

Учреждение Российской академии наук  
Геологический институт КНЦ РАН

Российское минералогическое общество  
Кольское отделение

# ПИРРОТИНОВОЕ УЩЕЛЬЕ

Всероссийская научно-практическая конференция  
«Уникальные геологические объекты  
Кольского полуострова»

г. Апатиты, 27-29 июня 2011 г.

Учреждение Российской академии наук  
Геологический институт КНЦ РАН  
Российское минералогическое общество  
Кольское отделение

**ВСЕРОССИЙСКАЯ  
НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ**

**УНИКАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ  
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА:  
ПИРРОТИНОВОЕ УЩЕЛЬЕ**

**Апатиты, 27-29 июня 2011 г.**

Апатиты, 2011

ISBN 978-5-902643-12-8

УДК 553.411'435 + 553.661.2 (470.21)

**Уникальные геологические объекты Кольского полуострова: Пирротиновое ущелье.** Труды Всероссийской научно-практической конференции. Апатиты, 27-29 июня 2011 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К & М, 2011. 92 с.

В сборнике опубликованы статьи по материалам докладов, представленных на Всероссийскую научно-практическую конференцию «Уникальные геологические объекты Кольского полуострова: Пирротиновое ущелье», посвящённую обсуждению новых данных по геологии и минералогии золоторудных проявлений Имандра-Варзугской структурной зоны. Среди них выделены и в ряде статей охарактеризованы четыре типа рудопроявлений: колчеданный, медно-сульфидный, золото-теллуридный и золото-кварцевый. В целях сравнительного анализа привлечены материалы по золотосодержащим колчеданным месторождениям и рудопроявлениям Урала, в том числе древним аналогам современных «чёрных курильщиков». Издание представляет интерес для специалистов в геологии и минералогии рудных месторождений, а также студентов соответствующих специальностей.

Электронная версия: <http://geoksc.apatity.ru/print/files/pu.pdf>

Научный редактор: д.г.-м.н., проф. Ю.Л. Войтеховский  
Компьютерный дизайн: Н.А. Мансурова, А.А. Тележкин, Л.Д. Чистякова  
Фоторепортаж: Красоткин И.С., Серов П.А., Хитров С.А., Чернявский А.В.

© Коллектив авторов, 2011  
© Кольское отделение РМО, 2011  
© Геологический институт КНЦ РАН, 2011

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Кольский п-ов никогда ранее не рассматривался как золоторудная провинция, несмотря на то, что рудопроявления Оленинское, Няльм-1 и Няльм-2 в Пеллапахк-Оленинском рудном узле на северо-западе зоны Колмозеро-Воронья известны давно. Относительно недавно открыты золоторудные проявления Ю. Печенги, Пана-Куолаярвинской структуры (Кайралы, Курсуярви), Панареченской вулканотектонической структуры, р. Подманюк, р. Стрельна, руч. Ворговый... Ситуация меняется на наших глазах. Идёт быстрое накопление фактов. Каждое новое проявление не похоже на другие. По совокупности данных предварительно выделены четыре типа золоторудных проявлений: колчеданный, медно-сульфидный, золото-теллуридный и золото-кварцевый. Детальному рассмотрению имеющихся материалов была посвящена Всероссийская (с международным участием) научная конференция «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов», прошедшая 27-28 сентября 2010 г. в Геологическом институте КНЦ РАН и запомнившаяся яркой дискуссией.

В самое последнее время наше внимание привлекли колчеданные рудопроявления, которых немало в Имандра-Варзугской структурной зоне, протягивающейся вдоль оси Кольского п-ова. Разбросанные по площади и геологическому разрезу, они отмечались многими геологами, но до сих пор не были предметом пристального минерагенического анализа. Связь колчеданных и золоторудных проявлений в Имандра-Варзугской структурной зоне – новый акцент наших исследований, ради которого 27-29 июня 2011 г. Геологическим институтом КНЦ РАН и Кольским отделением РМО проведена Всероссийская научно-практическая конференция «Уникальные геологические объекты Кольского полуострова: Пирротиновое ущелье». Замечу, что этот акцент рекомендован нам участниками конференции 2010 г. С целью сравнительного анализа кольских колчеданных рудопроявлений с эталонными объектами для участия в нынешней конференции с пленарными докладами были приглашены уральские геологи. В настоящем сборнике все доклады опубликованы в порядке оглашения.

