

УДК 546.73+553.43 (470.5)

МЕДНО-КОБАЛЬТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПЫШМИНСКО-КЛЮЧЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ: МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД И МЕТАСОМАТИТОВ, СТАДИЙНОСТЬ, *P-T* УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

© 2011 г. В. В. Мурзин*, Д. А. Варламов**, И. В. Викентьев***

* Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: murzin@igg.uran.ru

** Институт экспериментальной минералогии РАН
142432, г. Черногловка, Московская обл., ул. акад. Осипьяна, 4
E-mail: dima@iem.ac.ru

*** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35
E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 11.04.2011 г.

Пышминско-Ключевское месторождение локализовано в нижнедевонской базальтоидной толще северного фрагмента Присакмарской металлогенической зоны Западно-Магнитогорского пояса. Сульфидные медно-кобальтовые руды, сопряженные с метасоматитами пропилитового типа, несут также благородные металлы ($Ag > Au > Pd > Pt$), U, Mo. Урановая и молибденовая минерализация сингенетична медно-кобальтовой и обусловлена разгрузкой того же рудоносного флюида. Описаны основные минералы-носители Cu (халькопирит), Co и Ni (кобальтин, пирит, пентландит, пирротин), Au (самородное золото), Ag (аргентопентландит, гессит), U (уранинит), Mo (молибденит). Оруденение сформировано в три стадии при постепенном снижении *P-T* параметров – высокотемпературной ($T > 500\text{--}450^\circ\text{C}$, $P = 1.3$ кбар), высоко-среднетемпературной ($T = 450\text{--}300^\circ\text{C}$, $P = 0.54\text{--}0.48$ кбар) и средне-низкотемпературной (менее 300°C) стадий рудообразования. По мере остывания глубинной рудно-магматической системы имело место понижение фугитивности серы и кислорода разгружающегося флюида (f_{S_2} – от 10^{-5} при 500°C до $10^{-13.5}$ при 250°C и f_{O_2} – от 10^{-21} при 500°C до 10^{-38} при 250°C) и повышение его щёлочности от кислой до слабощелочной: от pH = 5 при 350°C до pH = 8 при 150°C , что обусловило повышение степени золотоносности руд от ранней стадии к поздней.

Ключевые слова: медно-кобальтовые месторождения, благородные металлы, уран, метасоматиты, пропилиты, стадийность минералообразования, геотермометры.

ВВЕДЕНИЕ

Сульфидные медно-кобальтовые месторождения Урала располагаются в вулканогенных породах недифференцированных базальтоидных формаций Присакмарской металлогенической зоны Западно-Магнитогорского пояса, которая сопоставлялась до недавнего времени с верхнеордовикско-нижнесилурийскими окраинно- и внутриконтинентальными рифтовыми зонами на коре океанического типа. В соответствии с этими палеотектоническими реконструкциями, медно-кобальтовые месторождения (с юга на север – Ишкининское, Дергамышское, Ивановское, Маукское, Пышминско-Ключевское) ранее относились к колчеданному оруденению кипрского типа [5, 10, 11, 28]. Схема размещения медно-кобальтовых месторождений в геологических структурах Урала приведена в монографической работе [11].

Современные исследования относительно небольших по масштабам Ишкининского, Ивановского и Дергамышского медно-кобальтовых месторождений на Южном Урале указали на их приуроченность к фрагментам ранне-среднедевонской аккреционной призмы Западно-Магнитогорской островной дуги и на формирование оруденения в два этапа – островодужный (первичные руды) и коллизийный (поздняя As-содержащая минерализация). Руды месторождений Южного Урала полигенны и образованы гидротермально-осадочным, седиментационным и гидротермально-метасоматическим способами. По минералого-геохимическими признакам они сближаются с современными гидротермальными полями склонов рифтовых долин среди ультраосновных и основных пород Срединно-Атлантического хребта (Рейнбоу, Логачев, Семенов и др.) [6, 17, 20].

Вулканогенно-осадочное оруденение Маукского месторождения связывается исследователями с

обстановкой океанического спрединга. Специфика этого месторождения заключается в том, что оно располагается в зоне проявления неоднократной и интенсивной тектоно-метаморфической трансформации, что предопределило глубокие изменения руд и вмещающих пород вплоть до почти полного уничтожения признаков их первичного происхождения [16, 18, 25, 26].

В северном фрагменте Присакмарской металлогенической зоны, на Среднем Урале, расположено Пышминско-Ключевское месторождение – наиболее крупное из известных сульфидных медно-кобальтовых месторождений Урала. Несмотря на длительный период отработки этого месторождения (1854–1976 гг.), у исследователей не сложилось единого мнения о его происхождении, чем, вероятно, обусловлены отрицательные результаты поисковых работ на медно-кобальтовое оруденение аналогичного типа на Среднем Урале.

Практически всеми исследователями Пышминско-Ключевского месторождения признается гидротермально-метасоматический генезис руд, однако по вопросам геодинамических условий его образования, возраста оруденения, источника рудосносных флюидов были высказаны самые различные представления. Как было указано выше, ряд исследователей относят месторождение к кипрскому типу, связанному с комплексами офиолитовой ассоциации O_2-S_1 . Отсутствие признаков вулканогенно-осадочного генезиса руд объясняется их переотложением в условиях сжатия при накоплении вулканитов в узкой троговой зоне [11]. Доминирующими являются представления о генетической связи оруденения с флюидами, отделяющимися при становлении магматических пород рудного поля – габбро, плагиогранитов, вулканитов, – или с их глубинным очагом [14, 23, 24]. При этом современные данные указывают на вероятную комагматичность всех перечисленных пород и принадлежность их к островодужным комплексам, с которыми связаны проявления медно-порфирового и скарнового типов, но не колчеданного оруденения [9, 29]. Наконец, некоторые исследователи полагают, что месторождение возникло на активной окраине континента в связи с поступлением флюидов при развитии коллизионных процессов в поздней перми–триасе [25].

Имеющиеся сведения по геологическому строению и вещественному составу руд и метасоматитов Пышминско-Ключевского месторождения относятся преимущественно к периоду 1940–1975 гг. Настоящая работа представляет собой результат минералого-геохимического изучения его руд и метасоматитов с использованием современных методов исследования вещества с целью решения проблемы происхождения сульфидных медно-кобальтовых месторождений. К сожалению, на месторождении практически не сохранились отвалы горных выработок, по которым можно было бы со-

брать полную коллекцию образцов пород, метасоматитов и руд. Поэтому в основу данного исследования заложен коллекционный каменный материал, хранящийся в горно-геологическом музее УГГУ, собранный преимущественно в 40-х гг. прошлого столетия. Кроме того, изучались отдельные образцы более позднего периода отработки месторождения, собранные авторами в остатках рудного склада шахты Центральная, а также любезно переданные для исследований В.В. Григорьевым, Н.А. Маминым, В.Н. Сазоновым, В.И. Ефимовым

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ЗОНАЛЬНОСТЬ И ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ ТЕЛ ПЫШМИНСКО-КЛЮЧЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение залегает в субмеридиональной полосе вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород среднего и основного состава, граничащей с востока с поясом небольших протяженных тел ультраосновных пород, трассирующих Верх-Исетский глубинный разлом. Этот разлом отделяет Верхисетско-Турьинскую (Верхотурско-Исетскую на карте ГДП-200) зону, в которой располагается месторождение, от Медведевско-Арамилской [9, 30]. В северо-западной части рудного поля располагается Балтымский, а в западной – Шувакишский габбровые массивы (рис. 1). На современной геологической карте (ГДП-200) рудовмещающие порфиновые базальты и андезито-базальты, а также комагматичные им габброиды Шувакишского и Балтымского массивов, отнесены к нижнедевонским [9]. Имеются также представления о позднеэфельско-живетском (D_{2-3}) возрасте рассматриваемых магматических образований (башкарская вулканическая и петрокаменная интрузивная серии) [29]. Жильные породы в пределах месторождения представлены альбитофирами, диабазовыми и диоритовыми порфиритами, керсантитами, спессартитами, габбро-диабазами и пироксенитами.

В пределах вулканогенной полосы располагаются 52 рудоносные зоны сгруппированные на восьми участках (рис. 2). Рудоносные зоны – зоны сильного расщепления и метасоматического преобразования вулканогенных пород, имеющие резкие контакты с последними и залегающие несогласно как по отношению к слоистости, так и к сланцеватости порфиритов. А.П. Наседкин [23] указывает на приуроченность рудоносных зон к висячему крылу Верх-Исетского разлома и локализацию некоторых из них в массивах габбро и серпентинитов. Протяженность их по простиранию 200–2000 м, по падению 350–1000 м, а мощность колеблется от десятков сантиметров до первых метров, редко первых десятков метров. Для основных рудоносных зон характерно близмеридиональное простирание и западное падение под углами 45–75°.

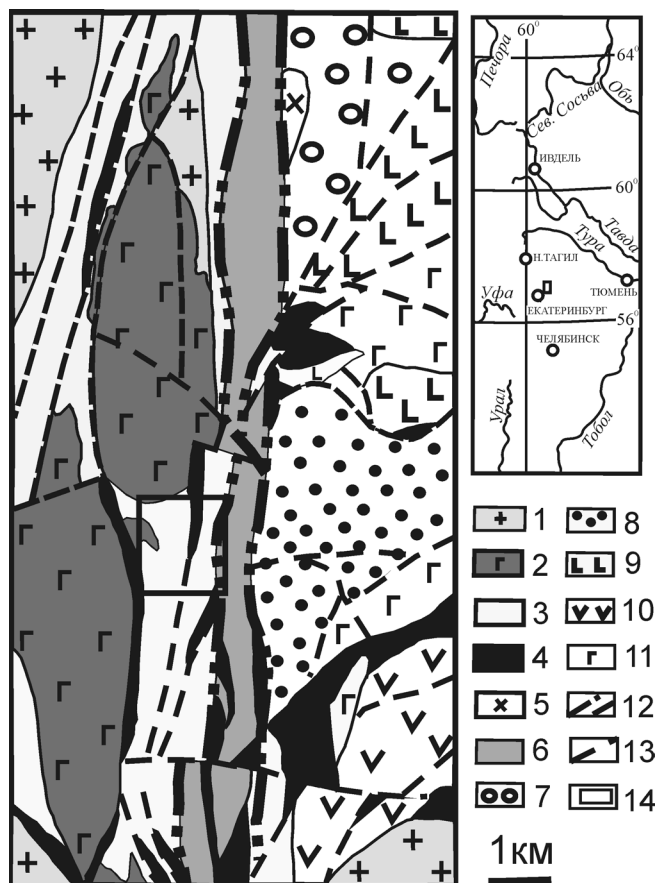


Рис. 1. Геологическое положение Пышминско-Ключевского рудного поля по [13] с упрощениями.

1–4 – Верхотурско-Исетская зона: 1 – Верх-Исетский гранодиорит-гранитовый комплекс (C_{1-2}), гранодиориты, граниты; 2 – Новоалексеевский габбро-диорит-плагиигранитный комплекс (D_1), габбро, пироксениты, плагииграниты, плагиигранит-порфиры; 3 – кунгуровская свита (быньговская толща) (D_1), базальты, андезит-базальты и их туфы, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты; 4 – ультрамафиты нерасчлененные (O_{1-2}). 5–12 – Медведевско-Арамилская зона: 5 – зверевский трахириолит-граносиенитовый комплекс (C_1-C_2), граносиениты; 6 – арамилская толща (C_1), песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, сланцы кремнистые, углисто-кремнистые, глинистые, известняки; 7 – башкарская свита (D_{2-3}), вулканомиктовые конгломераты, базальты, андезит-базальты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, прослои известняков, яшмоидов; 8 – терригенная толща (S_{1-2}), песчаники, конгломераты, алевролиты, сланцы глинистые, кремнистые; 9 – краснодуйская толща (O_3-S_1), базальты афировые, андезит-базальты, андезиты; 10 – новоберезовская толща (O_{2-3}), метаморфизованные базальты, базальты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты с прослоями кремнистых и углеродисто-кремнистых сланцев; 11 – Пышминский габбро-долеритовый комплекс (O_2-S_1), габбро, габбро-долериты, долериты; 12 – швы Верх-Исетского глубинного разлома; 13 – разломы; 14 – площадь Пышминско-Ключевского месторождения.

