примесь цинка. Отношение Cu/Fe изменяется от 1.06 до 1.11, при средней величине 1.09. Халькопирит данной ассоциации характеризуется более стабильным составом по сравнению с халькопиритом сфалерит-халькопиритовой ассоциации, где ярко наблюдается дефицит Cu.

Диагностированные нами титановые минералы являются, скорее всего, результатом распада твердого раствора титаномагнетита и представлены титанитом и ильменитом (табл. 6). Ильменит представлен преимущественно удлинёнными

каплевидными зёрнами, образующими мирмекитовые структуры, реже крупные скелетные выделения, которые интенсивно замещаются титанитом, обрастающие роговой обманкой, нередко хлоритизированной. Данные образования имеют размеры от первых микрон до 7-10 мм и находятся в ассоциации с сульфидами, которые образуют ксеноморфные зёрна в их интерстициях, что может судить о более позднем происхождении сульфидов. В единичных случаях в виде включений размером в первые десятки мкм в ильмените отмечается борнит.

Кроме вышеописанных рудных минералов встречены также сросток *кобальтина* (Co – 32.24, Ni – 2.40, As – 45.79, S – 19.20, сумма 100.03 мас. %) со сфалеритом в ильмените, включение *молибденита* в роговой обманке (Mo – 58.15, S – 41.37, сумма 99.52 мас. %), самородный *висмут* и *касситерит*, локализующиеся в интерстициях породообразующих минералов.

Золото-теллуридно-палладиевая минерализация

Данный тип минерализации выделяется впервые на Пай-Хое и по составу и пространственному положению в интрузивном теле может быть разделен на две ассоциации – раннюю и позднюю.

Ранняя (минералы тройной системы Ag-Au-Cu, садебриит, тестибиопалладит и сперрилит) магматическая ассоциация, присутствующая только в связи с пирит-халькопирит-пирротиновой минерализацией осевой части габбродолеритового силла. Проведенным нами анализ трех проб габбродолеритов осевой части интрузива с пирит-халькопирит-пирротиновой минерализацией методом ICP-MS показал следующие концентрации элементов платиновой группы (г/т): Ru – менее 0.0020, Rh – до 0.0110, Pd – до 0.0470, Ir – до 0.0070, Pt – до 0.0190, Au – до 0.0057. Как правило, в пределах рудопроявления Крутой ранняя ассоциация золото-теллуридно-палладиевой минерализации представляет собой неравномерно рассеянную вкрапленность в пирротине, а также в роговой обманке, альбите и хлорите, при этом в последних случаях она всегда находится в ассоциации с сульфидами.

Минералы тройной системы Ag-Au-Cu рассматриваемой ассоциации представлены преимущественно продуктами распада твердых растворов Ag-Au-Cu, которые в виде мелких изометричных зерен размером до 5 мкм (в основном в первые мкм), локализуются в виде включений в породообразующих минералах и пирротине (рис. 7а,е). Состав триады сильно варьирует за счет присутствия значительных примесей меди и серебра, при этом не наблюдается какой-то определенной зависимости от места локализации или размера включений, что больше обусловлено незначительной выборкой. По химическому составу только для двух случаев можно говорить о близости составов к *купроауриду* ($AuCu_3$) и *тетрааурикуприду* ($AuCu$), остальные же являются разностями *медистого золота* или *золотистой меди* (табл. 7). Данное выделение условно, так как все минералы системы Ag-Au-Cu имеют различную сингонию, а размеры микровключений медистого золота не позволяют получить по ним структурные данные.

Минеральная форма платины представлена единичными зернами *сперрилита* ($PtAs_2$) изометричной формы в альбите, размером в первые мкм (рис. 7г). Химический состав минерала следующий ($n=2$, мас. %, в скобках среднее): Pt – 54.93, 55.65 (55.29), As – 43.06, 43.36 (43.21), Fe – 0.30, 0.67 (0.49) при сумме 98.59, 99.37 (98.98). Расчетная эмпирическая формула имеет вид $Pt_{0.91}As_{2.09}$. Также в виде единичных зерен, размером до 5 мкм, в хлорите и амфиболе отмечены *садебриит* ($PdSb$) и *тестибиопалладит* ($Pd(Sb,Bi)Te$) (рис. 7д,е, табл. 7). Первая находка минерала близкого по составу к

садберииту была нами зафиксирована в пределах минерализованной зоны г. Хенгорьиз [Шайбеков, 2018], тестибиопалладит установлен на Пай-Хое впервые. Использование рамановской спектроскопии позволило получить КР-спектры для данных минералов (рис. 7ж). Спектр садбериита характеризуется следующими волновыми значениями: 83, 114, 174, 286 и 461 см^{-1} . Спектр тестибиопалладита имеет значения равные (жирным выделены сильные пики): 81, 96, **113**, 127, **142**, 155 см^{-1} . В настоящее время существует немного работ, касающихся рамановской спектроскопии теллуридов палладия, наиболее полные данные представлены в работе Bakker с соавторами [Bakker et al., 2014], но в ней нет данных по КР-спектрам садбериита и тестибиопалладита или похожих на спектры, полученные нами. Так наиболее близкий по составу стибипалладинит имеет два характерных пика на 108, 136 и незначительные на 169, 187 см^{-1} .

Поздняя (минералы двойных систем Au-Ag и Au-Pd, теллуриды ртути, свинца и серебра) гидротермальная ассоциация, приуроченная к секущим габбродолеритам халькопирит-кварцевым прожилкам и частично присутствующая в габбродолеритах осевой части силла. Анализ халькопирита из халькопирит-кварцевых прожилков, показал следующие концентрации благородных металлов (г/т): Ru – 0.031, Rh – 0.021, Pd – 0.100, Ir – 0.031, Pt – 0.140, Au – 0.420, сумма 0.740.

Минералы двойных систем Au-Ag и Au-Pd представлены сростками палладистого золота (порпечита) с халькопиритом, включениями самородного золота в халькопирите (рис. 8б-е, табл. 7) кварцевых прожилков и роговой обманке габбродолеритов осевой части силла (рис. 7е, табл. 7). Преимущественно они имеют размеры от 2 до 10, в редких случаях до 100 мкм. Согласно Н.В. Петровской [1993] состав золота варьирует от среднего до весьма высокопробного.

Колорадоит (HgTe) был впервые описан на рудопроявлении в 2013 году и является единственным местом находки на Югорском полуострове и, в частности, хенгурском габбродолеритовом комплексе [Шайбеков, 2013а]. Он находится в тесной ассоциации с халькопиритом в кварцевых прожилках и образует в нем включения изометричной формы размером в несколько мкм и приурочен к областям подвергшихся гипергенным процессам (рис. 8а). Как примеси в его составе присутствует никель, свинец и серебро (табл. 7). Включения с высокими содержаниями серебра и свинца (табл. 7), вероятнее всего, являются смесью нескольких минеральных фаз – эмпрессита (AgTe), гессита (Ag_2Te), алтаита (PbTe) и колорадоита (HgTe).

Кроме того, в виде микровключений в пирротине габбродолеритов осевой части и халькопирите кварцевых прожилков встречаются *алтаит* (PbTe), *гессит* (Ag_2Te) и

эмпрессит (*AgTe*). И если алтаит и гессит в пирротине это отдельные микровключения (до 5 мкм, рис. 7б,в), то в халькопирите они как правило образуют зерна, представляющие собой тонкую смесь алтаита и эмпрессита. В связи с этим в последнем случае, в виду очень маленьких размеров (1-2 мкм) определить точное соотношение элементов не представляется возможным.