В названии конференции ярким символом значится «Пирротиновое ущелье», имя которому в начальный период освоения Хибин дал акад. А.Е. Ферсман. Тогда предполагалось, что цепь колчеданных месторождений вдоль южного контакта Хибин с серией Имандра-Варзуга обеспечит серной кислотой промышленность Ленинграда и Ленинградской обл. Считалось, что месторождения образовались в результате переотложения вещества, ранее рассеянного в толще эффузивно-осадочных пород, на контакте с внедрившейся интрузией. Актуальность практического использования хибинских колчеданов отпала в середине 1940-х, примерно тогда же большинством геологов отвергнута и гипотеза активного влияния интрузии на их формирование. Ныне оно считается минимальным и сводится лишь к ороговикованию боковых пород. Акцент научного исследования сместился на выяснение природы колчеданов и связи с ними золотого оруденения. В определённом смысле Пирротиновое ущелье – символ смены исторических эпох, государственных запросов и научных акцентов.

С сожалением отмечаю, что в сборник не вошли увлечённые высокопрофессиональные дискуссии в зале заседаний и на геологических объектах. Фотолетопись компенсирует этот недостаток лишь в малой мере. Конференция вызвала общественный резонанс в Апатитах и Кировске – городах, изначально ориентированных на горнорудную промышленность. Об этом свидетельствует статья в региональной газете «Хибинский вестник». Конференция поставила перед геологами Кольского п-ова множество вопросов. Но ведь правильно сформулировать вопросы – важный этап научного исследования. Очень надеюсь, что результаты не заставят себя ждать, а предлагаемый сборник будет интересен геологам-рудникам и полезен студентам соответствующих специальностей.

Директор Геологического института КНЦ РАН  
Председатель Кольского отделения РМО  
Д.г.-м.н., проф.

Ю.Л. Войтеховский

## ИСТОРИЯ ОСВОЕНИЯ ХИБИНСКИХ ПИРРОТИНОВ

Красоткин И.С.<sup>1</sup>, Войтеховский Ю.Л.<sup>2</sup>, Лесков А.Л.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Кольский филиал Петрозаводского госуниверситета

<sup>2</sup> Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

<sup>3</sup> ОАО «Апатит», г. Кировск; woyt@geoksc.apatity.ru

*В статье рассказано об истории освоения хибинских пирротинов, инициированного акад. А.Е. Ферсманом в предвоенные годы в связи с нехваткой серной кислоты для целого ряда производств быстро развивавшейся экономики г. Ленинграда и Ленинградской обл. В настоящее время такая постановка вопроса не актуальна. Но по-прежнему интересными остаются вопросы генезиса колчеданного оруденения в зеленокаменных породах серии имандра-варзуга. Следы геологоразведочных работ: карьеры, штольни, канавы, штабели пирротина, не вывезенные в своё время... – всё это представляет собой памятник эпохи социалистического строительства 1920-30-х гг., имеет несомненную историческую и познавательную ценность.*

Техническая политика горно-химического треста «Апатит» в 1930-х гг. (управляющий В.И. Кондриков, зам. по научной работе акад. А.Е. Ферсман, зам. по геологоразведочным работам А.Н. Лабунцов) была направлена на разведку и комплексное использование различных объектов Кольского минерально-сырьевого комплекса [1, 4, 5, 11]. Одним из них – хибинский пирротин. Интерес к нему был вызван потребностью в серной кислоте, которая была нужна в целом ряде технологических процессов на предприятиях будущего Северного химического комбината: производстве суперфосфата, фосфорной кислоты, титановых белил, сульфатов, силикагеля, гидрометаллургической переработке молибденитовых и ловчорритовых руд [1, 6]. Важность проблемы видна из того, что материалы регулярно докладывались С.М. Кирову и Г.К. Орджоникидзе. История хибинских пирротинов подробно отражена в изученных авторами документах (протоколы технических совещаний, служебные записки, отчёты, договора и др.), находящихся в филиале ГОУ «Государственный архив Мурманской обл.» в г. Кировске [8-10], а также в Хибинских сборниках [1-6] и масштабных отчётах [11, 13].