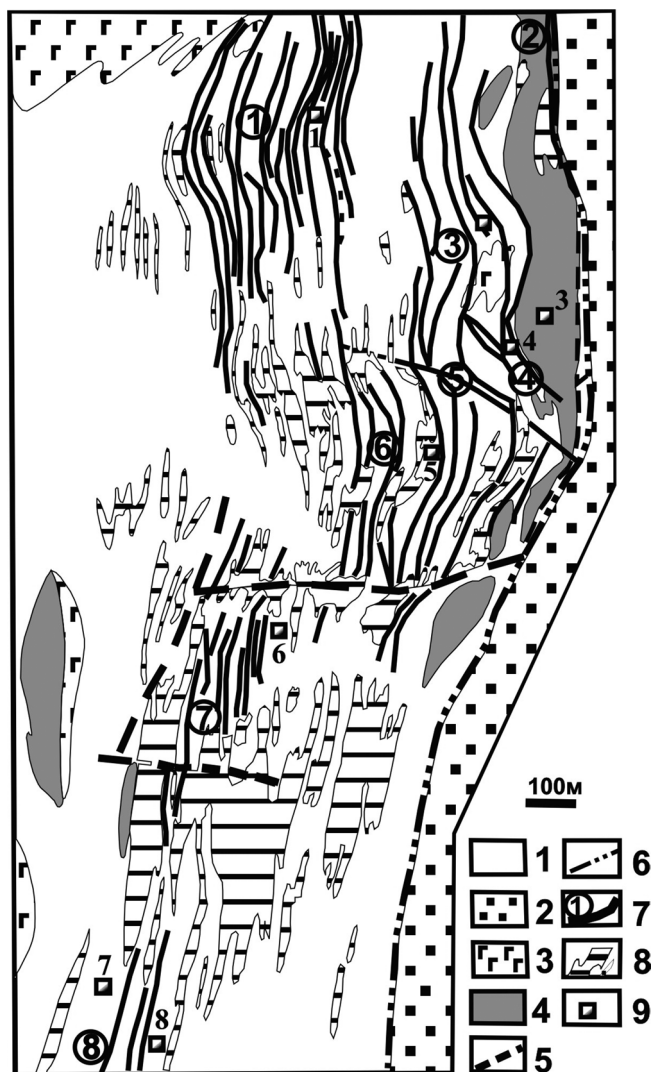


Рис. 2. Геологическое строение Пышминско-Ключевского месторождения (с использованием материалов [25] и данных И.А. Щербака (1965 г.).

1 – рудовмещающая порфирировая толща (пропилитизированные андезит-базальтовые и базальтовые порфиры) (D); 2 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы арамилской толщи (C_1); 3 – габбро и габбро-диориты Шувакишского и Балтымского массивов (D); 4 – серпентиниты (O_{1-2}); 5 – тектонические нарушения; 6 – шов Верх-Исетского глубинного разлома; 7 – медно-кобальтовые рудоносные зоны и их группы (с запада на восток): 1 – группа Поздних зон (с 17 по 1), 2 – Ново-Восточная, 3 – группа Параллельных зон (859 и 845), 4 – Западная и Восточная, 5 – рудная зона Пышма, 6 – группа центральных зон (Ново-Западная, Магнит, Ивановско-Павловская, Ивановско-Восточная, Покровская, Мариинская, Параллельная 859, Алофиза 845), 7 – группа Западно-Ключевских зон (с 6 по 1, Ново-Ключевская), 8 – группа Заключевских зон (3, 2, Заключевская); 8 – зоны лиственитизации; 9 – шахты: Поздняя (1), Северная (2), Новая (3), Александровская (4), Центральная (5), Ново-Ключевская (6), Заключевская (7) и Старательская (8).

Подчиненное значение имеют диагональные и широтные рудоносные зоны. С запада полоса вулканогенных пород ограничена интрузиями габбро, а с востока – узким (50–300 м) линейно-вытянутым телом серпентинитов. К востоку от последнего, в зоне Верх-Исетского разлома, распространены углисто-глинисто-кремнистые сланцы, глинисто-кремнистые алевролиты, туфопесчаники, диабазы и их туфы, относящиеся к арамильской толще (C_1).

Рудные тела представлены жилло- и пластообразными залежами сплошных и вкрапленных сульфидных руд в пределах зон расщепления – как правило, в центральной части или, реже, в их лежащем или висячем боках [15]. Размеры рудных тел на месторождении варьируют по простиранию от 10 до 470 м, по падению – от 20 до 840 м, по мощности – от 0.2 до 8.6 м.

Непосредственным продолжением Пышминско-Ключевского месторождения на юг является Пышминское золоторудное месторождение, представленное свитами субмеридиональных кварцевых жил, приуроченных к кварц-хлоритовым карбонатизированным вулканогенным породам [25]. Протяженность жил варьирует от 2 до 50 м, мощность от 5–10 см до 1 м в раздувах. Падение жил на запад под углом 60–75°. Они сложены кварцем с вкрапленностью пирита и халькопирита. Кварцевые жилы небольшой мощности наблюдались также на горизонте 330 м в основных рудоносных зонах (Ново-Западной, 845-й, Пышмы, 4 Западно-Ключевской и др.).

Тектурные разновидности руд разнообразны – жильная, параллельно-прожилковая, сплошная и струйчато-вкрапленная. С глубиной распространение жильного типа постепенно уменьшается и увеличивается распространение вкрапленных руд. Роль деформаций на формирование облика руд оценивается неоднозначно. Ряд исследователей отмечает отчетливо выраженные пострудную тектонику и метаморфизм руд, проявлением которых является также трансформация первоначальной морфологии рудных тел в чрезвычайно обтекаемую форму [15]. Другие объясняют многообразие текстур сложностью тектонического режима формирования рудоподготовительного периода – от простого приоткрывания прямолинейной трещины и образования жильной текстуры до повторных подвижек в плоскости ранее сформированных зон смятия и образования сплошато-прожилковых руд [23].

При отработке на месторождении выделялись следующие минеральные типы руд: пиритовые кобальтоносные, халькопиритовые, халькопирит-пиритовые и пирротинные (медно-никель-кобальтовые). Кроме того, в рудах месторождения широко распространен магнетит, содержание которого в наиболее богатых этим минералом участках достигает 50–60% от общего объема рудной массы [15]. Содержание меди в рудах достигает 17.6% (среднее 1.6%), кобальта – 0.34% (среднее 0.028%),

никеля в среднем – 0.1–0.3% [11, 14]. При этом концентрации никеля и кобальта возрастают в восточной части месторождения при приближении к ультрабазитам [1], а содержание меди в ряде зон (Ново-Западной, Западной, 859 и др.) резко уменьшается с глубиной [23]. Руды содержат также благородные, редкие и радиоактивные металлы. Среднее содержание золота в месторождении составило 1.14 г/т, серебра – 10.84 г/т. Содержание золота в кварцевых жилах южного фланга месторождения достигало 59.6 г/т. В рудах отмечались повышенные содержания платиноидов – до 2.86 г/т [11], вольфрама – до 0.01–0.02% [33], урана [7]. В фондовых материалах имеются сведения о том, что практически все рудные зоны обладают повышенной ураноносностью. В табл. 1 приведены данные о содержании благородных металлов в минералах сульфидных концентратов из различных руд, которые определяют их следующую благороднометалльную специализацию – $Ag > Au > Pd > Pt$. Минералы платиновой группы в настоящем исследовании не обнаружены. В работе [5] на месторождении описан палладийсодержащий мелонит (до 1.8 мас. % Pd), однако нами смесь палладия в этом минерале не зафиксирована.

И.А. Щербаком и В.Н. Сазоновым [25] выделяются две формации околорудных метасоматитов – ранние пропилиты (по В.Н. Сазонову эпидот-актинолитовой и серицит-хлоритовой фаций) и более поздние листвениты. Высокотемпературные пропилиты – породы, образованные в результате процессов актинолитизации, биотитизации, эпидотизации и альбитизации, сопровождаются сплошными или вкрапленными магнетитовыми и магнетит-халькопирит-пирротинными рудами. Для высокотемпературных пропилитов, сопровождающих вкрапленные пирит-халькопиритовые руды, характерен парагенезис железо-магнезиального хлорита, кварца и карбоната, развивающихся по актинолиту и биотиту. Листвениты, по мнению В.Н. Сазонова, существенно оторваны по времени от пропилитов. Они развиты в оторочках субмеридиональных золотоносных кварцевых жил или формируют протяженные субмеридиональные тела мощностью до 60 м. В ряде случаев установлены кресто-, Т-образные и другие сложно построенные тела лиственитов, секущие рудоносные зоны.

В целом, наблюдается отчетливая метасоматическая зональность месторождения (рис. 2). Метасоматиты пропилитовой формации в виде линейных субмеридиональных зон развиты на всей площади месторождения, затухая вместе с выклиниванием медно-кобальтового оруденения в направлении с севера на юг. Метасоматиты березит-лиственитовой формации развиты в южной части месторождения, а также за южными его пределами, где они сопровождаются золотоносными кварцевыми жилами. По мере продвижения на север мощность тел лиственитов резко уменьшается, вплоть до полного их выклинивания.

Таблица 1. Содержание благородных металлов и других элементов-примесей в сульфидных концентратах Пышминско-Ключевского месторождения, г/т

Тип руды	Минерал	Pt	Pd	Rh	Ir	Ag	Au	As	Sb	Se	Co	Zn	Mo	In	Ni
Сплошная пирротин-халькопиритовая	халькопирит пирротин	—	0.09 0.06	—	—	202.7 71.5	0.67 1.16	—	1.4 3.6	225 221	147 3583	5015 5091	—	—	—
Сплошная пирит-пирротиновая	пирит	—	0.07	0.002	—	—	—	1286 17	—	—	6588 1366	—	520	160	—
Сплошная халькопирит-пирротиновая	халькопирит пирротин	—	0.07 0.16	—	—	55.1	—	—	—	133 64	100 1085	1297 101	—	—	787 8861
Вкрапленная халькопирит-магнетитовая	халькопирит магнетит	0.06	—	—	—	22.3	0.27 0.10	93	—	28	1392 67	223 150	9715 5189	154	—
Вкрапленная пирит-халькопирит-магнетитовая	пирит	—	0.06	—	—	—	0.39	69	—	32	1521	—	248	—	—
Вкрапленная пиритовая в ангидрите	пирит	0.02	0.06	0.004	—	—	0.36	52	—	—	3251	—	202	—	1845

Примечание. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН. Pt, Pd, Rh, Ir определены прямым кинетическим (хроматографическим) методом на целлюлозе с предварительным химическим концентрированием суммы платиновых металлов из навески 1–2 г (аналитики И.Б. Никитина, Н.Н. Никольская). Au, Ag, As, Sb, Se, Co, Zn, Mo, In и Ni определены нейтронно-активационным анализом (аналитик А.Л. Керзин). Прочерк – не обнаружено.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПРОПИЛИТОВ И СОПРЯЖЕННЫХ С НИМИ ЗОЛОТО-УРАН-МЕДНО-КОБАЛЬТОВЫХ РУД

Пропилиты эпидот-актинолитовой фации сложены биотитом, амфиболом, эпидотом, альбитом, а серицит-хлоритовой фации – преимущественно хлоритом, кварцем, серицитом и карбонатом. Лишь в очень редких случаях метасоматиты обеих фаций разобщены в пространстве, а в большинстве образцов наблюдается их совмещение с отчетливо проявленными признаками замещения биотита серицитом и хлоритом, амфибола – хлоритом и карбонатом, эпидота – карбонатом, кварцем и хлоритом.