Схожая золото-теллуридная ассоциация минералов (порпечит, золото, алтаит, гессит, колорадоит, эмпрессит) типична для многих эпитеpmальных золото-теллуридных месторождений мира [Коваленкер и др., 1990; Cooke, Phail, 2001; Pals, Spry, 2003; Shackleton et al., 2003; Spry, Scherbarth, 2006, Voudoris, 2006; Николаев и др., 2013; Zhai, Liu, 2014 и др.].

В отношении халькопирит-кварцевых прожилков, включающих продуктивную позднюю ассоциацию золото-теллуридно-палладиевой минерализации, были произведены дополнительные исследования.

Изотопный состав серы, углерода и кислорода халькопирит-кварцевых прожилков. Сера изученных халькопиритов характеризуется значениями $\delta^{34}\text{S}$ от -2.4 до -2.5 ‰ (CDT), близкими к изотопному составу серы магматических образований с мантийным источником вещества ($\delta^{34}\text{S} = -1.5$ до $+1.5$ ‰) [Фор, 1989; Ohmoto, Rye, 1979]. В то же время, незначительная обогащённость халькопиритов лёгким изотопом (^{32}S) относительно «мантийной» серы свидетельствуют о контаминации магматических образований серой сульфидов осадочных пород [Ohmoto, Rye, 1979]. Отмечается, что изотопный состав серы из монофракций халькопирита ($n=5$) показывает чрезвычайную выдержанность состава серы, что указывает на единый источник серы гомогенного состава.

На значительное участие в составе рудообразующих флюидов корового вещества указывает и изотопный состав углерода и кислорода кальцита жильных образований. Изотопный состав кислорода кальцита из кварц-альбит-эпидотового агрегата ($n=5$) показал значения $\delta^{18}\text{O} = +15.3$ ‰ (SMOW), что значительно превышает значения $\delta^{18}\text{O} = +7$ ‰, характерные для неизменённых магматических образований [Тейлор, 1977]. Расчёт равновесного с водной фазой изотопного состава кислорода углекислоты для установленных по флюидным включениям температур, показывает, что CO_2 рудообразующего флюида характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O} = +25 \div +30$ ‰ (SMOW) и, по всей видимости, формировалась при термической диссоциации вмещающих карбонатов. На участие вещества вмещающих осадочных пород указывает и изотопный состав углерода кальцитов, где $\delta^{13}\text{C} = -17.7$ ‰ (PDB), что характерно для углерода карбонатов,

формировавшихся в магматических и гидротермальных процессах при значительном участии органического вещества корового происхождения.

Исследования флюидных включений в кварце халькопирит-кварцевых прожилков. Для определения условий образования жильного кварца и связанной с ним рудной минерализацией нами были изучены сингенетичные флюидные включения в жильном кварце. Особое внимание было уделено включениям в зонах выделения сульфидов, которые в основном представлены халькопиритом. К сингенетичным включениям были отнесены включения, которые располагаются поодиночке, небольшими группами, либо в трещинках, не выходящих за пределы индивида. Иногда такие включения имеют площадное распространение.

Газовый состав отдельных включений был изучен методом КР спектроскопии. По газовому составу нами выделены азот-метановые и углекислотно-азотные включения. Это может свидетельствовать о двух источниках газов, которые могут иметь мантийное, коровое или смешанное происхождение. Проблема происхождения газов в составе включений обсуждалась в различных работах [Mazzini et al., 2011; Сокерина и др., 2013; Смирнов и др., 2014; Зыкин, Сокерина, 2015 и др.].

При изучении валового состава флюидных включений методом газовой хроматографии установлено, что газонасыщенность пород незначительна [Сокерина и др., 2016] и, в основном включения содержат воду (около 99 %), что хорошо согласуется с визуальными наблюдениями. Среди газовых компонентов преобладает углекислый газ, в меньших количествах присутствуют метан и азот. Причем, при стандартном нагреве кварца до 500 °С, азот не обнаружен. Его выделение, также, как и основной части метана, начинается после 500 °С и продолжается до 800 °С. С учётом того, что при КР исследованиях присутствие этих газов в составе включений было достоверно установлено, мы предполагаем, что они принадлежат флюидным включениям, а не являются результатом разложения органического вещества при нагревании образцов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ранние исследования рудной минерализации в габбродолеритах хенгурского комплекса показали, что благороднометалльная минерализация имеет преимущественно магматогенно-гидротермальную природу образования [Шайбеков, 2013б].

Выделенная нами ранняя ассоциация золото-теллуридно-палладиевой минерализации рудопроявления Крутой, согласно проведенным исследованиям, представлена минералами системы Ag-Au-Cu (преимущественно медистым золотом и золотистой медью), сперрилитом, садбериитом и тестибиопалладитом.

Наиболее высокотемпературными минералами рассматриваемой ассоциации можно считать садбериит, тестибиопалладит и сперрилит. Первым из них кристаллизуется садбериит синтетический аналог которого плавится при температуре 800°C, а уже при 600 °C формирует полный изоморфный ряд с котульскитом PdTe и неравновесные твердые растворы между PdTe и PdTe₂, образующиеся в интервале 575-710 °C [Kim, Chao, 1991; Barkov et al., 2002; Makovicky, 2002]. Согласно ряду авторов [Dare et al. 2010; Barnes et al. 2016 и др.] сперрилит классифицируется как высокотемпературный минерал с температурами кристаллизации 900–1200 °C. В то же время другие исследователи [Hanley 2007; Piña et al., 2012; Helmy et al., 2013; Bai et al., 2017 и др.] придерживаются мнения, что сперрилит, наряду с тестибиопалладитом, может образовываться в магматических сульфидных рудах путем кристаллизации из остаточного сульфидного расплава при относительно низкой температуре, которая ограничивается по [Craig, Kullerud, 1969] нижним диапазоном плавления, обогащенной медью, магматической сульфидной жидкости.

Как правило, медистое золото рассматривается во многих работах в рамках бинарной системы Au-Cu, которая включает в себя твердые растворы и интерметаллиды (аурикуприд, купроаурид, тетрааурикуприд и CuAu₃), но так как мы часто наблюдаем в нем примесь Ag, которая достигает иногда больших значений, то его анализ более корректно рассматривать в системе Ag-Au-Cu. Еще в 1939 году М.П. Ложечкиным [Ложечкин, 1939] было показано, что медистое золото обладает фазовой неоднородностью в результате распада Au-Cu-Ag твердого раствора и представляет собой пластинчатые сростания медистого золота и электрума. Гораздо позднее, Мурзиным с соавторами [Мурзин и др., 1987] было показано, что состав медистого золота соответствует фазе AuCu, а электрум имеет пробность 470—610 ‰. Экспериментальными исследованиями для тройной системы Ag-Au-Cu установлено, что растворимость всех компонентов триады существенно снижается при падении температуры от 700 до 350°C и ниже [Chang et al., 1977]. Такое уменьшение температуры сильно ограничивает образование минералов Ag-Au-Cu, но при этом не препятствуют образованию бинарных Au-Ag и Au-Cu фаз широкого диапазона составов [Мурзин, Варламов, 2018]. Положение точек анализов медистого золота, на диаграмме Ag-Au-Cu с изотермами тройных твердых растворов, показывает, что температура их образования могла находиться в диапазоне 350-500 °C, тогда как для купроаурида и тетрааурикуприда она несколько ниже (рис. 9). Согласно [Okamoto et al., 1987] температура фазового перехода CuAu II (35-65 ат. % Au, т.е. Cu₂Au-CuAu₂, «рожковит») в CuAu I (40-60 ат. % Au, т.е. Cu₃Au₂ - Cu₂Au₃, тетрааурикуприд) составляет около 385 °C.

Поздняя ассоциация золото-теллуридно-палладиевой минерализации представлена сростками порпецита, а также включениями самородного золота и серебра, алтаита, эмпрессита (гессита) и колорадоита в халькопирите кварцевых прожилков и в виде включений алтаита и гессита встречается в пирротине габбродолеритов осевой части рудопроявления.