В истории геологических исследований хибинских пирротинов можно выделить три периода [13]: 1920-1929, 1930-1935 и 1939-1941 гг. В первый период поисковые работы вели отряды Академии наук. Во второй период поисковые, геофизические и разведочные работы проводились Ленинградским геологоразведочным трестом (ЛГРТ), а в 1933 г. были переданы комбинату «Апатит». Обширными геофизическими, геолого-поисковыми и геологоразведочными работами пирротиновое оруденение было установлено в трёх районах: 1) Восточные пирротины (Пирротиновое ущелье и район р. Ловчорройок), 2) Западные пирротины (ЮЗ подножье г. Тахтарвумчорр), 3) Аномальный район – ст. Апатиты-Титан.

### Хроника геологоразведочных работ

Хибинский щелочной массив на юге и юго-западе соприкасается с разнообразными древними метаморфическими зеленокаменными породами свиты Имандра-Варзуга. Впервые обратил внимание на этот контакт геолог Н.Г. Кассин, обследовавший по заданию Геолкома полосу вдоль только что построенной Мурманской ж.д. в 1917 г. Маршрутное исследование южной контактной полосы на участке длиной 25 км и шириной до 1.5 км проведено в 1923 г. отрядом Академии наук под руководством Б.М. Куплетского. Вдоль южных склонов г. Ловчорр обследован ряд ущелий с обнажениями умптекитов и ороговикованных сланцев, обогащённых пирротином. Одному из них было дано название Пирротиновое ущелье (рис. 1).

Обогащение пирротином отмечено на контакте роговиков и хибинитов. Аналогичные структуры обнаружены в южных контактах Айкуайвенчорра и Тахтарвумчорра [1]. Впоследствии пирротин был обнаружен Б.Н. Куплетским и в центральной сульфидной полосе Хибинских тундр от ущелья Рисчорр до Лопарского перевала. В 1929 г. А.Н. Лабунцовым произведено специальное маршрутное обследование южной и юго-западной зоны Хибинских тундр с целью выявления наиболее богатых скоплений пирротина. В Пирротиновом ущелье им установлены и оконтурены три значительных выхода сланцеватой роговиковой породы, обогащённой пирротином, со средним содержанием серы 17-22 % (т.е. до 50 % пирротина), причём на небольших участках содержание пирротина в породе достигало 70 %.

В 1930 г. трест «Апатит» привлек к геологоразведочным работам по пирротину ЛГРТ. Летом 1930 г. в районе Ловчорра и Айкуайвенчорра работали геологические партии под руководством геологов П.М. Мурзаева, С.И. Денисова, А.С. Амеландова (рис. 2). Выполнена геологическая съёмка в масштабе



Рис. 1. Район работ Пирротиновой ГРП в 1933 г. [8].

## ПИРРОТИНОВОЕ УЩЕЛЬЕ

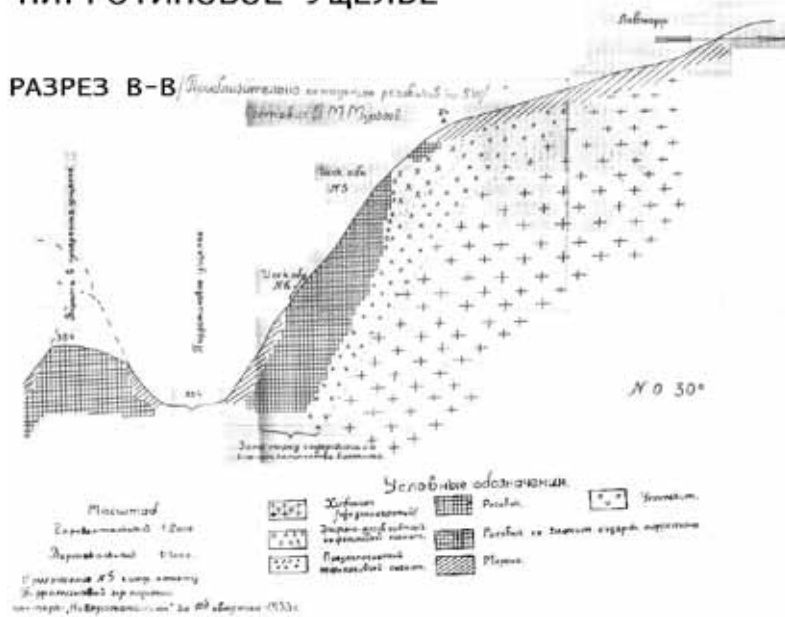


Рис. 2. Пирротиновое ущелье. Геологический разрез выполнен П.М. Мурзавым в 1933 г. [8].