Химический состав минералов пропилитов приведен в табл. 2. Биотит по величине железистости $X(\text{Fe}) = 0.43\text{--}0.53$ отвечает нормальному биотиту – среднему члену ряда антит-флогопит. Амфибол пропилитов кальциевый, магнезиально-железистый с низким содержанием глинозема и щелочей. По соотношению магния и железа он отвечает типичному актинолиту. Некоторые кристаллы актинолита отчетливо зональны – в центральных частях они имеют более интенсивную зеленую окраску и наиболее глиноземистый состав. Хлорит по составу соответствует клинохлору (по классификации М. Хей – рипидолиту). Карбонат представлен доломитом-анкеритом или его парагенезисом с кальцитом, что позволило в последнем случае оценить P - T условия формирования пропилита по доломит-кальцитовому геотермобарометру А.С. Таланцева [31] (табл. 3).

С пропилитами ассоциируют сплошные и густовкрапленные магнетитовые, пирит-халькопирит-магнетитовые, пирротиновые, халькопиритовые и халькопирит-пирротиновые руды, а также вкрапленные сульфидные – магнетит-пирит-халькопиритовые, халькопирит-пиритовые и пирит-кобальтиновые. Ниже приводится описание минерального состава выделенных типов руд, парагенезисов рудных и нерудных минералов и последовательности их отложения (обобщены в табл. 4), а также даются типовые химические составы ряда рудных минералов (табл. 5–8).

Сплошные и густовкрапленные магнетитовые, пирит-халькопирит-магнетитовые руды

Соотношения основных минералов, составляющих данные руды различны, однако содержание магнетита всегда не ниже 30–40 об. %. Основная масса руды сложена агрегатами кристаллических зерен магнетита и пирита размером до 2, реже, до 5 мм, сцементированных нерудными минералами (в основном кварцем) или халькопиритом. Зерна халькопирита часто двойникованы, в нем обычно присутствуют тонкие пластинчатые выделения макинавита. Кристаллы пирита содержат большое коли-

Таблица 2. Типовой химический состав актинолита и биотита (мас. %) пропилитов Пышминско-Ключевского месторождения

№ обр./№ ан.	ПК-21/19	ПК-21/20	ПК-18/7	ПК-30-2/9
Минерал	актинолит	актинолит	биотит	биотит
SiO ₂	51.56	54.84	37.25	37.06
TiO ₂	0.27	0.05	1.98	2.20
Al ₂ O ₃	5.10	1.01	14.32	15.14
Cr ₂ O ₃	0.14	0.00	0.19	0.46
FeO	8.48	11.45	17.56	19.18
MnO	0.16	0.07	0.20	0.00
MgO	17.27	16.57	13.23	10.27
CaO	13.27	13.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.88	0.08	0.00	0.03
K ₂ O	0.20	0.00	9.58	9.19
Sum	97.33	97.08	94.31	93.53
X(Fe)	0.22	0.28	0.43	0.51

Примечание. Здесь и далее, в табл. 5–8, электронно-зондовый микроанализ выполнялся в ИЭМ РАН на цифровом электронном сканирующем микроскопе CamScan MV2300, оснащенный энергодисперсионным рентгеновским микроанализатором Link INCA Energy.

чество включений мелких кристалликов магнетита, а также каплевидных и угловатых зерен халькопирита и пирротина (до 0.2 мм). Кристаллы магнетита тоже содержат вкрапленники халькопирита и пирротина, но в меньшем количестве. В некоторых образцах проявлена более поздняя генерация магнетита, пирита, халькопирита и кварца, выполняющих микротрещины, пересекающие ранние генерации этих же минералов. С прожилковой генерацией кварца и халькопирита ассоциируют чешуйчатые

агрегаты молибденита.

Нерудные минералы пропилитов – амфибол, биотит, кварц, серицит, карбонат слагают малообъемные гнезда и прожилки в массе руды. С ними ассоциирует вкрапленность апатита, ильменита, магнетита (иногда с реликтами хромшпинелида).

К редким образованиям описываемого типа руд относятся жилы мощностью до 20 см, сложенные молочно-белым брекчированным кварцем. Цемент в зонках брекчирования сложен кальцитом, актинолитом, хлоритом, крупными кристаллами пирита сложных форм размерами до 2 см, а также зернистой массой магнетита (с редкими включениями пирита). В жильной массе молочно-белый кварц гранулирован вдоль микротрещин и освещен до прозрачного. Внутри магнетит-пиритовой массы кварц также прозрачен. Кристаллы пирита содержат включения нерудных минералов, в том числе актинолита, а также мелкие угловатые, каплевидные кристаллические выделения халькопирита, иногда в сростании с пирротином и макинавитом.

Сплошные и густовкрапленные пирротиновые и халькопирит-пирротиновые сульфидные руды

В данном типе руд основными рудными минералами являются пирротин и халькопирит, которые слагают до 90% массы руды.

Халькопирит в существенно пирротиновой руде образует мелкие (не более 1–2 мм) выделения неправильной формы. В халькопирит-пирротиновой

Таблица 3. Химический состав карбонатов (мас. %) из пропилитов и *P-T* условия их образования в Пышминско-Ключевском месторождении

№ обр./№ зер.	минерал	Ca	Mg	Fe	Mn	Sr	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	SrCO ₃	Сумма	T, °C/P, кбар
11/1	dol	21.56	9.41	6.21	0.03	0.00	53.84	32.64	12.88	0.06	0.00	99.42	321/0.48
11/2	dol	21.54	9.29	6.62	0.04	0.05	53.79	32.22	13.73	0.08	0.08	99.91	
18/1	cal	38.79	0.32	0.53	0.16	0.02	96.87	1.11	1.10	0.33	0.03	99.44	
18/23	dol	21.78	8.78	6.85	0.27	Н.о.	54.39	30.45	14.21	0.56	0.00	99.62	
18/2	cal	38.89	0.38	0.59	0.15	0.04	97.12	1.32	1.22	0.31	0.07	100.04	345/0.54
18/9	dol	21.05	8.85	6.35	0.26	Н.о.	52.57	30.69	13.17	0.54	0.00	96.98	
19/1	cal	37.44	0.66	1.92	0.15	0.07	93.50	2.29	3.98	0.31	0.12	100.20	
19/2	cal	37.56	0.77	1.64	0.31	0.05	93.79	2.67	3.40	0.65	0.08	100.60	510/1.29
	dol	21.41	7.90	8.53	0.58	0.04	53.47	27.40	17.70	1.21	0.07	99.84	
19/3	cal	37.77	0.66	1.75	0.25	0.06	94.32	2.29	3.63	0.52	0.10	100.86	
	dol	21.26	7.43	9.59	0.36	0.00	53.09	25.77	19.89	0.75	0.00	99.51	482/1.28
19/4	cal	37.54	0.70	1.81	0.25	0.07	93.74	2.43	3.75	0.52	0.12	100.57	
	dol	21.20	7.20	9.61	0.41	0.05	52.94	24.97	19.94	0.86	0.08	98.79	
21/1	cal	38.41	0.45	0.87	0.24	0.12	95.92	1.56	1.80	0.50	0.20	99.99	
21/2	cal	38.25	0.57	1.26	0.27	0.07	95.52	1.98	2.61	0.56	0.12	100.79	496/1.30
20/9	dol	20.65	9.17	6.35	0.46	Н.о.	51.57	31.80	13.17	0.96	0.00	97.51	
30/10	dol	21.10	8.45	8.18	0.26	Н.о.	52.69	29.31	16.97	0.54	0.00	99.51	

Примечание. Образцы: 11 – актинолит-хлорит-карбонатный прожилок, 18 – пропилит хлорит-кварц-карбонатного состава по ультраосновной породе, 19 – пропилит биотит-серицит-хлорит-кварц-карбонатного состава, 20 – пропилит кварц-хлорит-карбонатный, 21 – пропилит биотит-актинолитовый, 30 – пропилит биотитовый с альбитом. Анализы карбонатов (cal – кальцит, dol – доломит-анкерит) выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-5 в ИГТ УрО РАН, оператор Л.К. Воронина.

Таблица 4. Минеральные ассоциации и парагенезисы медно-кобальтовых руд Пышминско-Ключевского месторождения, сопряженных с метасоматитами пропиточной формации

Тип руд	Ассоциации нерудных минералов	Рудные парагенезисы	Редкие рудные минералы парагенезисов	№ обр.
Магнетитовые и пирит-халькопирит-магнетитовые	актинолит, биотит, кварц, серицит, кальцит, апатит	Сплошные и густовкрапленные руды магнетит + пирит + халькопирит + ильменит магнетит + пирит + халькопирит + пирротин	макинавит молибденит, макинавит	4, 5
Пирротинные и халькопирит-пирротинные	актинолит, биотит, хлорит, кварц	пирит магнетит + пирротин + халькопирит + пентландит	мелонит, кобальтпентландит	
Пирротин-халькопиритовые	актинолит, хлорит	магнетит + ильменит халькопирит + пирротин (гекс.) + магнетит + пентландит + халькопиритовый и пентландитовый промежуточные твердые растворы + сфалерит халькопирит + пирротин (мон.) + магнетит + пирит + сфалерит + гематит халькопирит + пирротин (мон.) + сфалерит	аргентопентландит, макинавит, кубанит, Ni-троилит, виоларит макинавит, Со-пирит, золото	
Халькопиритовые	хлорит, карбонат			
Магнетит-пирит-халькопиритовые	биотит кварц, хлорит, кальцит, доломит, серицит, апатит, монацит	Вкрапленные сульфидные руды магнетит + ильменит + пирит халькопирит + пентландит + метакристаллический пирит + магнетит халькопирит + пирит + магнетит	молибденит	18–20, 30
Халькопирит-пиритовые	актинолит, биотит, хлорит кварц, хлорит, кальцит, доломит, серицит	пирит + халькопирит + пентландит + магнетит + пирротин халькопирит + пирит + магнетит + пентландит + миллерит	виоларит, линнеит, гессит, петцит, мелонит, уранинит, золото	16, 21
Пирит-кобальтиновые	кварц, хлорит, доломит	ильменит пирит + кобальтин + халькопирит	галенит, гринокит, виоларит, мелонит, теллуrowисмутит, колорадоит, золото виоларит, молибденит, миллерит, уранинит, мелонит, золото	12

Примечание. Номера образцов соответствуют таковым в таблицах 5–8. Рудные парагенезисы для каждого типа руд перечислены последовательно от ранних к поздним.

Таблица 5. Химический состав сульфидов железа и меди (мас. %) Пышминско-Ключевского месторождения

№	№ обр/ № зер.	Fe	Ni	Co	Cu	S	As	Сумма
1	2/8	58.67	0.16	0.57	0.10	39.34	—	98.84
2	5/2	58.46	0.56	0.25	0.04	40.50	—	99.81
3	4/9	58.03	0.40	0.43	—	38.53	—	97.39
4	4/5	60.28	0.61	0.57	0.00	38.48	—	99.94
5	19/7	56.43	3.21	3.48	0.18	36.75	—	100.05
6	6/5	54.47	6.97	1.73	0.19	36.46	—	99.82
7	5/4	45.52	0.05	0.44	0.00	53.72	0.0	99.73
8	5/5	45.62	0.16	1.20	0.00	52.92	0.0	99.90
9	30-1/13	45.39	0.02	0.85	0.90	52.31	0.0	99.47
10	2/11	39.00	0.15	6.95	0.42	52.80	0.0	99.32
11	21-1/4	44.19	2.06	0.19	0.09	52.51	0.0	99.04
12	6/18	39.12	6.28	0.43	—	54.16	0.0	99.99
13	12/10	43.19	0.73	1.75	0.00	51.60	0.42	97.69
14	12/5-1	41.38	0.18	3.90	0.23	51.47	1.97	99.13
15	12/5-2	39.94	0.27	5.81	0.00	49.84	3.20	99.06
16	2/21	62.02	1.53	0.44	0.93	33.09	—	98.01
17	6/3	40.57	0.33	0.20	22.98	35.66	—	99.74

Примечание. Анализы: 1 и 2 – пирротин моноклинный, 3 и 4 – пирротин гексагональный, 5 и 6 – кобальтсодержащий Ni-троилит, 7–10 – Co-пирит, 11 и 12 – Ni-пирит, 13–15 – Co-As пирит, 16 – макинавит, 17 – кубанит. Здесь и далее: прочерк – элемент не измерялся.