Афифи с соавторами [Afifi et al., 1988a,б] один из первых обобщил, имеющиеся на тот момент, данные по термодинамике фазовых равновесий теллуридов, в том числе с применением для рудных месторождений в интервале температур от 100 до 300 °С с позиции вариаций f_{Te_2} , f_{S_2} и f_{O_2} . Исходя из этих данных образование рассматриваемой ассоциации происходило с понижением температуры и f_{Te_2} с относительным увеличением активности f_{S_2} , что может быть связано со смешением высокотемпературных восстановленных гидротермальных флюидов с насыщенной кислородом морской водой [Cabri, 1965; Afifi et al., 1988a,б; Maslennikov et al., 2013]. Согласно ряду авторов одновременное осаждение самородного золота, серебра, теллуридов (алтаита, гессита, колорадоита и эмпрессита) происходило при температуре около 150-200 °С (по другим данным 130-200 °С [Vikentev, 2006], для электрума, алтаита и гессита 230-260 °С [Maslennikov et al., 2013]) и pH около 6-8 [Hannington, Scott, 1989, Бортников и др., 2003]. Кроме того, согласно экспериментальным данным, эмпрессит стабилен при температуре ниже 210 °С [Honea, 1964], по последним данным до 191 °С (+/-16 °) [Voronin et al., 2017], промежуточная фаза низкотемпературного моноклинного $\alpha\text{Ag}_2\text{Te}$ гессита стабильна до 145 °С [Karakaya, Thompson, 1991].

При изучении флюидных включений халькопирит-кварцевых прожилков установлено, что их образование происходило на фоне снижения температуры с 490—300 °С до 260—134 °С, что характерно для формирования золото-кварц-сульфидных жил и было установлено при изучении таких уральских месторождений как Новогоднее Монто, Петропавловское, Березняковское, Быньговское, Кочканарское и др. [Прокофьев, Спиридонов, 2000; Андреев, Мансуров, 2008; Плотинская, Грознова; 2008; Клюкин, 2012; Мансуров, 2013 и др.]. На этих месторождениях развита золото-теллуридная минерализация. Часто указывается на окислительные условия минералообразования месторождений [Прокофьев, Спиридонов, 2000; Клюкин, 2012; Плотинская, Грознова, 2008 и др.], которые выражаются в преобладании углекислого газа в составе флюида и в наличие включений с высокоплотной углекислотой. Под воздействием «углекислотной волны» происходила переработка бедных, рассеянных руд с формированием промышленных [Ройзенман, 2008]. На рудопроявлении Крутой зоны «пропаривания» богатыми углекислотой флюидными растворами не наблюдается, образование кварцевых

жил и связанной с ними благороднометалльной минерализации происходило в восстановительных условиях, о чем свидетельствуют исследования состава флюидных включений методом КР-спектроскопии. Газонасыщенность минералообразующего флюида была незначительная, количество флюида при нагреве до 500 °С не превышает 360 мкг/г, основную часть которого составляет вода. Изменчивость солевого состава включений, которая выразилась в довольно значительном диапазоне температур эвтектики, вероятно, можно объяснить присутствием в кварце иголок тремолита ($\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]$), при образовании которого принимали участие ионы магния и кальция. Довольно значительная соленость может свидетельствовать о магматогенном происхождении минералообразующих растворов. Наблюдается прямая связь между соленостью и температурой гомогенизации, что характеризует процесс постепенного остывания минералообразующей среды.

Золото-теллурдно-палладиевую минерализацию рудопроявления Крутой сложно сравнить с золоторудными объектами Урала и Сибири, ввиду различий в геологическом строении, возрасте, составе рудовмещающих пород, геодинамике, генезисе, локализации рудных минералов и т.д. Наиболее близким по минеральному составу к рудопроявлению Крутой на Урале является рудопроявление Озерное, в котором наблюдается тесная ассоциация благородных металлов с сульфидами меди, а также присутствие в довольно значительных количествах примесей и минералов палладия и теллура [Кузнецов и др., 2014]. В Сибири наиболее близким являются месторождения Норильского рудного поля, где отмечается большое количество низкотемпературных минеральных ассоциаций, содержащих Au, Ag, As, Pd, Pt, Sn, Bi, Sb, Te [Спиридонов, Гриценко, 2009]. Согласно данным ICP-MS по халькопириту из кварцевых прожилков и вмещающих их габбродолеритов с сульфидной минерализацией установлено, что первые являются основными концентраторами благородных металлов. При этом если палладий был нами установлен в виде минерала порпецит, то формы нахождения платины в халькопирит-кварцевых прожилках, на настоящий момент остаются дискуссионными. С учетом того, что температура кристаллизации сульфидов в халькопирит-кварцевых прожилках нами была определена ниже 260 °С, то можно предположить, что платина в них может находиться либо в виде микропримеси, что характерно для сульфидов магматических медно-никелевых месторождений [Cabri, 2002; Dare et al., 2010; Dare et al., 2011, Helmi et al., 2013 и др.], в виде микропримеси в колорадоите [например, Augé et al, 2002]. Возможным источником платины также может являться золото и его палладиевая разновидность, которые часто содержат микропримеси платины, не превышающие первых сотых и десятых долей процента, что просто не улавливается используемым нами EDS

методом анализа. Либо имеют место неустановленные нами включения низкотемпературных минералов платины, в частности, по экспериментальным данным, из гидротермальных растворов в сульфидах при температуре около 230-240 °С может образовываться куперит (PtS) [Evstigneeva, Tarkian, 1996], в работе [Плюснина и др., 2007; Плюснина, Лихойдов, 2009] описывается кристаллизация в гидротермальной системе металлической платины при температурах 200-300 °С и сперрилита при 300 °С и ниже. Похожее утверждение приводится в работе [Watkinson, Melling, 1992], где сперрилит находится в ассоциации с низкотемпературными сульфидами меди. Кроме того, минералы платины отмечаются в низкотемпературных гидротермальных ассоциациях Норильского рудного поля [Спиридонов, Гриценко, 2009]. Несмотря на то что платина отмечена в сульфидах габбродолеритов осевой части рудопроявления Крутой в виде сперрилита, значимых ее концентраций по данным ICP-MS в них не фиксируется.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальные исследования рудной зоны рудопроявления Крутой на Пай-Хое позволили выделить два типа сульфидной минерализации: пирит-халькопирит-пирротиновую габбродолеритовую и сфалерит-халькопиритовую кварцевожильную, с которыми пространственно и генетически связана золото-теллуридно-палладиевая минерализация. Образование халькопирит-кварцевых жил с золото-теллуридно-палладиевой минерализации на рудопроявлении Крутом соответствует представлениям о гидротермальном этапе минералообразования, когда на заключительных стадиях происходила концентрация рудных компонентов в остаточном флюиде, который принял участие в образовании постмагматической гидротермальной минерализации, на что указывает как характер взаимоотношений халькопирит-кварцевых прожилок и вмещающих их габбродолеритов, так и состав газово-жидких включений.

Установлено, что температура образования жильного кварца близка к 300—490 °С, а сфалерит-халькопиритовая и связанная с ней золото-теллуридно-палладиевая минерализация поздней ассоциации, образовались при температурах, не превышающих 260 °С. В составе минералообразующего раствора присутствовали соли магния и кальция, избыток которых привел к формированию в жильном кварце нитевидных кристаллов тремолита. Минералообразующий флюид отличался низкой газонасыщенностью. Изотопный состав серы, углерода и кислорода изученных минералов, формировавшихся в магматических и гидротермальных процессах, соответствуют представлениям о контаминации магматических образований серой, кислородом и углеродом вмещающих осадочных пород.