велись крайне неудовлетворительно – до конца 1932 г. пройдены лишь четыре шурфа, два из которых обнаружили значительное пирротиновое оруденение, пробурена одна скважина, не обнаружившая руды. Впоследствии разведочные работы проводились ЛГРТ и на западном участке в районе южного подножия Тахтарвумчорра.

В апреле 1933 г. при горно-химическом тресте «Апатит» организовано Управление (Контора) по освоению новых месторождений полезных ископаемых Кольского п-ова «Новопроемапатит» – нач. управления Л.Б. Антонов, зав. отделом химического сырья, непосредственно отвечающий за пирротиновую проблему, С.В. Константов. Документы 1933-35 гг. свидетельствуют о том, что в этот период он играл главную роль во всех вопросах, связанных с хибинскими пирротинами [8]. По акту, все работы по пир-

1:25000, а непосредственно в контакте восточнее Пирротинового ущелья (в районе р. Ловчорройок) обнаружены ещё два коренных выхода роговиков, обогащённых пирротинном. Ввиду того, что южная приконтактная полоса шириной около 500 м покрыта ледниковыми наносами, в 1931 г. по предложению треста «Апатит» ЛГРТ организовал электроразведку в южной части Хибинских тундр в районе Пирротинового ущелья и к востоку от него под руководством С.Я. Лиогенького. Обнаружены четыре аномалии, залегающие в юго-восточном направлении под ледниковыми наносами на глубине до 30 м, длиной 300-500 м и шириной около 40 м каждая. В 1932 г. на этих аномалиях ЛГРТ организовал разведочные работы, которые

ротину были переданы от ЛГРТ непосредственно «Апатиту». Были проведены масштабные разведочные и геофизические (электро- и магниторазведка) работы, закончившиеся в 1935 г. Организована Пирротиновая партия, затем переименованная в Южно-Хибинскую комплексную группу (нач. И.И. Соболев). В разные годы в ней работали геологи В.Н. Годовиков, Д.Н. Михалёв, М.Н. Джаксон, В.К. Котульский, Г.С. Пронченко, О.Е. Суровцева, В.И. Котельников и др.

В комплексной группе было 102 человека, но руководство считало, что этого недостаточно, и требовало еще 50 рабочих. Для доставки продовольствия и вывоза руды из Пирротинового ущелья были затребованы 22 лошади, поставлены буровые, жилые палатки для рабочих, построены хозяйственные помещения (склады, пекарни, конюшня, бани, кузницы и др.), проложены дороги и зимники. Работа кипела летом и зимой, в документах даже появился термин «Пирротинстрой» (рис. 3, 4). В Восточном районе работы проводились в Пирротиновом и Аномальном ущельях, а также в долине Ловчоррйока [11].



Рис. 3. Восточный район. Буровая на Ловчоррйокском участке. 1933 г. Из фондов музея ОАО «Апатит».



Рис. 4. Пирротиновое ущелье. Штольня № 5. 1933 г. Из фондов музея ОАО «Апатит».

В Пирротиновом ущелье был разведан штольнями самый богатый в массиве рудный выход (линзы-раздувы чётковидной сульфидной жилы мощностью 2-11 м) с содержанием серы до 28 %. На крутом северном склоне на высоте от 3 до 55 м над тальвегом были пройдены пять штолен с рассечками общей протяжённостью около 130 м (штольни №№ 1 и 2 – силами Пирротиновой партии ЛГРТ под руководством Д.Н. Михалёва). По заданию треста «Апатит» в декабре 1932 г. здесь было добыто около 180 т пирротиновой руды, после разборки и сортировки 44 т руды с содержанием серы 25-27 % отправлены на завод «Красный Химик» в г. Ленинград для технологических испытаний. Работы в Пирротиновом ущелье затруднялись глубоким снежным покровом, снежными обвалами (зимой 1932-33 гг. участок трижды заваливало) и трудностями с доставкой продовольствия (рабочие по три дня сидели без хлеба).