руде он слагает крупные блоки (до 1 см), обуславливая пятнистую текстуру руды. В значительно меньших количествах в описываемых рудах представлены гнездообразные скопления нерудных минералов (амфибола, биотита, кварца, хлорита), а также рассеянные в рудной массе кристаллы кобальтсодержащего пирита и магнетита размером до 2 мм. Кристаллы пирита (0.4–1.2 мас. % Co), отчетливо более ранние по отношению к пирротину и халькопириту, раздроблены, а микротрещины выполнены этими сульфидами. Зерна магнетита содержат округлые вкрапленники халькопирита и пирротина.

Таблица 7. Химический состав самородного золота (мас. %) из различных рудных парагенезисов Пышминско-Ключевского месторождения

№ обр/ № зерна	Au	Ag	Cu	Hg	Сумма	Проба	Рудный парагенезис
2/1	71.73	27.85	0.00	0.00	99.58	720	I
2/1-1	66.71	31.65	0.00	0.00	98.36	678	то же
16/5	97.92	0.55	0.00	0.00	98.47	994	II
16/2	94.89	2.10	0.00	0.00	96.99	978	то же
18/10	85.76	12.13	0.26	0.56	98.71	869	III
18/19	88.91	10.20	0.88	0.00	99.99	889	то же
30-1/14	78.48	18.87	0.09	1.67	99.11	785	то же

Примечание. I – халькопирит + пирротин, II – пирит + халькопирит + теллурувисмутит, III – халькопирит + гессит.

Таблица 6. Химический состав сульфидов и сульфидоарсенидов кобальта и никеля (мас. %) Пышминско-Ключевского месторождения

№ ан.	№ обр/ № зер.	Fe	Ni	Co	Ag	Cu	S	As	Сумма
1	6/1	35.49	18.89	0.33	13.24	0.83	31.63	—	100.41
2	6/28	36.28	18.82	0.45	12.58	0.36	31.28	—	99.77
3	6/2	31.08	34.39	0.95	0.05	0.16	33.52	—	100.15
4	6/27	29.11	31.87	4.43	0.00	0.00	33.13	—	98.54
5	21-4/11	29.49	34.76	2.24	—	0.00	32.98	—	99.47
6	21-4/3	22.03	42.94	0.31	—	0.00	33.08	—	98.36
7	6/23	19.64	36.31	1.28	0.43	—	42.14	—	99.80
8	21-1/5	10.74	42.53	2.78	—	0.22	42.63	—	98.90
9	12/2	12.43	33.57	10.48	—	—	42.00	0.02	98.50
10	12/6	1.64	1.55	33.90	—	0.00	19.48	43.51	100.08
11	12/11-1	2.51	3.06	32.94	—	—	23.35	38.93	100.79
12	12/11-2	7.09	0.19	30.64	—	0.00	26.30	34.08	98.30
13	12/11-3	11.88	0.77	27.17	—	0.00	30.61	28.21	98.64
14	20/1	6.35	24.93	26.91	—	0.53	42.68	—	101.40
15	20/2	6.29	24.31	26.80	—	0.26	43.04	—	100.70
16	20/3	1.78	19.06	32.67	—	4.61	41.98	—	100.10
17	21-1/6	0.48	64.01	0.07	—	0.00	34.95	—	99.51
18	21-1/8	3.23	60.85	0.25	—	0.17	34.43	—	98.93
19	12/3	2.08	61.07	0.84	—	—	35.42	0.00	99.41

Примечание. Анализы: 1, 2 – аргентопентландит, 3–6 – пентландит, 7–9 – виоларит, 10–13 – кобальтин, 14–16 – сульфид группы линнеита, 17–19 – миллерит.

Пирротин в сплошных и густовкрапленных сульфидных рудах представлен как гексагональной, так и моноклинной модификациями. Постоянными его примесными компонентами являются никель (0.3–0.6 мас. %) и кобальт (0.1–0.6 мас. %). В халькопирите часты тонкие пластинки макинавита (Fe,Ni)₉S₈. В выделениях пирротина, а изредка, и халькопирита, содержатся лейсты, ленты, линзы кобальтсодержащего пентландита (1–4.2 мас. % Co) размером до 0.3 мм. Участками пентландит активно замещается виоларитом FeNi₂S₄. Единственный редкий минерал, встреченный нами в данных рудах – мелонит (NiTe₂), кристалли-

Таблица 8. Химический состав теллуридов (мас. %) Пышминско-Ключевского месторождения

№ ан.	№ обр/ № зерна	Ni	Bi	Au	Fe	Cu	Ag	Te	Сумма
1	4/1	18.73	—	—	0.52	0.0	—	81.84	101.09
2	5/6	17.67	—	—	1.21	0.30	—	81.82	101.00
3	12/17	18.02	—	—	0.90	0.0	—	81.89	100.81
4	16/1	—	49.67	—	0.59	0.0	—	48.24	98.50
5	30-2/12	—	—	23.74	1.01	1.36	41.08	33.86	101.05

Примечание. Анализы 1–3 – мелонит, 4 – теллурувисмутит, 5 – петцит.

ки которого, размером не более 20 мкм, заключены в пирротине.

Сплошные и густовкрапленные халькопиритовые и пирротин-халькопиритовые руды

Руды имеют массивную или пятнистую текстуру, подчеркнутую наличием блоков пирротина и нерудных минералов (амфибола, хлорита, изредка – карбоната) в резко преобладающей халькопиритовой массе. В блоках нерудных минералов, иногда рассекающихся сульфидными прожилками, рассеяны мелкие кристаллы магнетита и ильменита (не более 0.1 мм). К присутствующим в небольших количествах минералам сплошных сульфидных руд относятся сфалерит, магнетит, пирит, пентландит, аргентопентландит, ильменит и другие, образующие в халькопирите и пирротине мелкие выделения, размер которых редко превышает 0.2 мм.

Халькопирит представлен зернистой массой, иногда с большим количеством простых и полисинтетических двойников. Характерная особенность его – наличие продуктов распада твердого раствора, среди которых выделяются три последовательно сформировавшиеся системы кристаллографически ориентированных ламеллей и пластинок – высокого кубанита, низкого кубанита и Ni-троилита. Кроме того, в халькопиритовой массе участками встречаются многочисленные тонкие пластинки и линзочки макинавита толщиной не более 10 мкм. Пластинки высокого кубанита рассекаются низким кубанитом. Пластинки Ni-троилита (содержит 6.7–7.4% Ni; 0.4–1.7% Co и до 0.8% Cu) в халькопирите имеют зазубренные края. Они локализованы как в халькопирите, так и в краевых частях пластинок высокого и низкого кубанита. Все типы пластинок имеют толщину, не превышающую 10 мкм, и рассекают двойниковые швы в зернах халькопирита.

Среди включений в халькопирите наиболее распространен сфалерит, присутствующий в виде “звездочек” или угловатых выделений, траксирующих стыки зерен и двойниковых швов. Выделения сфалерита обычно содержат тонкую эмульсивидную вкрапленность халькопирита, однако иногда свободны от нее, особенно в краевых частях выделений. Состав сфалерита характеризуется высоким содержанием железа – 6.6–8.5 мас. % и отсутствием таких обычных для этого минерала примесей, как Cd, Mn, Hg. К менее распространенным включениям в халькопирите относятся кристаллы гематита, низкокобальтистого пирита (0.22 мас. % Co), а также хромсодержащего магнетита (1.8–2.2 мас. % Cr₂O₃). Кристаллы магнетита часто “окаймлены” ильменитом, хлоритом, аргентопентландитом и сами содержат кристаллические включения ильменита, пирротина, пентландита и халькопирита. К экзотическим образованиям в халько-

пиритовой массе можно отнести специфические агрегаты пентландита, аргентопентландита и пирротина, образующие сотовую структуру (рис. 3а). Такие агрегаты размером до 0.6 мм имеют в сечениях отчетливую огранку, рассекаются пластинками кубанита и интерпретируются нами как результат распада кристаллов богатого серебром пентландитового твердого раствора (*iss*) [21].

Пирротин в сплошной халькопиритовой руде моноклинный, содержащий 0.5–0.7 мас. % Co и менее 0.2 мас. % Ni. Он образует редкие включения в халькопирите размером до 0.5 мм. В пирротин-халькопиритовой руде выделения пирротина представлены крупнозернистыми агрегатами гексагональной модификации с линзовидными прослойками или мелкозернистыми агрегатами моноклинной модификации. Установлено, что моноклинный мелкозернистый пирротин является продуктом рекристаллизации гексагонального и сложен зернами, разбитыми на мелкие блоки с малыми углами разориентировки, с чем связано размытие пиков на его рентгенограмме.

В виде включений в гексагональном пирротине зафиксированы лишь сфалерит и кобальтсодержащий пентландит (1–4.4 мас. % Co). Цепочки выделений последнего приурочены к контактам зерен пирротина в его агрегатах. Выделения рекристаллизованного моноклинного пирротина разбиты зональными прожилками мощностью до 50 мкм, центральная часть которых сложена кобальтсодержащим пиритом (6–7 мас. % Co), а краевая – халькопиритом (рис. 3б). Местами кобальтсодержащий пирит и халькопирит образуют субграфические срастания. В моноклинном пирротине, кроме пирит-халькопиритовых прожилков, заключены также ксеноморфные выделения низкокобальтистого пирита (до 0.6 мас. % Co), железистого сфалерита, а также кристаллы магнетита и самородного золота (см. рис. 3б). Частицы низкопробного золота (проба 680–720, 28–32 мас. % Ag) достигают размера 5–20 мкм (табл. 7, обр. 2).

Наиболее поздние минеральные образования сплошных сульфидных руд представлены Ni-троилитом и виоларитом, в той или иной степени замещающими, соответственно, аргентопентландит и пентландит. Выявлено также замещение халькопирита, реже пирротина, железистым амфиболом – вероятно, ферроантофиллитом.

Вкрапленные сульфидные магнетит-пирит-халькопиритовые руды

Данный тип руд представлен преимущественно темным сланцеватым кварц-карбонат-хлоритовым метасоматитом с рассеянной вкрапленностью магнетита и метакристаллического пирита, а также линзовидными, прожилковыми, плейчатными выде-