Выделение золото-теллуридно-палладиевой минерализации с разделением на разновременные ассоциации, является новым для исследуемого района и вызывает большой интерес в связи с присутствием теллуридов, висмутотеллуридов, минералов золота и палладия в других рудопроявлениях и точках минерализации в пределах габбродолеритовых комплексов Пай-Хоя, что свидетельствует о перспективности этого района в целом. Полученные рамановские спектры садбериита и тестибиопалладита в габбродолеритах осевой части рудопроявления Крутой позволяют использовать рамановскую спектроскопию как дополнительный метод идентификации данных минералов.

Работа выполнена на базе Центра коллективного пользования «Геонаука», по теме НИР госзадания (ГР № АААА-А17-117121270036-7) ИГ Коми НЦ УрО РАН и при частичной финансовой поддержке гранта фундаментальных исследований УрО РАН №15-15-5-73.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев А.В., Мансуров Р.Х. Новогодненское золоторудное поле (Полярный Урал) / Мат. конференции: Актуальные проблемы геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых. М.: ВИМС, 2008, с. 20-23.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977, т. 18(8), с. 16-27.

Бортников Н.С., Кабри Л., Викентьев И.В., Тагиров Б.Р., Мэйхон Г. Мак, Богданов Ю.А., Ставрова О.О. Невидимое золото в сульфидах субмаринных колчеданных построек // Геология руд. месторождений, 2003, т. 45(3), с. 228-240.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-(40)-42-о. Вайгач - п-ов Ямал. Объяснительная записка / Под ред. Л.Л. Подсосовой // СПб, ВСЕГЕИ, 2000, (МПР России, ВСЕГЕИ, ЗапСибГеоНац, ВНИИОкеангеология), 357 с.

Гриненко В.А. Приготовление двуокиси серы для изотопного анализа // Журнал неорганической химии, 1962, т. 7, с. 2578-2582.

Жуков Ю.В., Заборин О.В., Маршанский И.И. и др. Геологическое строение территории листов R-41-103-B (в, г), Г (в, г); 104-B (в, г); 116-Г (а, б); 117-A (в, г), Б (в, г), В (а, б), Г (а, б); 118-B (а, б). (Отчет Нялпейской ГПСП по результатам геолого-съемочных и поисковых работ м-ба 1:50 000 за 1968-1970 гг.), Воркута, 1971, 298 с. Коми ТГФ.

Жуков Ю.В., Заборин О.В., Костюкова Л.А. и др. Геологическое строение листов R-41-115-А, Б; R-41-116-А, Б. (Отчет Сопчинской ГПСП по результатам геолого-поисково-съемочных работ м-ба 1:50 000 за 1966-1968 гг.), Воркута, 1969, 261 с. Коми ТГФ.

Заборин О.В. Основные магматические породы Центрального Пай-Хоя (Югорский полуостров). Автореферат дисс. канд. геол.-минер. наук, Л., 1975, 24 с.

Зархидзе Д.В., Малых О.Н., Войтович З.Н., и др. Отчет «Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листов R-41-XXVIII, XXIX (Карская площадь)». ГР № 11100-08-20. Инв. № 501694. Нарьян-Мар, 2010, 1080 с. Коми ТГФ.

Зыкин Н.Н., Сокерина Н.В. Генезис вод гидротермальных месторождений Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2015, № 9, с. 18–23.

Клюкин Ю.И. Флюидный режим формирования золото-теллуридного оруденения Быньговского месторождения, Средний Урал // Литосфера, 2012, № 3, с. 127–138.

Коваленкер В.А., Залибекян М.А., Лапутина И.П., Малов В.С., Сандомирская С.М., Гарасько М.И., Мхитарян Дж.В. Сульфидно-теллуридная минерализация Меградзорского рудного поля в Армении // Геология рудных месторождений, 1990, №3, с. 65–81.

Кузнецов С.К., Майорова Т.П., Шайбеков Р.И., Сокерина Н.В., Филиппов В.Н. Минеральный состав и условия формирования золото-платино-палладиевых проявлений севера Урала и Пай-Хоя // Мат. конференции: Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2014, с. 342–347.

Ложечкин М.П. Новые данные о химическом составе «медистого» золота // Доклады АН СССР, 1939, т. 24(5), с. 454–457.

Мансуров Р.Х. Геолого-структурные условия локализации Петропавловского золоторудного месторождения. Автореферат на соискание звания к.г.-м.н. Москва, 2013, 23 с.

Мурзин В.В., Варламов Д.А. Химический состав самородного золота в магнетитовых рудах Каганского ультрабазитового массива (Ю. Урал) // Ежегодник-2017. Труды Института геологии и геохимии УрО РАН, 2018, Вып. 165, с. 194–199.

Мурзин В.В., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О., Суставов С.Г. Медистое золото в зонах родингитизации // Геология рудных месторождений, 1987, т. 29(5), с. 96–99.

Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Аплеталин А.В., Власов Е.А., Бакшеев И.А., Калько И.А., Комарова Я.С. Золото-теллуридная минерализация Западной Чукотки: минералогия, геохимия и условия образования // Геология рудных месторождений, 2013, т. 55(2), с. 114–144.

Осташенко Б.А. Петрология и оруденение центральнопайхойского базальтоидного комплекса. Л.: Наука, 1979, 113 с.

Петровская Н.В. Золотые самородки. М., Наука, 1993, 191 с.

Плотинская О.Ю., Грознова Е.О. Условия образования на эпитегрмальном Au-Ag-Te-Se месторождении Березняковское, Южный Урал // Мат. конференции: XIII Международной конференции по термобарогеохимии и IV симпозиума APFIS. ИГЕМ, Москва, 2008, т. 2, с. 101–103.

Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г. Поведение платины в гидротермальных условиях // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук, 2009, № 4(146), с. 30–37.

Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Щека Ж.А. Поведение платины в гидротермальных условиях по результатам экспериментов (300-500°C, 1 кбар) // Геохимия, 2007, т. 45(11), с. 1216–1222.

Прокофьев В.Ю., Спиридонов Э.М. Состав метаморфизованных флюидов и условия преобразования руд Кочканарского золоторудного месторождения // Мат. конференции: Петрография на рубеже 21 века итоги и перспективы, 2000, т. 3, с. 88–90.

Ройземан Ф.М. Теория богатого флюидного рудообразования под воздействием «углекислотной волны». М.: МЮИ, 2008, 84 с.

Силаев В.И. Минералогия и литогенез ордовикских отложений Центрального Пай-Хоя. Л.: Наука, 1978, 84 с.

Смирнов С.З., Бортников Н.С., Гоневчук Г.Н., Гореликова Н.В. Составы расплавов и флюидный режим кристаллизации редкометальных гранитов и пегматитов Тигриного Sn-W-месторождения (Приморье) // Доклады Академии наук, 2014, т. 456(1), с. 95–100.

Сокерина Н.В., Шайбеков Р. И., Шанина С.Н., Исаенко С.И. Флюидный режим формирования золото-теллуридно-палладиевой минерализации на рудопроявлении Крутой (Пай-Хой) // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН, 2016, Вып. 260(8), с. 9–13.

Сокерина Н.В., Шанина С.Н., Зыкин Н.Н., Исаенко С.И., Пискунова Н.Н. Условия формирования золоторудной минерализации на проявлении Синильга, Приполярный Урал (по данным изучения флюидных включений) // ЗРМО, 2013, № 6, с. 89–105.

Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир, 2009. 145 с.

Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 213-294.

Устрицкий В.И. Стратиграфия, фации и тектоника палеозойских отложений Пай-Хоя. Л.: НИИГА, 1954, 471 с. Коми ТГФ.

Фор Г. Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989, 590 с.