Для разведки выявленных аномалий в Аномальном ущелье и долине р. Ловчоррйок были пройдены 10 канав по коренным породам 8-37 м длиной и 3-8 м глубиной, 12 шурфов 6-13 м глубиной и 3 буровые скважины на глубину 56-75 м. Все работы в Восточном районе были завершены в 1934 г. Суммарные запасы по всем аномалиям составили 290 тыс. т руды при содержании серы 13-21 %. Было признано, что пирротины Восточного района не имеют существенного промышленного значения.

Основные разведочные работы переместились в 1933-35 гг. в Западный район к югу от массива Тахтарвумчорр вблизи железной и автомобильной дорог [11]. Месторождение «Западные пирротины» расположено в ЮЗ предгорьях Хибинских тундр на абс. отметках 150-300 м и представляет собой ряд линзообразных залежей, расположенных на контакте пород свиты Имандра-Варзуга с щелочными породами г. Тахтарвумчорр (рис. 5). Длина Западной пирротиновой дуги 6 км, ширина 0.5-2.5 км. Наблюдается приуроченность к обособленным участкам, в пределах каждого участка аномалии, за редким исключением, расположены субпараллельно друг другу. Выделяются 4 участка [11]: Основной, Центральный, Тахтинский и аномалия № 29. Электроразведкой здесь выявлены 27 аномалий протяжённостью 150-1450 м, пройдены (по коренным породам) 40 канав длиной 4-40 м и глубиной 3-8 м (рис. 6), 12 шурфов глубиной 3-8 м и 10 буровых скважин глубиной 30-110 м. Суммарные запасы по разведанным залежам Западного района со-



Рис. 5. Схема месторождения «Западные пирротины».



Рис. 6. Западный район. Проходка канавы. 1933 г.  
Из фондов музея ОАО «Апатит».

ставили по всем категориям (А, В, С) 3 млн. 972 тыс. т руды со средним содержанием 16.8 % серы [10]. Запасы в ГКЗ не рассматривались. Объем работ за 1933-35 гг. по обоим районам составил: колонковое бурение – 1095 м, канавы – 5900 м, шурфы – 1500 куб. м, штольни – 335 м, геологическая съёмка – 52.5 кв. км, электроразведка – 57.5 кв. км, общие затраты – 1.8 млн. руб. В Западном районе отобраны технологические пробы руды, направленные в Центральную испытательную станцию треста «Апатит» и на завод «Красный Химик». В 1935 г. разведочные работы были остановлены, а промышленная добыча так и не начата. Вероятной причиной стали альтернативные источники серы: уральские колчеданы, пиритовые концентраты из полиметаллических руд Кавказа и Казахстана и перспективы переработки медно-никелевых руд Монче-тундры.

Интерес к хибинским пирротинам вновь возник в 1939 г., когда химическая промышленность Ленинграда стала испытывать дефицит серной кислоты ввиду резкого увеличения производства в III пятилетке. Акад. А.Е. Ферсман в газете «Кировский рабочий» сформулировал новую задачу: «... Претендентов на серную кислоту гораздо больше, чем могут дать её отходы газов на Мончегорском никелевом комбинате. Для успешного решения этого вопроса надо привлечь пирротины Хибинского кольца ...» [12]. По заданию Наркомата химической промышленности комбинат «Апатит» возобновил работы по разведке, добыче и технологическим испытаниям хибинских пирротинов на Западном участке. Объем работ 1939-1940 гг. был значительно меньше, чем в 1933-35 гг.: канавы 637 м<sup>3</sup>, шурфы 421 м<sup>3</sup>, колонковое бурение 230 пог. м. Основные усилия и средства направлялись на строительство и добычу руды [13]. От шоссе Апатиты – Кировск были проложены две дороги длиной 5 и 4 км на Основной и Центральный участки. Сформирована промзона Пирротинстрой: стандартный двухэтажный дом на 150 чел., барак на 40 чел., компрессорная, слесарка, кузница, конюшня, кухня, баня (рис. 7). Количество работающих составляло несколько сотен человек. В карьере Основного участка добыто 2 тыс. т руды с содержанием серы 14-21 %. В карьере Центрального участка добыта 1 тыс. т руды с содержанием серы 22 % для опытного обжига без обогащения. На том





Рис. 7. Западный район. Рабочий посёлок Пирротинстрой. 1939 г. Из фондов музея ОАО «Апатит».