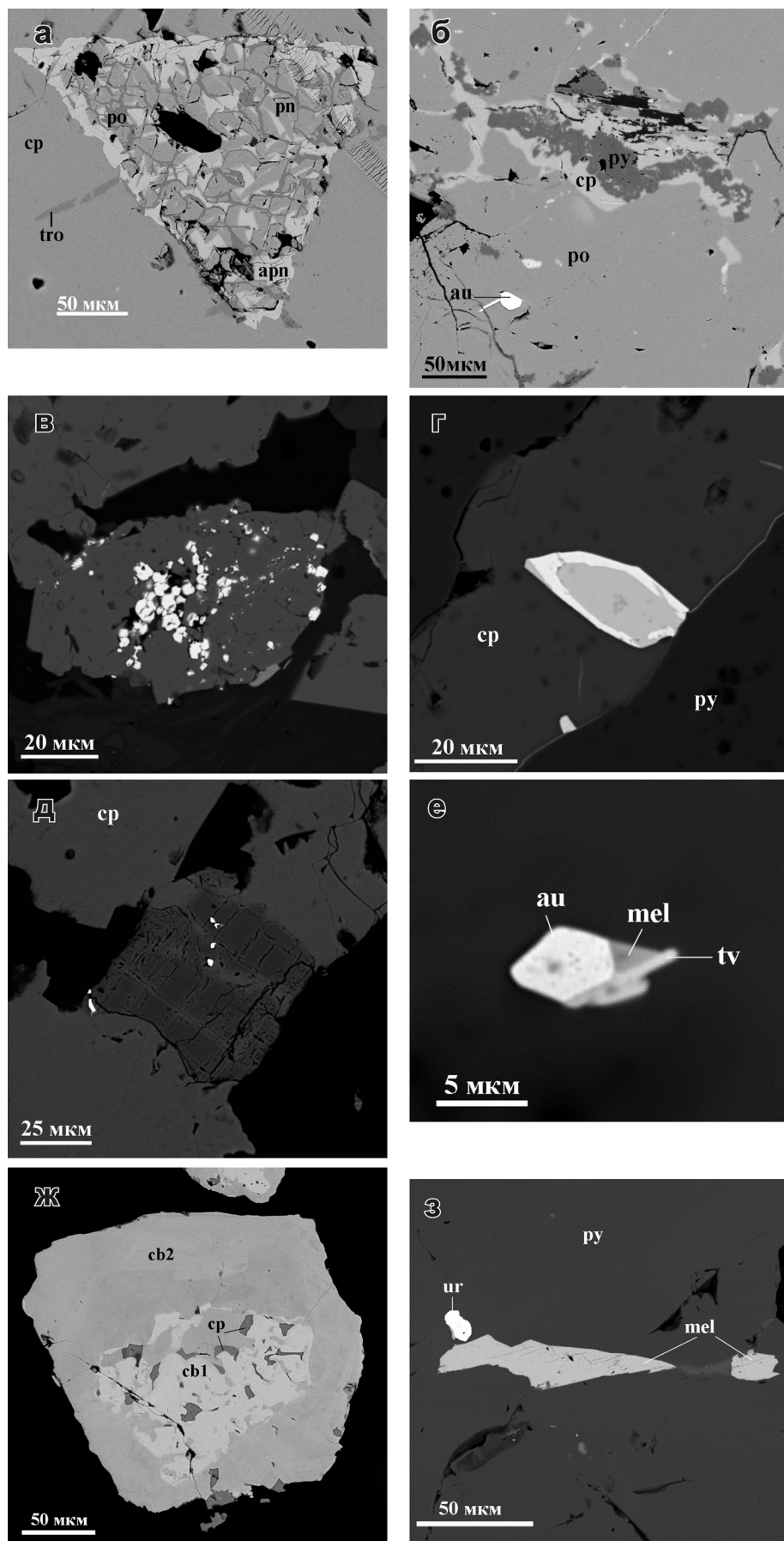


Рис 3. Взаимоотношения рудных минералов в сплошных и вкрапленных рудах Пышминско-Ключевского месторождения. Электронномикроскопические снимки в режиме обратно рассеянных электронов (BSE).

а – сотовая структура распада кристалла богатого серебром пентландитового твердого раствора, заключенного в халькопирит (ср) из сплошной халькопирит-пирротиновой руды; продукты распада – аргентопентландит (арп), пентландит (pn) и пирротин (po); к кристаллу примыкает прожилковидное выделение никельсодержащего троилита (tro). б – кристаллик самородного золота (au) и прожилковидные зональные выделения кобальтсодержащего пирита (py) и халькопирита (ср) в моноклинном пирротине; черные пластинки – хлорит. в – мелкие кристаллики уранинита (яркое) в магнетите (серый). г – зональное выделение теллуридов в халькопирите (ср), заключенном в пирите (py); центральная часть выделения представлена мелонитом $NiTe_2$, кайма – петцитом $AuAg_3Te_2$; петцит отлагается также на контакте халькопирита с пиритом в виде тончайших “прожилков” и мелких выделений. д – пористое выделение виоларита, замещившего пентландит в халькопирите (ср); в виоларите заключены мелкие частички самородного золота. е – кристалл самородного золота (au) в срастании с теллуровисмутом (tv) и мелонитом (mel) в халькопирите. ж – зональный кристалл кобальтина в нерудной массе (черное); центральная часть кристалла сложена фазой $CoAsS$ (cb1), а кайма – фазами с широким изоморфизмом S и As (cb2). Свободное пространство в агрегатах кобальтина выполнено халькопиритом (ср). з – угловатые включения мелонита (mel) и кристалл уранинита (ur) в пирите (py).

лениями кварца, карбонатов (кальцит и доломит-анкерит), халькопирита. В метасоматите часто сохраняются реликты биотита, замещаемого хлоритом. В некоторых случаях устанавливается отчетливая приуроченность рассеянных кристаллов магнетита к участкам с биотитом, а сульфидов – с хлоритом, кварцем и карбонатами. Иногда в руде обнаруживаются мелкие зерна монацита и апатита.

К данному типу руд можно отнести также зоны вкрапленных магнетита и сульфидов в линзах ангидрита Ново-Западной зоны на гор. 370 и 450 м [8]. К сожалению, описание условий залегания линз ангидрита в литературе отсутствует. Судя по имеющимся штучным образцам, максимальная мощность их была не менее 30–40 см. Ангидрит серого, местами фиолетового, цвета рассеян зонками трещиноватости мощностью до 5 см, вдоль которых была отложена магнетит-сульфидная масса – от густо-вкрапленной до почти сплошной, а также нерудные минералы, прежде всего, амфибол. Менее развиты диагональные к основному направлению сколовые трещины, не сопровождающиеся рудной минерализацией. Прилегающие к минерализованным трещинам участки ангидрита рекристаллизованы и превращены в более мелкозернистый агрегат, чем основная его масса. В некоторых образцах отчетливо видно, что при деформациях вдоль обеих систем трещин возникало свободное пространство, выполненное затем параллельно-шестоватыми агрегатами ангидрита белого цвета. Среди сульфидов резко преобладает пирит, который местами раздроблен и сцементирован халькопиритом.

Рассеянные в метасоматите кристаллы магнетита и метакристаллы пирита размером до 3 мм – наиболее ранние рудные минералы. В магнетите иногда обнаруживаются мелкие пластинки ильменита (менее 0.1 мм), а также реликты хромшпинелида. Ранний пирит насыщен включениями нерудных минералов метасоматита, а изредка – пирротина и халькопирита. Метакристаллы пирита рассекаются прожилками халькопирита или цементируются им. Халькопирит образует также самостоятельные выделения размерами до 2–3 мм среди магнетит-пиритовой массы.

Крупные выделения халькопирита однородны. В них отсутствуют характерные для ассоциаций этого минерала с пиротином тонкие лейсты макиновита. Халькопирит зернистый, отдельные зерна сдвойникованы. Изредка в нем заключены кристаллы размером не более 0.5 мм пентландита, активно замещающегося виоларитом, Fe-Ni-Co сульфидом группы линнеита (Co,Fe,Ni) Co₂S₄, а также магнетита и пирита второй генерации. Нередко в кристаллах магнетита присутствует обильная вкрапленность кристалликов уранинита размером не более 10–15 мкм (рис. 3в).

К редким минералам, ассоциирующим с халькопиритом данной рудной ассоциации, относятся мо-

либденит, теллуриды золота, серебра, никеля (петцит Ag₃AuTe₂, гессит Ag₂Te и мелонит) и самородное золото. Чешуйки молибденита размером до 50 мкм рассеяны как в халькопирите, так и среди агрегатов нерудных минералов. Частицы золота и теллуридов размером не более 20 мкм чаще всего локализируются в микропрожилках халькопирита, рассекающих метакристаллический пирит (рис. 3г) или нарастают на грани кристаллов пирита. Золотины размером 2–4 мкм обнаружены нами также в пентландите, замещенном виоларитом (рис. 3д), молибдените и на поверхности кристалла магнетита, заключенного в пирит.

Вкрапленные сульфидные халькопирит-пиритовые руды

Эти руды доминируют на месторождении. Они представлены зонами сланцеватых метасоматитов существенно хлоритового состава с вкрапленностью различной интенсивности резко преобладающего пирита и, что характерно, в сопровождении линз, прожилков и гнезд кварц-карбонатного состава. В метасоматите часто присутствуют реликтовые амфибол и биотит, а среди новообразованных минералов – серицит и альбит.

Пирит в рудах метакристаллический, с размером отдельных индивидов до 5 мм. Метакристаллы пирита насыщены включениями нерудных минералов, в том числе актинолита, а также мелкими округлыми и угловатыми включениями халькопирита (иногда с пластинками макиновита), пирротина, пентландита. К этим включениям часто приурочены мелкие лейсты хлорита. К редким включениям в пирите относятся кристаллы магнетита. Включения перечисленных минералов в метакристаллах пирита иногда отчетливо трассируют зоны их роста. В метакристаллическом пирите зафиксированы также многофазные сростки халькопирита с миллеритом, гринокитом CdS и колорадоитом HgTe, халькопирита с миллеритом и виоларитом, пентландита с миллеритом, а также угловатые или округлые выделения теллуrowисмутита Bi₂Te₃, мелонита и самородного золота, иногда в сростаниях друг с другом (рис. 3е). Самородное золото также выполняет тонкие микротрещины в пирите. Частицы его размером до 40 мкм имеют высокую пробу – 980–990.

В существенно меньшем количестве, нежели пирит, в рудах присутствует халькопирит, который слагает самостоятельные выделения неправильных форм размером 1–1.5 мм в нерудной массе, а также цементирует агрегаты метакристаллов пирита или, реже, выполняет микротрещины в последних. Наиболее крупные выделения халькопирита приурочены к карбонату. В виде включений размером до 0.5 мм в халькопирите зафиксированы кристаллы магнетита, пирита, миллерита, а также более мел-

кие (не более 20 мкм) частицы самородного золота и галенита.

Пирит описываемых руд содержит умеренные количества кобальта – 0.4–0.8 мас. % и не более 0.2 мас. % никеля. Мелкие его кристаллики (менее 10 мкм) в сростании с миллеритом обогащены никелем до 2.1 мас. %, что, возможно, связано с диффузией этого элемента из минерала-хозяина. Пентландит содержит 0.3–2.2 мас. % Co. В парагенезисе с пирротином он существенно более железистый ($Fe/Ni = 0.8–0.9$) по сравнению с его составом в парагенезисе с миллеритом ($Fe/Ni = 0.5$). Химический состав миллерита близок к NiS с постоянно присутствующей примесью железа – 0.5–3.3 мас. %.

Вкрапленные сульфидные пирит-кобальтиновые руды

Руда с высоким содержанием кобальта развита на месторождении локально и слагает рудные столбы на глубоких горизонтах месторождения в пределах Ново-Западной зоны. Отмечено пересечение прожилками кобальтина массивных пиритовых руд, что дало основание относить формирование кобальт-арсенидных руд к наиболее поздним [23].

В нашем распоряжении имелся образец полосчатой руды, сложенной тонкими зонками нерудных минералов, перемежающихся с сульфидными. Нерудная составляющая представлена кварцем, хлоритом, карбонатом (доломит-анкеритом). В нерудной массе присутствует также частая вкрапленность таблитчатых кристаллов ильменита размером до 0.1 мм.

Основная масса сульфидов представлена кристаллами Co-As-пирита (до 5.8% Co, до 3.2% As),

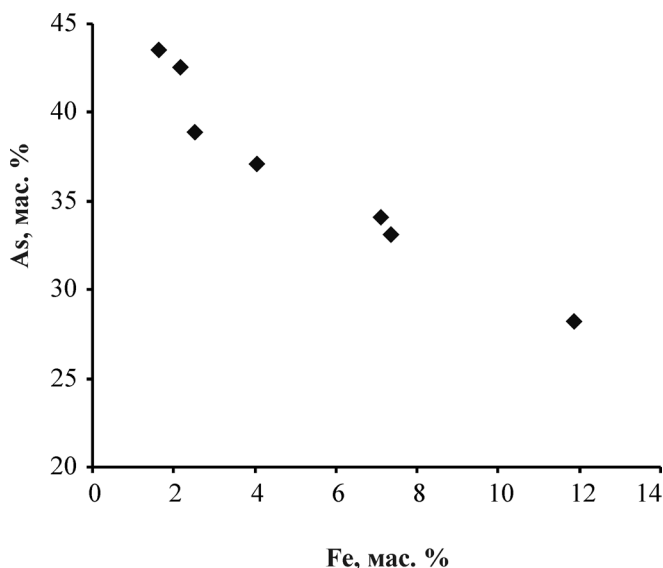


Рис. 4. Соотношение содержаний железа и мышьяка в кобальтине.

кобальтина и сульфоарсенида кобальта размером до 1 мм, сцементированными халькопиритом и другими редкими рудными минералами. Кристаллы пирита – неравномерно-зональные по химическому составу. В некоторых из них имеется кайма мощностью до 10–20 мкм, в которой концентрации кобальта и мышьяка более низкие, чем в центральной части. В других кристаллах, напротив, наиболее бедные этими элементами участки находятся в центральной части.