Чернышов Н.М., Переславцев А.В., Кузнецов А.Н., Козлов М.Т., Кудрявцева О.А. Формационные типы ультрамафит-мафитовых интрузий Пайхойской провинции и перспективы их никеленосности // Воронежский государственный университет, R-41. г. Воронеж, 1990, 227 с. Коми ТГФ.

Шайбеков Р.И. Долеритовое тело (Сопча) Центрального Пай-Хоя и его датирование с использованием U-Pb метода (SHRIMP II) // Третья Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2006, с. 246–248.

Шайбеков Р.И. Золото-теллуридная минерализация в кварц-сульфидных прожилках рудопроявления участок «Крутой» (Пай-Хой) // Вестник Института геологии Коми научного центра УрО РАН, 2013а, Вып. 223(7), с. 13–16.

Шайбеков Р.И. Первые сведения о минерале садбериит на Пай-Хое // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2018): Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018, с. 216–217.

Шайбеков Р.И. Платиносульфидная минерализация в габбро-долеритах Пай-Хоя. Сыктывкар, 2013б, 108 с.

Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Маркина Н.М., Молчанова Е.В., Калаус С.В. Основные итоги создания комплексной государственной геологической карты м-ба 1:1 000 000 (3-е поколение) листа R-41 (Амдерма) // Мат. конференции: Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009, с. 183–185.

Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermodynamical data and calculated equilibria // Economic Geology, 1988a, v. 83, p. 377–394.

Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: II. Application to telluridebearing ore deposits // Economic Geology, 1988b, v. 83, p. 395–404.

Augé T., Salpeteur I., Bailly L., Mukherjee M.M, Patra R.N. Magmatic and hydrothermal platinum-group minerals and base-metal sulphides in the Baula Complex, India. *Canadian Mineralogist*, 2002, v. 40, p. 277–309.

Bai L., Barnes S-J., Baker D.R. Sperrylite saturation in magmatic sulfide melts: Implications for formation of PGE-bearing arsenides and sulfarsenides // *The American Mineralogist*, 2017, v. 102(5), p. 966–974.

Bakker R.J. Application of combined micro-Raman and electron probe microanalysis to identify platinum group minerals / In: 11th EMAS regional workshop on electron probe microanalysis of materials today, Practical Aspects, 2014, p. 215–233.

Barkov A.Y., Laflamme J.H.G., Cabri L.J., Martin R.F. Platinum-group minerals from the Wellgreen Ni-Cu-PGE deposit, Yukon, Canada // *The Canadian Mineralogist*, 2002, v. 40, p. 651–669.

Barnes S.J., Fisher L.A., Godel B., Pearce M.A., Maier W.D., Paterson D., Howard D.L., Ryan C.G., Laird J.S. Primary cumulus platinum minerals in the Monts de Cristal Complex, Gabon: magmatic microenvironments inferred from high-resolution X-ray fluorescence microscopy // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2016, v. 171(3), 18 p., doi:10.1007/s00410-016-1232-1.

Cabri L.J. Phase relations in the Ag–Au–Te systems and their mineralogical significance // *Economic Geology*, 1965, v. 60, p. 1569–1606.

Cabri L.J. The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements / Ed. by L.J. Cabri // Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, 2002, Special Volume 54, 852 p.

Chang Y.A., Goldberg D., Neumann J.P. Phase diagrams and thermodynamic properties of ternary gold-copper-silver systems // *J. Phys. Chem. Reference Data*, 1977, v. 6, p. 621–669.

Ciobanu C., Cook N.J., Damian G., Damian F., Buia G. Telluride and sulphosalt associations at Acarimb. In: Cook N. J. and Ciobanu C. L. (ed) *Gold-Silver-Telluride Deposits of the Quadrilateral, South Apuseni Mts., Romania*, IAGOD Guidebook Series, 2004, v. 12, p. 145–186.

Cooke D.R., Mc Phail D.C. Epithermal Au–Ag–Te mineralization, Acupan, Baguio District, Philippines: numerical simulations of mineral deposition // *Economic Geology*, 2001, v. 96, p. 109–131.

Craig J. R., Kullerud G. Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their application to magmatic ore deposits // *Economic Geology Monography*, 1969, v. 4, p. 344–358.

Dare S.A.S., Barnes S.-J., Prichard H.M., Fisher P.C. The timing and formation of platinum-group minerals from the Creighton Ni-Cu-platinum-group element sulfide deposit, Sudbury, Canada: Early crystallization of PGE-rich sulfarsenides // *Economic Geology*, 2010, v. 105, p. 1071–1096.

Dare S.A.S., Barnes S.-J., Prichard H.M., Fisher P.C. Chalcophile and platinum-group element (PGE) concentrations in the sulfide minerals from the McCreedy East deposit, Sudbury, Canada, and the origin of PGE in pyrite // *Mineralium Deposita*, 2011, v. 46(4), p. 381–407.

Evstigneeva T., Tarkian M. Synthesis of platinum-group minerals under hydrothermal conditions // *Eur. J. Mineral*, 1996, v. 8, p. 549–564.

Hannington M.D., Scott S.D. Sulphidation equilibria as guides to gold mineralization in volcanogenic massive sulfides: evidence from sulfide mineralogy and composition of sphalerite // *Economic Geology*, 1989, v. 84(7), p. 1978–1995.

Hanley J.J. The role of arsenic-rich melts and mineral phases in the development of high-grade Pt-Pd mineralization within komatiite-associated magmatic Ni-Cu sulfide horizons at Dundonald Beach South, Abitibi subprovince, Ontario, Canada // *Economic Geology*, 2007, v. 102, p. 305–317.

Helmy H.M., Ballhaus C., Fonseca R.O.C., Wirth R., Nagel T.J., Tredoux M. Noble metal nanoclusters and nanoparticles precede mineral formation in magmatic sulphide melts // *Nature Communications*, 2013, 4:2405, 7 p., doi:10.1038/ncomms3405.

Honea R.M. Empressite and stuetzite redefined // *The American Mineralogist*, 1964, v. 49, p. 325–338.

Karakaya I., Thompson W.T. The Ag–Te (silver–tellurium) system // *J. of Phase Equilibria*, 1991, v. 12(1), p. 56–63.

Kim Won-Sa, Chao G.Y. Phase relations in the system Pd–Sb–Te // *The Canadian Mineralogist*, 1991, v. 29, p. 401–409.

Makovicky E. Ternary and quaternary phase systems with PGE. In *The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements* (L.J. Cabri, ed.) // *Can Inst. Mining Metall. Petroleum*, 2002, Special volume 54, p. 131–175.

Maslennikov V.V.; Maslennikova S.P.; Large R.R.; Danyushevsky L.V.; Herrington R.J.; Stanley C.J. Tellurium-bearing minerals in zoned sulphide chimneys from Cu-Zn massive sulphide deposits of the Urals, Russia // *Mineralogy and Petrology*, 2013, v. 107, p. 67–99.

Mazzini A., Svensen H, Etiope G., Onderdonk N., Banks D. Fluid origin, gas fluxes and plumbing system in the sediment-hosted Salton Sea Geothermal System (California, USA) // *VolcanolGeotherm Res*, 2011, v. 205, p. 67–83.

Oh S.J., Cook D.C., Townsend H.E. Characterization of iron oxides commonly formed as corrosion products on steel // *Hyperfine Interactions*, 1998, v. 112, p. 59–65.

Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* // John Wiley, Sons. New York, 1979, p. 509–567.

Okamoto H., Chakrabarti D.J., Laughlin D.E., Massalski T.B. The Au-Cu (gold-copper) system // *Bull. Alloy Phase Diagrams*, 1987, v. 8, p. 453–474.

Pals D.W., Spry P.G. Telluride mineralogy of the low-sulfidation epithermal Emperor gold deposit, Vatukoula, Fiji // *Mineralogy and Petrology*, 2003, v. 79, p. 285–307.