же участке была начата штольня сечением  $3.15 \times 2.5$  м для подготовки к эксплуатации вышележащей части месторождения. Тогда же составлен паспорт пирротинового месторождения заведующим петрографическим кабинетом комбината проф. П.Н. Чирвинским и проверен главным геологом В.А. Афанасьевым [10]. Уточнённые запасы руды по категориям А, В и С на Западном участке составили 4.38 млн. т при содержании серы 16-21 %. Общие затраты на разведку и добычу хибинских пирротинов в 1930-1940 гг. составили 2.99 млн. руб., из них 1.21 млн. руб. – в 1939-1940 гг.

### **Технологические испытания пирротинов**

Серную кислоту можно получить из различного сырья: элементарной серы, пирита, газов металлургического производства, сероводорода, сульфатов, хвостов флотации и др. [3, 7]. На различных этапах экономического развития страны соотношение между видами сырья изменялось. В 1930-е гг. дефицит серной кислоты реально выдвинул в качестве сырья пирротины. В 1933 г. пробный обжиг хибинского пирротина (44 т) проведён на ленинградском заводе «Красный Химик» и дал удовлетворительный прогноз его использования. В 1939-40 гг. крупные партии хибинской пирротиновой руды, добытой в карьере Основного участка Западного района, испытывались ЦИС комбината «Апатит» как объект флотационного обогащения. Хибинская пирротиновая руда относится к труднообогатимым вследствие весьма тонкого прораствания пирротина и кварца при наличии на поверхности сульфидов силикатной пленки, что было установлено проф. П.Н. Чирвинским. На Ловчорритовой обогатительной фабрике были проведены полупромышленные испытания комбинированной технологической схемы обогащения 4 проб пирротиновой руды [13]. Вес одной пробы составлял 269-313 т, выход концентрата 30-35 %, содержание серы в исходной руде 14-15 %, в концентрате 25-27 %, в хвостах 8-10 %, извлечение серы в концентрат 55-66 %. Комбинированная схема обогащения включала дробление руды, последующее измельчение в замкнутом цикле с классификатором, основную флотацию и три перечистки концентрата. Вместо контрольной флотации хвостов применялся гравитационный процесс на концентрационных столах, причём полученный промпродукт направлялся в мельницу. Флотация проводилась в кислой среде при следующих расходах флотационных реагентов: сосновое масло 30-80 г/т, этиловый ксантогенат калия 0.3-0.6 кг/т, серная кислота 0.5-1.0 кг/т. Использованные в испытаниях пробы носили случайный характер: 500 т концентрата поступили на завод «Красный Химик» и подверглись обжигу – получен положительный технологический результат. В декабре 1939 г. в карьере Восточного района была добыта 1 тыс. т руды с содержанием серы 22 %. Её обжиг без обогащения на Воскресенском хи-

мическом заводе также дал хорошие результаты [9]. Тем самым подтвердилась возможность применения хибинских пирротинов как сырья сернокислотного производства.

### Промежуточные итоги

В геологических отчётах [13] поднимаются вопросы метаморфического генезиса хибинских пирротинов на контакте эффузивно-осадочных пород свиты Имандра-Варзуга с Хибинским щелочным плутоном. Линзы пирротинов на западном участке расположены грубо-параллельно контакту на расстоянии от 50 м до 2.5 км. Сульфиды железа здесь представлены пиритом в большем количестве, чем считалось до разведок 1939-1940 гг. Превращение пирротина в пирит обусловлено мощным метаморфическим воздействием щелочной магмы. Химические анализы подтверждают сложный характер минерализации: соотношение железа и серы в пробах колеблется в пределах 1.12-1.69 против 0.88 в пирите и 1.77 в пирротине, но преобладает все-таки пирротин. По текстуре выделяют преобладающие брекчиевидные и полосчатые разновидности. Рудные тела покрыты моренами и имеют протяжённость от 100 до 900 м при мощности 0.7-5 м.