Кристаллы кобальтина в халькопирите однородны по составу и отвечают стехиометрическому $CoAsS$. В нерудной массе стехиометрический кобальтин слагает лишь центральную часть кристаллических зональных выделений, края которых сложены агрегатом фаз кобальтина с более высокими содержаниями мышьяка и железа (рис. 3ж). Расчет формул фаз такой каймы показывает, что сумма $As + S$ в них строго соответствует 2 ф. е. (1.96–1.99 ф. е.) что свидетельствует о том, что в кобальтине, как и в арсенипирите, имеет место значительно больший, чем обычно, изоморфизм мышьяка и серы. Пределы изоморфизма As (0.56–0.96 ф. е.) и S (1.00–1.42 ф. е.) расширяются по мере обогащения кобальтина железом (рис. 4). В некоторых случаях отчетливо видно, что при локализации кристаллов кобальтина на контакте нерудных минералов и сульфидов кайма $(Co, Fe, Ni)(As, S)_2$ возникает только со стороны нерудного минерала. В кобальтине обнаружены округлые частицы самородного золота размером не более 1–2 мкм.

Агрегаты кристаллов пирита и кобальтина цементируются халькопиритом и более редкими – миллеритом, виоларитом. В пирите обнаружены клиновидные интерстициальные включения мелонита (часто в сростании с халькопиритом) и уранинитом размером не более 10 мкм (рис. 3з). Кристаллики уранинита заключены также в кобальтине, а кроме того, вместе с сопутствующим ему мелкошуйчатым (до 10–20 мкм) молибденитом, – в нерудных минералах.

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПРОПИЛИТОВ И СОПРЯЖЕННЫХ С НИМИ РУД

Изложенный выше материал позволяет предложить трехстадийную схему минералообразования пропилитов и сопряженных с ними руд (табл. 9). При этом рудные и нерудные минералы всех стадий фиксируются в том или ином количестве во всех типах выделенных нами руд, отражая замещение высокотемпературных минералов низкотемпературными.

Наиболее ранняя (и высокотемпературная) ассоциация минералов первой стадии слагает актинолитовые, актинолит-биотитовые и актинолит-эпидотовые метасоматиты. При их образовании отлагалась основная масса магнетита и ильмени-

Таблица 9. Стадийность минералообразования пропилитов и сопряженных с ними руд

Минералы	Стадии (генерации минералов)		
	1	2	3
Актинолит	-----		
Биотит	-----		
Альбит	-----		
Хлорит		-----	-----
Эпидот			
Апатит			
Монацит			
Серицит	-----		
Кварц		-----	-----
Карбонат		-----	-----
Магнетит	-----	-----	
Ильменит	---		
Гематит			
Пирит	-----	-----	-----
Пирротиновый твердый раствор (высокосернистый гексагональный пирротин)	-----	некогерентный распад на промежуточный гексагональный или моноклинный пирротин + пирит	
Моносulfидный твердый раствор Fe-Ni-S (<i>mss</i>)	-----	некогерентный распад на гексагональный пирротин + пентландит (замещается виоларитом)	
Халькопиритовый промежуточный твердый раствор (<i>iss</i>)	-----	распад на халькопирит + высокий кубанит → низкий кубанит ($T < 200^{\circ}\text{C}$) → Ni-троилит ($T < 138^{\circ}\text{C}$)	
Серебросодержащий моносulfидный твердый раствор Fe-Ni-S (<i>mss</i>)		распад на аргентопентландит + пентландит → пирротин → “сотовый” по аргентопентландиту	
Пирротин гексагональный (промежуточный)		-----	переходит в моноклинный
Пирротин моноклинный			-----
Пентландит		-----	замещается виоларитом
Кобальтин			
Миллерит			
Виоларит			
Халькопирит 2 стадии		-----	распад с выделением макиавита ($T < 153^{\circ}\text{C}$)
Халькопирит 3 стадии			-----
Сфалерит			
Молибденит			
Мелонит			
Гессит			
Самородное золото			
Теллуровисмутит			
Уранинит	-----		
$T, ^{\circ}\text{C}$	>450–500	430–300	<300
$P, \text{кбар}$	1.3	0.48–0.54	

Примечание. Количественные соотношения минералов: ----- — основные, - - - - - второстепенные, — редкие, — очень редкие.

та. Основанием для такого утверждения является отмечаемое И.А. Щербаком частое нахождение массивных магнетитовых руд в актинолитовых и биотито-актинолитовых породах, не содержащих хлорита, карбоната, сульфидов или других более поздних минералов, а также наличие взаимопрорастаний магнетита, актинолита и биотита, венчиков биотита вокруг зерен магнетита. При понижении температуры к концу первой стадии началось замещение амфибола и биотита хлоритом, отложение эпидота и пирита. Актинолит при этом светлеет, его кристаллы становятся зональными.

Какие-либо существенные тектонические деформации пород между отложением магнетита и пирита не зафиксированы, и в магнетитовых рудах пирит вместе с более поздними хлоритом, кварцем и другими нерудными заполняет межзерновое пространство в агрегатах магнетита.

В первую стадию началось также отложение пирротин-халькопиритовых руд, сложенных продуктами распада твердых растворов на базе пирротина, халькопирита и пентландита.

В дальнейшем высокосернистый гексагональный пирротин при охлаждении испытывает неко-

герентный распад на более низкосернистый гексагональный (или моноклинный) пирротин и пирит [3]. Вследствие отсутствия кристаллографической непрерывности на границе раздела материнской пирротиновой и дочерней пиритовой фаз и стремления к уменьшению энергии поверхности, пирит образует изометричные формы и фиксируется в виде цепочек кристаллов размера-ми от 50 до 500 мкм.

Промежуточный халькопиритовый твердый раствор (*iss*) испытывает распад с выделением по кристаллографическим направлениям халькопирита пластинок трех систем – сначала высокого кубанита, а затем, при остывании ниже 200°C, – низкого кубанита и никелистого троилита. Тонкие пластинки последнего – наиболее поздние и часто примыкают с краев к пластинкам низкого кубанита. Халькопиритовая масса дважды sdвойникована – сначала реализуется система простых, а затем полисинтетических двойников с индивидуальной ориентировкой их в пределах каждого блока зерен халькопирита. Двойникование имело место до распада халькопиритового твердого раствора, поскольку отчетливо фиксируется пересечение двойниковых швов всеми тремя системами пластинчатых продуктов распада.

Моносulfидный твердый раствор (*mss*) Fe-Ni-S испытывает некогерентный распад с образованием линзочек, лейст, лент и зернистых прожилков пентландита вдоль контактов зерен пирротина. Такой распад начинается при достаточно высокой температуре (600–400°C), когда высокая скорость диффузии способствует сегрегации линзочек пентландита в зернистые лентовидные агрегаты, и продолжается до 200°C с выделением кристаллографически ориентированных пластинок [12]. Лентовидные агрегаты пентландита имеют специфическую пористость в виде сети угловатых пор и мелких трещин. Такая пористость возникает при термическом стрессе – как результат значительно большего сокращения объема пентландита по отношению к пирротину (коэффициент термического расширения пентландита в 2–10 раз выше такового для пирротина) при остывании агрегата [12].

Богатый серебром пентландитовый твердый раствор (*iss*) образует изометричные кристаллические выделения, заключенные в массе халькопирита. Он распадается на сотообразный агрегат аргентопентландита, пентландита, пирротина и часто рассекается лейстами низкого кубанита.

Межрудные деформации, разделяющие образования первой и второй стадий, выражены в дроблении магнетит-пиритового агрегата первой стадии и цементации трещин гексагональным пирротинном и халькопиритом в массивных рудах. Они проявлены также в дроблении сланцеватого метасоматита с последующим отложением по трещинам кварц-карбонат-сульфидных жил, прожилков и гнезд второй стадии.

Ко второй стадии относится появление основной массы кристаллического пирита, сопровождающегося хлоритом, а в магнетитовых рудах – также кварца, карбоната и хлорита, развивающихся по актинолиту, биотиту, эпидоту. Пирит часто насыщен включениями породообразующих нерудных минералов, кристаллов магнетита, пирротина и халькопирита. В пирротиновых рудах среди образований второй стадии преобладает гексагональный пирротин, частично замещающийся моноклинным в виде цепочек его линзовидных выделений вдоль границ зерен гексагонального (до 5–10% по рентгеновским данным). Халькопирит этой стадии характеризуется наличием тонких пластинок макинавита. Пентландит второй стадии образует достаточно редкие выделения в рудах, развитых по ультраосновной породе. В пирротин-халькопиритовых рудах он встречается в виде линзовидных или зернистых лентовидных агрегатов в пирротине, а в пирит-халькопиритовых рудах – в виде включений в халькопирите. В обоих случаях он замещается виоларитом. Редкие минералы второй стадии – молибденит, мелонит, самородное золото, уранинит.

Выделение ассоциации минералов третьей стадии достаточно условно, поскольку по минеральному составу она близка к ассоциации второй стадии, при этом отсутствуют хорошо выраженные признаки межстадийных деформаций. Отличительная черта халькопирита третьей стадии – частое развитие по нему ферроантофиллита и, возможно, железистого хлорита. Моноклинный пирротин этой стадии характеризуется мелкозернистой микроструктурой, близкой к рекристаллизационной, халькопирит отличается отсутствием в нем продуктов низкотемпературных преобразований – пластинок пирротина и макинавита, пирит в виде мелких кристаллов заключен в нерудной массе или халькопирите. Виоларит, замещающий пентландит, наследует от последнего соотношения никеля и кобальта. При частичном замещении им аргентопентландита он характеризуется повышенным содержанием серебра (0.43–0.45%). С третьей стадией сопряжено отложение основной массы теллуридов Ag, Bi и самородного золота.

P-T-X УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТО-УРАН-МЕДНО-КОБАЛЬТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Оценка термодинамических условий отложения медно-кобальтовых руд осуществлена с использованием условий стабильности сульфидных парагенезисов, по доломит-кальцитовому геотермобарометру, хлоритовому, кобальтиновому и кварц-магнетитовому изотопно-кислородному геотермометрам. Выделяется три температурных фации формирования медно-кобальтовых руд: высокотемпературная (более 500–450°C), отвечающая отложению минералов первой стадии, высоко-

среднетемпературная (450–300°C) – отложение продуктов второй стадии и средне-низкотемпературная (менее 300°C) – отложение минералов третьей стадии и преобразование минералов ранних стадий.

Температурным репером процесса рудоотложения первой стадии является присутствие в рудах раннего высокосернистого гексагонального пирротина (более 500°C), а также точка распада пентландитового твердого раствора (*iss*) с выпадением из него аргентопентландита, устойчивого по [3] ниже 455°C. Карбонатный парагенезис биотитового пропилита с линзовидно-плочатыми выделениями кварц-карбонат-сульфидного состава (эпидот-актинолитовая фация) образовался при $T = 510$ –482°C и $P = 1.3$ кбар (табл. 3, обр. 19).

Формирование рудных и нерудных парагенезисов второй стадии начинается также при достаточно высокой температуре. Наиболее ранний парагенезис пирита с гексагональным пирротином отлагается при 400–350°C, что установлено нами по степени железистости гексагонального пирротина $N_{\text{FeS}} = 0.941$ –0.946 [22]. К приведенным значениям температуры близка оценка 410–370°C, полученная по распределению кобальта между пиритом и пирротином [5]. Температурный диапазон отложения парагенезиса Со-пирита и кобальтина, определенный по кобальтиновому геотермометру отвечает 400–300°C (рис. 5). Карбонатные парагенезисы пропилитов серицит-хлоритовой фации второй стадии сформированы при $T = 345$ –320°C, $P = 0.54$ –0.48 кбар (табл. 3, обр. 18). Установлено также, что образование как кварцевых прожилков, так и жил 2-й стадии происходило при близких температурах, составивших, по данным изотопного кислородного кварц-магнетитового геотермометра, 370–430°C [2].