Piña R., Gervilla F., Barnes S.-J., Ortega L., Lunar R. Distribution of platinum-group and chalcophile elements in the Aguablanca Ni-Cu sulfide deposit (SW Spain): Evidence from a LA-ICP-MS study // *Chemical Geology*, 2012, v. 302-303, p. 61–75.

Shackleton J.M., Spry P.G., Bateman R. Telluride mineralogy of the golden mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia // *The Canadian Mineralogist*, , 2003, v. 41, p. 1503–1524.

Spry P.G., Scherbath N.L. Vanadium silicates and oxides in the Tuvatu gold-silver telluride deposit, Fiji // *Mineralogy and Petrology*, 2006, v. 87, p. 171–176.

Vikentyev I.V. Precious metal and telluride mineralogy of large volcanic-hosted massive sulfide deposits in the Urals // *Mineralogy and Petrology*, 2006, v. 87, p. 305–326.

Voronin M.V., Osadchii E.G., Brichkina E.A. Thermochemical properties of silver tellurides including empressite (AgTe) and phase diagrams for Ag–Te and Ag–Te–O // *Phys. Chem. Miner*, 2017, v. 44, p. 639–653.

Voudoris P. A comparative mineralogical study of Te-rich magmatic-hydrothermal systems in northeast Greece // *Mineralogy and Petrology*, 2006, v. 87, p. 1438–1468.

Watkinson D.H., Melling D.P. Hydrothermal origin of the platinum mineralization, Alaska // *Economic Geology*, 1992, v. 87(1), p. 175–184.

Zhai D., Liu J. Gold-telluride-sulfide association in the Sandaowanzi epithermal Au-Ag-Te deposit, NE China: implications for phase equilibrium and physicochemical conditions // *Miner Petrol*, 2014, v. 108, p. 853–871.

Рис. 1. Геологическая карта участка Крутой [Зархидзе и др., 2010] с дополнениями.

Условные обозначения: 1 – хенгурский (центральнопайхойский) габбродолеритовый комплекс: габбродолериты, пикродолериты, долериты; 2 – тальбейтывисская свита: известковистые песчаники, алевролиты, песчанистые известняки, кремнисто-глинистые сланцы, локально – базальты, туфолавы; 3 – хенгурская свита: сланцы – глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые и их углеродистые разности, известняки, локально – базальты, туфолавы, песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, алевросланцы и углеродисто-глинистые сланцы; 4 – геологические границы; 5 – разрывные нарушения; 6 – контактовые роговики; 7 – зона распространения золото-теллуридно-палладиевой минерализации (предполагаемая).

Рис. 2. Геологическая карта участка «Крутой», составленная О. В. Забориным [Жуков и др., 1969] с исправлениями и дополнениями авторов.

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения; 2 – тальбейтывисская свита (O2-3tb). Сланцы глинистые темно-серые тонкоплитчатые; 3 – хенгурская свита (Є3-O2hn). Сланцы кварц-альбитовые светло-серые плитчатые; 4 – хенгурский комплекс габбродолеритовый (vβD3h). Габбродолериты: меланократовые кварцевые крупнозернистые, мезо-лейкократовые порфировидные среднезернистые и кварцсодержащие, гломерозернистые; 5 – зона вкрапленной пирит-халькопирит-пирротиновой минерализации более 10 %; 6 – зона контактовых роговиков; 7 – геологические границы: а - достоверные, б - предполагаемые; 8 – разрывные нарушения: а - достоверные, б - предполагаемые; 9 – канавы и их номера (в скобках по [Жуков и др., 1969]), красные кружки - авторские точки наблюдения/точки пробоотбора; 10 – номера проб; 11 – углы залегания пород; 12 - зона распространения золото-теллуридно-палладиевой минерализации: а - достоверная, б - предполагаемая.

Рис. 3. Кварц-альбит-эпидотовый агрегат.

а – BSE изображения: слева – естественная поверхность, справа – полированная поверхность, б – дифрактограмма агрегата, в – дифрактограммы альбита и клиноцоизита. Аббревиатуры: Czo – клиноцоизит, Ab – альбит, Aug – авгит, Chl – хлорит, Act – актинолит, Qtz – кварц, Ttn – титанит, Po – пирротин, Rt – рутил, Ep – эпидот, Amp – амфибол, Px – пироксен.

Рис. 4. Рудная минерализация кварц-сульфидных прожилков (BSE-изображения).

а – халькопирит в сростке с кварцем, полированная поверхность; б – халькопирит с включениями сфалерита; в) зерно, естественная поверхность. Белый контур на рисунке – см. рис. 8, г; в – халькопирит с каймой ковеллина с включениями серебра; г - халькопирит в сростке с касситеритом, справа в режиме SE (естественная поверхность). Аббревиатуры: Qtz – кварц, Gt – гидрогётит, Csp – халькопирит, Sp – сфалерит, Ag – серебро, Cv – ковеллин, Cst – касситерит.

Рис. 5. BSE изображения гидроокислов железа.

а, б - кайма гидроокислов железа с включениями пирротина и сфалерита, в – формы окисления по пирротину. Нижний рисунок – рамановский спектр гидрогётита.

Рис. 6. Рудная и акцессорная минерализация в габбродолеритах (BSE-изображения).

Аббревиатуры: Qtz – кварц, Csp – халькопирит, Hbl – роговая обманка, Ab – альбит, Py – пирит, Po – пирротин, Gn – галенит, Ap – апатит, Kfs – калиевый полевой шпат, An – анортит, Aug – авгит, Ilm – ильменит, Ttn – титанит, Sp – сфалерит, Cbt – кобальтин, Mlb – молибденит, Cbn – кубанит, Pb – самородный свинец, Bn - борнит.

Рис. 7. Ранняя ассоциация золото-теллуридно-палладиевой минерализации (BSE-изображения).

а-в – включения в пирротине: а - золота, б – алтаита; г-е – включения в интерстициях породообразующих минералов: г – сперрилита, д – садбериита с золотом ранней ассоциации, е – золота и тестибиопалладита, ж – рамановские спектры (notch-filter = 83-85 см⁻¹) садбериита и тестибиопалладита: Аббревиатуры: Au – золото, Alt – алтаит, Gn – галенит, Hes – гессит, Ab – альбит, Spry – сперрилит, Sdb - садбериит, Tsp - тестибиопалладит, Chl - хлорит, Qtz - кварц, Po - пирротин, Hbl - роговая обманка.

Рис. 8. Поздняя ассоциация золото-теллуридно-палладиевой минерализации (BSE-изображения).

а – колорадоит в халькопирите, б – золото в халькопирите, в – золото в кварце, г – сростки порпецита с халькопиритом, д – сросток порпецита с халькопиритом, е – зерно золота с весьма высокопробным центром и серебрясодержащей каймой. а-в, д, е – полированная поверхность, г – естественная поверхность. Аббревиатуры: Csp – халькопирит, Clr – колорадоит, Au – золото, Qtz – кварц, Pzt – порпецит.

Рис. 9. Составы золота ранней (черные кружки) и поздней (черные квадраты) ассоциаций золото-теллуридно-палладиевой минерализации на диаграмме Au–Ag–Cu с изотермами твердого раствора на основе экспериментальных данных (по [Мурзин, Варламов, 2018]).

Таблица 1.