Температурный режим формирования минеральных парагенезисов третьей стадии, по нашим оценкам, составляет менее 300°C. Основанием служит присутствие в них пирротина моноклинной модификации (устойчива ниже 250°C), а также значения температур 310–260°C, полученные с привлечением хлоритового геотермометра (табл. 10).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было показано выше, для медно-кобальтовых месторождений Южного Урала (Ишкинское) принята двухэтапная модель формирования, по которой в ранний островодужный этап была образована гидротермально-осадочная и гидротермально-метасоматическая медноколчеданная минерализация, а затем, в коллизионный этап, – гидротермально-метасоматическая арсенидная и сульфоарсенидная никель-кобальтовая минерализация. Двухэтапная модель формирования принята и для Маукского месторождения [16, 25, 27]. В первый этап здесь были сформированы тела собственно колчеданных халькопирит-пиритовых руд, а во

второй – рудные тела подверглись метаморфизму, на прогрессивной ветви которого в них появились ассоциации с магнетитом и пирротином.

На Пышминско-Ключевском месторождении нами не обнаружены какие-либо свидетельства временной оторванности отложения сульфидных и сульфоарсенидных руд, хотя последние распространены очень локально – лишь на нижних горизонтах центральной части месторождения. Не обнаружены также и признаки гидротермально-осадочного генезиса руд, а отчетливо проявленная взаимосвязь рудных минеральных парагенезисов с парагенезисами метасоматитов указывает на гидротермально-метасоматическое происхождение медно-кобальтового оруденения.

Приведенные выше данные показывают, что собственно золото- и урансодержащее медно-кобальтовое оруденение Пышминско-Ключевского месторождения сформировано одноэтапно при постепенном снижении P - T параметров и проявлении внутрирудных тектонических деформаций, что обусловило выделение нами трех стадий рудообразования. Остаются открытыми вопросы о генетическом единстве пропилитов и березитов-лиственитов с соответствующими им типами оруденения и о возможности существенного временного разрыва между ними.

Сравнительные характеристики медно-кобальтовых месторождений Присакмарской металлогенической зоны приведены в табл. 11. Различная и недостаточная степень изученности объектов еще не позволяют ни создать обобщающие модельные представления об особенностях становления и развития базальтоидной медно-кобальтовой рудно-

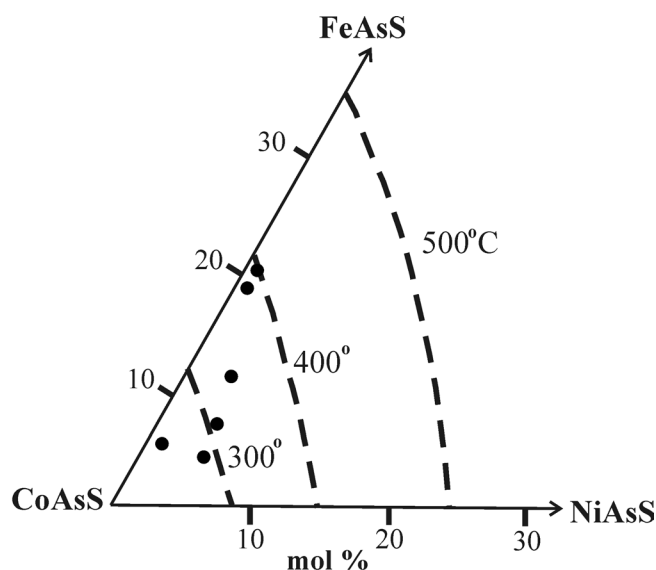


Рис. 5. Состав кобальтина Пышминско-Ключевского месторождения на диаграмме устойчивости фаз системы CoAsS–NiAsS–FeAsS [38].

магматической системы, ни точно определить положение в ней изученного нами Пышминско-Ключевского месторождения.

Все рассматриваемые медно-кобальтовые месторождения характеризуются близкими геохимическими типами руд, а также видовым составом основных рудных минералов, среди которых преобладают пирит, магнетит, пирротин и халькопирит. Помимо “сквозных” полезных компонентов – $\text{Fe} > \text{Cu} > \text{Ni} > \text{Co} > \text{Ag} > \text{Au}$ – в рудах Маукского месторождения весьма существенна роль цинка и основного его минерала – сфалерита. Специфической особенностью медно-кобальтовых руд Пышминско-Ключевского месторождения является присутствие в них урановой минерализации, а также молибденита. Согласно данным из фондовых материалов (И.А. Щербака, И.П. Вагановой, А.В. Перетц и др.) повышенной ураноносностью обладают практически все рудные зоны. Наиболее богатая урановая минерализация была проявлена в южной части 859 зоны, где были установлены уранинит, урановая чернь и ортит. При этом было выявлено, что уранинит в количествах до 1.5% ассоциирует с высокотемпературными минералами – магнетитом, биотитом, актинолитом, и сделано предположение о его более раннем отложении по отношению к сульфидам. В нашем исследовании уранинит обнаружен также и в более низкотемпературных парагенезисах с халькопиритом, кобальтином и пиритом. За пределами изученного рудного поля урановая минерализация установлена также и в других медно-кобальтовых проявлениях – Лебяжском и “6-го лесочастка”. Здесь уранинит

ассоциирует с магнетитом, молибденитом, реже – с пиритом и халькопиритом среди биотит-актинолит-хлоритовых пород, при этом повышенные содержания урана пространственно увязываются как с рудными, так и с безрудными участками. Присутствие радиоактивных элементов в рудах месторождения позволяет предполагать возможность их заимствования из вмещающих пород, прежде всего из углисто-кремнистых сланцев, в пробе которых методом ICP-MS анализа нами установлено повышенное содержание урана – 3.1 г/т и тория – 9.1 г/т.

Важная генетическая информация для сравнимых месторождений может быть получена из анализа парагенезисов сульфидов и оксидов железа. Появление пирротина и магнетита в рудах колчеданных месторождений традиционно связывается с проявлением в них высокотемпературного метаморфизма [19]. Для медно-кобальтового оруденения такой подход поддерживается исследователями Маукского месторождения. Так, по данным Н.П. Сафиной [26] магнетит в этом месторождении носит наложенный характер во всех типах руд, замещающая пирит и халькопирит. На Ишкининском и др. месторождениях Южного Урала ассоциация магнетита и пирротина проявлена как на раннем этапе формирования первичных руд, так и на позднем – прогрессивном гидротермально-метаморфическом.

В Пышминско-Ключевском месторождении парагенезис сульфидов и оксидов железа – пирротин + пирит + магнетит – характерен для всех стадий и зон пропилитов, однако в различных количественных соотношениях (пирротин и магнетит преобладают в ранних рудах, а пирит – в поздних). Этот парагенезис является весьма важным и информативным индикатором ряда параметров процесса рудообразования. Положение точки пирит-пирротин-магнетитового равновесия на термодинамических диаграммах свидетельствует об эволюции ряда параметров остывающего флюида: понижении фугитивности серы и кислорода (от $f_{S_2} = 10^{-5}$ при 500°C до $10^{-13.5}$ при 250°C и f_{O_2} от 10^{-21} при 500°C до 10^{-38} при 250°C) [37] и повышении щелочности от $\text{pH} = 5$ при 350°C до $\text{pH} = 8$ при 150°C. При этом в условиях пирит-пирротин-магнетитового равновесия растворимость хлоридных и гидросульфидных комплексов золота в гидротермальных растворах резко уменьшается с понижением температуры ниже 400°C. Точка указанного равновесия при 350°C находится в поле растворимости золота в растворе около 100 мг/т, при 250°C – около 5 мг/т и при 150°C – менее 1 мг/т [34, 36]. Данные соображения объясняют повышение степени золотоносности изученных руд от ранней стадии к поздней.

По типу окolorудных метасоматитов и температуре отложения руд медно-кобальтовое оруденение Пышминско-Ключевского месторождения обнаруживает большее сходство с Маукским место-

Таблица 10. Химический состав хлорита (мас. % Пышминско-Ключевского месторождения и температура его образования)

№ обр./ № зер.	6/6	18/8	20/7	21/22	21/7	30/8
SiO ₂	25.77	25.89	25.59	25.57	25.64	26.90
TiO ₂	0.25	0.10	0.00	0.10	0.18	0.10
Al ₂ O ₃	23.55	17.96	20.16	19.16	18.64	20.60
Cr ₂ O ₃	0.00	0.09	0.04	0.06	0.26	0.22
FeO	19.51	18.34	20.30	21.82	21.44	22.93
MnO	0.00	0.00	0.12	0.01	0.02	0.10
MgO	20.60	18.59	18.85	17.43	17.65	18.22
CaO	0.10	0.18	0.04	0.06	0.11	0.12
Na ₂ O	0.15	0.10	0.09	0.03	0.03	0.05
K ₂ O	0.08	0.00	0.04	0.09	0.10	0.00
Сумма	90.01	81.25	85.23	84.33	84.07	89.24
Al ^{IV}	2.91	2.28	2.60	2.48	2.45	2.51
X _{Fe}	0.35	0.36	0.38	0.41	0.41	0.41
T, °C	326	259	290	274	272	277

Примечание. Температура определена по хлоритовому геотермометру, основанному на количестве тетраэдрического алюминия Al^{IV}, скорректированному на величину железистости X_{Fe} по [39].

Таблица 11. Характеристика медно-кобальтовых месторождений Присакамской металлогенической зоны Урала

Характеристики	Ишкинское, Ивановское, Дергамышское (Ю. Урал)	Маукское (Ю. Урал)	Пышминско-Ключевское (Ср. Урал)
Этапы и возраст оруденения	1 этап, отложение руд, D ₁₋₂ [6] 2 этап, метаморфизм руд, D ₃ -C ₁ ; 366 ± 2 млн. лет [35]	1 этап, отложение руд, O ₃ -S ₁ . 2 этап, метаморфизм руд в условиях эпидот-амфиболитовой фации	1 этап, отложение Cu-Co руд. 2 этап (?), формирование золото-сульфидных кварцевых жил
Околорудные метасоматиты	талик-карбонатные (по серпентинитам), хлоритовые, кварц-хлоритовые, хлорит-карбонатные (по породам основного состава)	амфиболитовые, биотитовые, кварц-серцит-хлоритовые, хлорит-карбонатные	амфиболитовые, амфибол-биотитовые, биотит-серцит-хлоритовые, кварц-альбит-серцитовые, хлорит-кварц-карбонатные, серцит (фуксит)-кварц-карбонатные.
Минеральные типы руд	сплошные пирит-пирротиновые, халькопирит-пирит-пирротиновые, сульфидно-сульфидные; вкрапленные пирит-пентландит-пирротиновые, халькопирит-пирит-пирротиновые, пирит-халькопирит-пирротиновый и халькопиритовый	сплошные и вкрапленные халькопирит-пиритовые, сфалерит-пиритовые, халькопирит-сфалерит-пиритовые, сфалерит-магнетит-пиритовые, халькопирит-магнетит-пирротиновые, халькопирит-магнетит-сфалерит-пирит-пирротиновые	сплошные и густовкрапленные магнетитовые, пирит-халькопирит-магнетитовые, пирротиновые, халькопиритовые и халькопирит-пирротиновые руды; вкрапленные магнетит-пирит-халькопиритовые, халькопирит-пиритовые и пирит-кобальтиновые
Геохимические типы руд	Fe > Cu > Ni > Co > Ag > Au	Fe > Cu, Zn > Ni > Co > Ag > Au	Fe > Cu > Ni > Co > U > Mo > Ag > Au
Последовательность отложения основных рудных минералов	1 этап: пирротин 1 (гекс.), пентландит → пирротин 2 (мон.), пирит 1, магнетит 1 → халькопирит 1. 2 этап: арсениды и сульфидарсениды Ni и Co → магнетит 2 → пирит 2, халькопирит 2, пирротин 3 → пирит 3, пирротин 4 → магнетит 3	пирротин → пирит 1 → халькопирит 1 → халькопирит 2 → пирротин 2 → пирит 2 → магнетит	1 ст., магнетит, пирротин, пентландит (mss), халькопирит (iss), пирит. 2 ст., пирит, пирротин, пентландит, магнетит халькопирит. 3 ст., пирит, халькопирит, пирротин, магнетит
P-T условия	350–150°C (1 этап), 500–200°C (2 этап)		500–250°C, 1.3–0.5 кбар.
Характеристика флюида: Тип солевой системы	по [32] H ₂ O–NaCl (KCl)		по [2] H ₂ O–NaCl–CaCl ₂
Концентрация солей	1.2–7.1 мас. %, экв. NaCl		37.7–34.4 мас. % экв. NaCl

рождением, нежели с медно-кобальтовыми рудами Южного Урала. Существенные различия между Пышминско-Ключевским и Ишкининским месторождениями проявлены и в солевом составе рудоносного флюида – флюид первого был существенно натриевым с низким содержанием солей, а второго – натриево-кальциевым высокосольным (табл. 11).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в ряду медно-кобальтовых месторождений Присакмарской металлогенической зоны Пышминско-Ключевское месторождение выделяется рядом специфических черт – четким тектоническим контролем рудоносных зон, отсутствием признаков гидротермально-осадочного генезиса, хорошо выраженной латеральной и вертикальной зональностью руд и окислительных метасоматитов, присутствием в рудах благородно-металлической и урановой минерализации. Проведенное нами минералогическое-геохимическое изучение руд и метасоматитов этого месторождения позволило уточнить основные минеральные формы полезных компонентов руд, последовательность отложения парагенезисов рудных и нерудных минералов, а также наметить тенденции эволюции P - T - X параметров рудообразования. Основные результаты исследования, подчеркивающие их новизну, сводятся к следующему.

Благороднометаллическая геохимическая специализация медно-кобальтовых руд, сопряженных с изменениями пород пропилитового типа, описывается рядом $Ag > Au > Pd > Pt$. Урановая и молибденовая минерализация не является наложенной по отношению к медно-кобальтовой и обусловлена разгрузкой того же рудоносного флюида.

Выявлены основные минералы-носители Cu (халькопирит), Co и Ni (кобальтин, пирит, пентландит, пирротин, виоларит, линнеит?), Au (самородное золото, петцит), Ag (аргентопентландит, гессит), U (уранинит), Mo (молибденит).

Медно-кобальтовое оруденение сформировано в один этап при постепенном снижении P - T -параметров и проявлении внутрирудных тектонических деформаций, что обусловило выделение высокотемпературной ($T > 500$ – 450°C , $P = 1.3$ кбар), высоко-среднетемпературной ($T = 450$ – 300°C , $P = 0.54$ – 0.48 кбар) и средне-низкотемпературной ($T < 300^\circ\text{C}$) стадий рудообразования.

По мере остывания и разгрузки флюида имело место понижение фугитивности серы и кислорода (от $f_{S_2} = 10^{-5}$ при 500°C до $10^{-13.5}$ при 250°C и f_{O_2} – от 10^{-21} при 500°C – 10^{-38} при 250°C) и повышение щелочности от кислой до слабо щелочной: от $pH = 5$ при 350°C до $pH = 8$ при 150°C , что обусловило повышение степени золотоносности руд от ранней стадии к поздней.

Изложенные результаты являются основой для построения генетической модели базальтоидной медно-кобальтовой рудно-магматической системы. Остаются открытыми вопросы генетического единства медно-кобальтового оруденения с золоторудным, сопряженным с березитами-лиственитами, наличия временного разрыва между ними и формирования в разные этапы.

Исследования проведены по Программе № 2 фундаментальных исследований ОНЗ РАН, финансируемой УрО РАН (проект № 09-Т-5-1011) и частично поддержаны РФФИ (проекты 09-05-01050, 10-05-00747) и МинОбразНауки (госконтракт № 02.740.11.0327).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бахмутов Л.А. О распределении кобальта, никеля и меди в гидротермально измененных породах Пышминско-Ключевского месторождения // Геохимия. 1958. № 1. С. 60–69.
2. Викентьев И.В., Мурзин В.В., Прокофьев В.Ю. и др. P - T -условия минералообразования и характеристика флюида на Пышминско-Ключевском медно-кобальтовом месторождении (Средний Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 430, № 5. С. 671–674.
3. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981. 575 с.
4. Еремин Н.И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: МГУ, 1983. 256 с.
5. Еремин Н.И., Сергеева Н.Е., Шишаков В.Б. О нахождении палладийсодержащего мелонита в медноколчеданных рудах Пышминско-Ключевского месторождения на Урале // Докл. АН. 1997. Т. 355, № 6. С. 795–797.
6. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А. и др. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 376 с.
7. Зайцев И.П. Мезозойская тектоно-магматическая активизация и связь с ней эндогенной урановой металлогении Зауралья // Металлогения и геодинамика Урала: тез. докл. III Всеуральского металлогенического совещания. Екатеринбург, ИГТ УрО РАН, УГГГА, 2000. С. 104–105.
8. Изумнов С.А., Наседкин А.П. Изотопный состав серы сульфидов Пышминско-Ключевского месторождения меди и некоторые вопросы его генезиса // Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов. Труды СГИ. Вып. 112. 1975. С. 111–117.
9. Калугина Р.Д., Копанев В.Ф., Ильясова Г.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1 : 200 000. Серия “Среднеуральская”. Лист О-41-XXV. Объяснительная записка. Свердловск, 1988. 167 с.
10. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Рудные формации и типы колчеданных месторождений Урала // Геология рудных месторождений. 1986. № 1. С. 30–39.
11. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеоком, 1997. 233 с.

12. Крейг Дж., Воган Д. Рудная микроскопия и рудная петрография. М.: Мир, 1983. 423 с.
13. Кузовков Г.Н., Двоеглазов Д.А., Вагшаль Д.С. и др. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Серия "Среднеуральская". Лист О-41-XXУ. Объяснительная записка. ВСЕГЕИ, УГСЭ. Свердловск. 1987. 167с.
14. Малахов А.Е., Вахромеев С.А. Пышминско-Ключевское месторождение как особый генетический тип среди медисто-колчеданных месторождений Урала // Тр. СГИ. Вып. 5. 1940. С. 64–77.
15. Малахов А.Е., Вахромеев С.А., Опарин Ф.П., Соловьев Ю.С. Пышминско-Ключевское полиметаллическое месторождение. Москва–Свердловск: Металлургиздат, 1941. 84 с.
16. Маркс В.А. Метаморфизм альбит-эпидот-амфиболитовой фации горных пород зеленокаменной зоны в Верхнее-Уфалейском районе на Среднем Урале // Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука, 1969. С. 120–207.
17. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчедановых палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
18. Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Сафина Н.П., Белогуб Е.В. Сульфидно-магнетитовые руды медно-колчеданных месторождений Уральского палеоокеана // Металлогения древних и современных океанов-2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 102–105.
19. Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.
20. Мелекесцева И.Ю. Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 2007. 245 с.
21. Мурзин В.В., Варламов Д.А., Викентьев И.В., Григорьев В.В. Аргентопентландит из пирротинсодержащих руд Пышминско-Ключевского медно-кобальтового месторождения (Средний Урал) // Вестник Уральского отделения ВМО. № 3. 2004. С. 71–76.
22. Мурзин В.В., Варламов А.Д., Викентьев И.В. и др. Пирротин и температурные условия его отложения в Пышминско-Ключевском медно-кобальтовом месторождении (Средний Урал) // Пятые Всероссийские чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН. 2004. С. 17–22.
23. Наседкин А.П. Вещественный состав руд и рудоносность глубоких горизонтов Пышминско-Ключевского медно-кобальтового месторождения // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Вып. 1. Иркутск: ИПИ, 1973. С. 54–66.
24. Прокин В.А. Типы сульфидных месторождений Урала // Новые направления в изучении колчеданных месторождений. Новочеркасск: НГТУ, 1997. С. 54–70.
25. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 1999. 570 с.
26. Сафина Н.П. Сульфидно-магнетитовые руды Маукского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Типоморфные минералы и минеральные ассоциации – индикаторы масштабности природных и техногенных месторождений и качества руд.: материалы Всерос. науч. конф. Годичное собрание РМО. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 84–88.
27. Сафина Н.П., Антикеев Е.Р. Признаки обломочно-го строения сульфидно-магнетитовых руд Маукского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. Миасс: ИМин, УрО РАН. 2010. С. 128–131.
28. Серавкин И.Б. Минерагенция Южного Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 19–37.
29. Смирнов В.Н., Ведерников В.В. Магматизм Петрокаменской структурно-формационной зоны (Средний Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 71 с.
30. Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 40–56.
31. Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 136 с.
32. Юминов А.М., Симонов В.А., Зайков В.В. Физико-химические параметры гидротермальных процессов на Ишкининском колчеданном месторождении (Южный Урал) // Уральский минералогический сборник. № 12. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 98–110.
33. Яковлев Л.И. О явлениях наложенного контактового метаморфизма в некоторых колчеданных месторождениях Среднего Урала // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 29. 1959. С. 29–64.
34. Cooke D.R., Bull S.W., Large R.R., Mcgoldrick P.J. The Importance of Oxidized Brines for the Formation of Australian Proterozoic Stratiform Sediment-Hosted Pb-Zn (Sedex) Deposits // Econ. Geol. 2000. V. 95, № 1. P. 1–18.
35. Gannoun A., Tesalina S., Bourdon B. et al. Re-Os isotopic constraints on the genesis and evolution of the Dergamysh and Ivanovka Cu (Co, Au) massive sulphide deposits, South Ural, Russia // Chem. Geol. 2003. V. 196, № 1-4. P. 193–207.
36. Gibert F., Pascal M.-L., Pichavant M. Gold solubility and speciation in hydrothermal solutions: Experimental study of the stability of hydrosulphide complex of gold (AuHS⁰) at 350 to 450°C and 500 bars // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62, № 17. P. 2931–2947.
37. Kishima N. A thermodynamic study on the pyrite-pyrrhotite-magnetite-water system at 300–500°C with relevance fugacity concentration quotient of aqueous H₂S // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 2143–2155.
38. Klemm D. Synthesen und Analysen in den Dreieckdiagrammen FeAsS–CoAsS–NiAsS und FeS₂–CoS₂–NiS₂ // Neues Jb. Miner. Abh. 1965. Bd. 103, H. 3. P. 205–255.
39. Zang W., Fyfe W.S. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarap Bahia gold deposit, Carajas, Brazil // Mineral. Depos. 1995. V. 30. P. 30–38.

Рецензент В.В. Зайков

Copper-cobalt mineralization of the Pyshminsk-Klyuchevsk deposit in the Middle Urals: Mineral composition of ore and metasomatites, stages, P - T conditions of mineral formation

V. V. Murzin*, D. A. Varlamov, I. V. Vikent'ev*****

**Institute of Geology and Geochemistry Ural Branch of RAS*

***Institute of Experimental Mineralogy RAS*

****Institute of Geology Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of, RAS*

The Pyshminsk-Klyuchevsk deposit is localized in the Lower Devonian basaltoids of the Northern fragment of Prisakmarskaya metallogenic zone of the Magnitogorskii belt. Sulfide Cu-Co ores conjugate to metasomatites of a propylitic type include also noble metals ($\text{Ag} > \text{Au} > \text{Pd} > \text{Pt}$), U, Mo. U and Mo mineralization is syngenetic to Cu-Co mineralization and is caused by the same ore-bearing fluid. The main minerals bearing of Cu (chalcopyrite), Co and Ni (cobaltite, pyrite, pentlandite, pyrrhotite), Au (native gold), Ag (argentopentlandite, hessite), U (uraninite) have been described. Ore mineralization was formed during of three stages under a gradual decreasing of P - T parameters – high temperature ($T > 500\text{--}450^\circ\text{C}$, $P = 1.3\text{ kb}$), high-middle temperature ($T = 450\text{--}300^\circ\text{C}$, $P = 0.54\text{--}0.48\text{ kb}$) and middle-low temperature ($<300^\circ\text{C}$). Under the cooling of a hypogene ore-magmatic system a sulfur and oxygen fugacity of unloading fluid are decreased ($f_{\text{S}_2} = 10^{-5}$ at 500°C and $10^{-13.5}$ at 250°C , $f_{\text{O}_2} = 10^{-21}$ at 500°C and 10^{-38} at 250°C) and of its alkalinity is increased from acidic to lower alkaline ($\text{pH} = 5$ at 350°C and $\text{pH} = 8$ at 150°C). It caused the increasing of Au content in ores from earlier to later stages.

Key words: *copper-cobalt deposit, noble metals, uranium, metasomatites, propylite, mineralization stages, geothermometers.*