Химический состав пород, %

Компонент	Содержание компонентов		
	584401 (меланократовый крупнозернистый габбродолерит, рудопроявление Крутой)	585308 (кварцсодержащий меланократовый крупнозернистый габбродолерит, рудопроявление Крутой)	Ср. хим. состав (108 анализов) пород хенгурского комплекса (Шайбеков, 2013)
SiO ₂	49.20	51.21	49.04
TiO ₂	1.99	2.21	1.44
Al ₂ O ₃	15.10	15.19	13.55
Fe ₂ O ₃	4.55	2.95	3.12
MnO	0.18	0.19	0.19
MgO	5.50	4.65	7.19
CaO	7.63	6.72	10.15
Na ₂ O	2.54	3.56	2.20
K ₂ O	0.24	0.53	0.63
P ₂ O ₅	—	—	0.09
п.п.п.	4.22	3.89	4.01
Сумма	100.00	100.00	100.00
Fe ₂ O ₃ общ	14.39	12.83	13.46
FeO	8.86	8.90	8.41
H ₂ O ₋	0.40	0.49	0.37

Примечание. — не обнаружено (здесь и далее). Определение химического состава пород проведено рентгенофлуоресцентным методом на приборе XRF-1800 Shimadzu, аналитик Неверов С.Т.

Таблица 2.

Химический состав минералов кварц-альбит-эпидотового агрегата, мас. %

Компоненты											Σ
Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	Sc ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	MnO	FeO	
Эпидот (Клиноцоизит)											
—	—	30.71	40.80	—	22.29	—	—	—	—	3.99	97.79
2.95	—	29.49	46.06	—	17.93	—	—	—	—	2.37	98.80
—	—	31.30	39.79	—	24.21	—	—	—	—	4.77	100.07
—	—	30.69	40.23	—	24.55	—	—	—	—	4.42	99.89
—	—	32.74	39.63	—	24.68	—	—	—	—	2.26	99.31
—	—	32.55	39.95	—	24.61	—	—	—	—	2.15	99.26
—	—	31.55	40.15	—	24.22	0.33	—	—	—	3.70	99.95
Плагиоклаз (альбит)											
11.13	—	20.07	68.80	—	0.37	—	—	—	—	—	100.37
11.26	—	20.08	68.18	0.13	0.53	—	—	—	—	—	100.18
11.25	—	19.94	69.13	—	—	—	—	—	—	—	100.32
11.26	—	20.03	69.12	—	—	—	—	—	—	—	100.41
11.08	—	20.04	68.59	—	0.33	—	—	—	—	—	100.03
11.01	—	20.51	68.82	—	—	—	—	—	—	—	100.34
Хлорит											
—	17.32	20.13	27.90	—	—	—	—	—	0.27	22.91	88.54
—	16.55	19.80	29.24	—	0.15	—	—	—	0.33	21.84	87.91
Амфибол (актинолит)											
—	15.21	1.70	54.68	—	12.13	0.19	—	—	0.25	14.59	98.75
—	16.28	1.37	56.12	—	13.07	0.19	—	—	0.16	12.20	99.39
Пироксен (авгит)											
—	13.15	1.58	52.06	—	21.92	—	—	—	—	11.10	99.81
Титанит											
—	—	1.7	30.71	—	28.34	—	39.02	—	—	0.46	100.23
Рутил											
—	—	—	—	—	—	—	99.93	1.09	—	—	101.02
Кварц											
—	—	—	100.23	—	—	—	—	—	—	—	100.23

Примечание. химические составы клиноцоизита, актинолита, хлорита приведены без учета H₂O.

Таблица 3.

Химический состав сульфидных минералов, мас. %

Компоненты						Σ
Cu	Fe	S	Zn	Cd	Ag	
Халькопирит						
24.82	34.92	33.96	—	—	2.96	100.63*
31.59	28.56	39.18	—	—	—	99.33
32.96	30.82	35.58	—	—	—	99.36
33.78	30.75	35.16	—	—	—	99.69
33.78	31.36	35.73	—	—	—	100.88
33.86	31.07	35.48	—	—	—	100.42
33.56	31.03	35.39	—	—	—	99.98
33.55	30.91	35.17	—	—	—	99.63
33.40	30.39	35.72	—	—	—	99.51
33.77	30.92	35.35	—	—	—	100.04
33.43	30.87	35.18	—	—	—	99.49
33.45	30.85	35.21	—	—	—	99.51
33.57	30.48	35.48	—	—	—	99.53
33.38	30.63	35.30	—	—	—	99.31
33.72	31.35	35.14	—	—	—	100.22
Сфалерит						
1.64	7.46	33.12	56.02	1.96	—	100.21
—	7.90	33.94	56.67	1.88	—	100.38
—	10.28	33.29	55.40	1.90	—	100.87
3.10	8.33	33.42	52.31	2.06	—	99.21
1.22	7.82	33.43	55.42	1.97	—	99.85
1.29	7.55	33.41	55.37	1.71	—	99.33
Ковеллин						
52.29	11.58	36.43	—	—	0.53	100.83
60.01	1.55	34.03	—	—	3.66	99.25
57.28	7.48	35.63	—	—	0.37	100.76

Примечание. * Ni – 3.97.

Таблица 4.

Химический состав гидроокислов железа (гидрогётита), мас. %

Компоненты									Σ (без учета H ₂ O)
Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃	CuO	H ₂ O*	
0.25	1.22	—	4.40	—	—	74.03	2.49	17.61	82.39
0.17	1.75	—	2.74	—	0.15	65.74	2.10	27.34	72.66
—	1.81	0.27	3.40	—	—	72.02	1.99	20.51	79.49
—	1.05	—	2.72	—	—	72.21	1.82	22.20	77.80
—	2.03	—	3.20	—	—	71.44	1.85	21.48	78.52
—	0.70	0.23	4.41	—	—	72.31	2.11	20.24	79.76
—	0.83	—	5.63	—	—	73.46	2.01	18.08	81.92
0.19	1.30	—	3.38	—	—	72.89	1.88	20.37	79.63
—	0.94	—	3.84	—	—	72.51	1.97	20.74	79.26
—	0.65	—	4.12	—	—	72.46	2.14	20.63	79.37
—	0.79	—	4.97	—	—	74.87	2.01	17.35	82.65
—	0.56	—	5.08	—	—	76.13	1.97	16.26	83.74
0.22	0.95	0.28	3.83	—	—	76.07	2.04	16.60	83.40
—	0.68	—	5.72	—	—	75.63	1.93	16.04	83.96
—	0.66	—	5.44	0.19	—	73.70	2.46	17.55	82.45
—	0.69	—	5.48	—	—	74.90	2.24	16.69	83.31
—	0.68	—	3.68	—	—	76.81	2.03	16.80	83.20
0.20	0.92	0.39	4.18	—	—	76.74	2.05	15.52	84.48
—	0.74	—	4.06	—	—	73.94	1.99	19.28	80.72
—	0.77	—	4.68	—	—	76.79	1.94	15.82	84.18
—	1.74	—	3.64	—	—	73.56	1.91	19.15	80.85
—	1.84	—	4.52	—	—	74.77	1.81	17.06	82.94
—	0.70	—	4.80	—	—	71.51	2.08	20.91	79.09

Примечание. * - расчетные значения.

Таблица 5.

Химический состав сульфидных минералов в габбродолеритах, мас. %

Компоненты							Σ
Cu	Fe	S	Pb	Te	Se	Zn	
Пирротин							
—	60.27	39.06	—	—	—	—	99.33
—	60.11	39.42	—	—	—	—	99.53
—	59.82	39.67	—	—	—	—	99.49
—	60.55	39.74	—	—	—	—	100.29
—	59.77	39.37	—	—	—	—	99.14
—	60.09	39.74	—	—	—	—	99.83
—	59.62	39.42	—	—	—	—	99.04
—	60.27	39.17	—	—	—	—	99.44
—	60.76	39.22	—	—	—	—	99.98
—	60.76	39.38	—	—	—	—	100.14
—	59.88	40.20	—	—	—	—	100.08
—	59.87	39.45	—	—	—	—	99.33
—	59.58	39.57	—	—	—	—	99.15
—	59.94	39.62	—	—	—	—	99.56
Халькопирит							
33.78	31.36	35.73	—	—	—	—	100.88
32.77	30.87	34.82	—	—	—	—	98.45
33.11	30.96	34.83	—	—	—	—	98.90
33.78	30.75	35.16	—	—	—	—	99.69
33.11	30.30	34.68	—	—	—	—	98.09
33.24	29.85	35.45	—	—	—	0.74	99.29
Сфалерит							
—	13.83	34.85	—	—	—	51.66	100.35
—	7.60	31.74	—	—	—	60.53	99.88
Пирит							
—	47.36	52.73	—	—	—	—	100.09
—	47.22	53.54	—	—	—	—	100.76
Галенит							
—	—	13.63	84.61	—	—	—	98.24
0.90	1.94	11.13	82.78	—	3.46	—	100.21
—	0.92	11.53	86.39	—	0.79	—	99.62
Борнит							
62.01	12.28	25.91	—	—	—	—	100.20
Кубанит							
24.33	40.50	35.05	—	—	—	—	99.88
Самородный свинец							
—	—	—	88.16	0.61	8.59	—	100.37
—	—	—	99.86	—	—	—	99.86
—	—	—	92.04	—	8.22	—	100.20
—	—	—	96.28	—	1.78	—	98.06

Таблица 6.

Химический состав титансодержащих минералов в габбродолеритах, мас. %

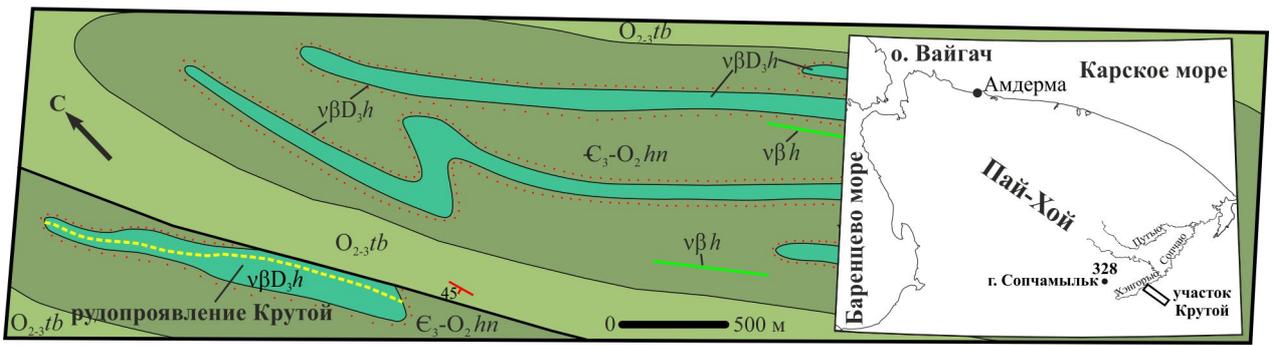
Компоненты							Σ
TiO ₂	V ₂ O ₅	MnO	FeO	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	
Титанит							
39.17	0.35	—	2.20	27.69	30.32	—	99.73
36.70	2.36	—	1.26	28.54	31.37	—	100.23
38.74	0.61	—	2.28	27.56	30.24	—	99.43
36.39	1.25	—	2.27	27.22	31.04	1.94	100.11
39.02	—	—	0.46	28.34	30.71	1.70	100.23
38.97	—	—	1.39	28.17	29.81	0.69	99.03
38.30	—	—	1.24	26.24	32.56	2.40	100.75
40.79	—	—	—	28.61	31.67	—	101.08
Ильменит							
52.49	0.63	3.75	43.61	—	—	—	100.49
51.92	0.69	3.61	43.27	—	—	—	99.50
52.72	1.51	3.72	42.64	—	—	—	100.59
53.10	—	3.76	43.62	—	—	—	100.48
52.34	1.43	3.52	42.34	—	—	—	99.63
50.98	2.48	3.16	42.94	—	—	—	99.56
53.87	—	3.98	42.82	—	—	—	100.68

Таблица 7.

Химический состав минералов золото-теллуридно-палладиевой минерализации,
мас. %

Компоненты										Примечание
Au	Ag	Pd	Cu	Ni	Pb	Te	Sb	Hg	Σ	
Ранняя ассоциация										
58.44	10.16	—	30.68	—	—	—	—	—	99.28	Au _{0.68} Ag _{0.22} Cu _{1.11}
68.79	10.21	—	21.46	—	—	—	—	—	100.46	Au _{0.89} Ag _{0.24} Cu _{0.86}
85.43	—	—	14.19	—	—	—	—	—	99.62	Cu _{1.36} Au _{1.64}
61.67	2.78	—	35.71	—	—	—	—	—	100.17	Au _{0.35} Ag _{0.03} Cu _{0.62}
72.07	—	—	27.92	—	—	—	—	—	99.99	AuCu (Au _{0.91} Cu _{1.09})
33.13	2.69	—	64.68	—	—	—	—	—	100.50	Au _{0.14} Ag _{0.02} Cu _{0.84}
35.50	2.77	—	61.30	—	—	—	—	—	99.56	Au _{0.15} Ag _{0.02} Cu _{0.82}
—	—	44.54	—	—	—	4.10	51.14	—	99.84	Pd _{0.97} (Sb _{0.96} Te _{0.07}) _{1.03}
—	—	27.69	—	—	—	32.28	26.14	—	99.62	(Pd _{0.95} Fe _{0.13}) _{1.08} Te _{0.93} (Sb _{0.79} Bi _{0.20}) _{0.99} (Fe – 2.04, Bi – 11.33)
Поздняя ассоциация										
94.83	—	5.10	—	—	—	—	—	—	99.93	Pzt (Pd _{0.09} Au _{0.91})
96.14	—	3.66	—	—	—	—	—	—	99.80	Pzt (Pd _{0.07} Au _{0.93})
85.02	15.30	—	—	—	—	—	—	—	100.32	Au (847 ‰)
92.01	7.43	—	—	—	—	—	—	—	99.50	Au (925 ‰)
100.80	—	—	—	—	—	—	—	—	100.80	Au
0	—	—	—	—	—	—	—	—	99.99	Au
99.99	—	—	—	—	—	—	—	—	99.99	Au
92.55	7.26	—	—	—	—	—	—	—	99.81	Au (кайма, 927 ‰)
98.80	—	—	—	—	—	—	—	—	98.80	Au (центр)
—	1.13	—	—	—	—	41.02	—	57.60	99.76	Clr ((Hg _{0.93} Ag _{0.03}) _{0.96} Te _{1.04})
—	47.82	—	—	—	8.07	31.13	—	13.92	100.94	Mix (Clr+Alt+Em)
—	1.77	—	—	0.54	4.72	37.74	—	55.10	99.87	Clr ((Hg _{0.89} Pb _{0.07} Ag _{0.05} Ni _{0.03}) _{1.04} Te _{0.96})
—	5.22	—	—	1.59	13.88	31.42	—	45.87	97.97	Mix (Clr+Alt+Em)
—	19.46	—	—	—	—	33.23	—	46.67	99.36	Mix (Clr+Em)
—	62.73	—	—	—	—	36.71	—	—	99.44	Hes
—	—	—	—	—	62.94	36.67	—	—	99.61	Alt

Примечание. Аббревиатуры: Au – золото, AuCu – тетраурикуприд, Pzt – порпекит, Clr – колорадоит, Alt – алтаит, Em – эмпрессит.



- | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---------------|------------|---|-------------|---|--------------------|---|--|---|--|---|--|---|--|
| 1 | $v\beta D_3h$ | $v\beta h$ | 2 | $O_{2-3}tb$ | 3 | ϵ_3-O_2hn | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | |
|---|---------------|------------|---|-------------|---|--------------------|---|--|---|--|---|--|---|--|