27 апреля 1941 г. в Ленинграде состоялось заседание выездной сессии ГКЗ, в которой принимали участие геолог ОАО «Апатит» В.И. Котельников и профессора П.М. Татаринев, Б.Г. Багратуни и М.П. Русаков, который дал экспертное заключение [13]. Методика подсчёта запасов не удовлетворила комиссию. Постановление Госплана от 10.02.1941 потребовало считать балансовыми руды с содержанием серы более 25 %, при содержании серы от 15 до 25 % считать руды внебалансовыми, а руды с содержанием серы менее 15 % не учитывать. Перевод внебалансовых руд в балансовые возможен только при положительных результатах технологических испытаний, которые вызвали у членов ГКЗ большие сомнения. Но всё же было признано, что месторождение «Западные пирротины» заслуживает дальнейшей разведки и изучения. Пирротиновая руда с содержанием серы 30 % была признана приемлемым суррогатом пиритовой руды с содержанием серы 45 % при весовом соотношении 1.63 т пирротина против 1 т пирита.

### Поиски прошлого

В настоящее время вопрос использования хибинских пирротинов для производства серной кислоты не актуален. Никаких работ по хибинским пирротинам больше не проводилось. Наша неформальная группа в рамках исследования истории хозяйственного освоения Хибин совершила в 2005 г. несколько экскурсий в Пирротиновое ущелье, которое вытянуто на 1 км с запада на восток, ширина по тальвегу около 50 м, высота склонов до 100 м над дном ущелья. Еще в 1980-х гг. один из авторов (А.Л.) встречал разрозненные остатки инфраструктуры «Пирротинстроя» в ущелье и районе р. Ловчоррйок: деревянные срубы, брёвна, канавы и пр. Сегодня ничего этого нет: единственный артефакт – железный лом, найденный авторами в Меридиональной долине, где предположительно размещались рабочие Пирротиновой партии.

Крутые склоны ущелья частично осыпались, размыты водой, густо заросли мелкоколесьем, и распознать издали разведочные выработки, канавы, шурфы можно лишь в осенний период, когда нет листвы. На северном склоне ущелья ярко выделяются охристые отвалы породы (до 50 м длиной и 30 м шириной по низу). По ним можно добраться до входа в штольни №№ 1 и 3 (рис. 8), расположенные примерно на одной вертикали. Входы в штольни №№ 2, 4 (самая верхняя в 55 м над тальвегом) и 5 (самая нижняя в 3 м над тальвегом) завалены породой. Штольня № 1 (в 41 м над тальвегом) 10 июля 2005 г. в жаркую сухую погоду почти до самого верха была



Рис. 8. Пирротиновое ущелье. Штольня № 3. Июль 2005 г.



Рис. 9. Пирротиновое ущелье. Один из авторов (Ю.В.) на отвале пирротиновых штолен. Июль 2005 г.



Рис. 10. Карьер Центрального участка, в 1940 г. здесь добыта 1 тыс. т руды.



Рис. 11. Карьер Основного участка, в 1940 г. здесь добыто 2 тыс. т руды.

заполнена водой. Проникнуть в штольню № 3 (в 23 м над тальвегом) удалось, лишь раскопав вход. Она представляет собой полость 6 × 8 м в трещиноватом скальном монолите с крутыми плотными каменными стенками высотой около 2 м (роговик), по которым сочится вода. В нижней части отвалов находятся куски пирротиновой породы размером в основном до 20-30 см – следы сортировки руды 1933 г. (рис. 9). Неподалеку лежат два аккуратных штабеля пирротина примерно по 10 т каждый, с 1933 г. они ожидают отправки на завод «Красный Химик». Вниз по р. Пирротиновой и р. Айкуайвенйок до Коашвинской дороги не удалось обнаружить следов зимника, по которому в январе 1933 г. на лошадях вывезли 44 т пирротина – лишь короткий отрезок в несколько сотен метров у моста вдоль шоссе.

В некоторых кусках пирротина обнаружены светлые корочки глинистых минералов и сульфатов железа. Были обследованы также две канавы-расчистки длиной по 10 м каждая и шириной 2 м, находящиеся на склоне в 300 м к западу от линии штолен и в 20 м над тальвегом, пройденные по контакту роговиков (снизу) и нефелиновых сиенитов (вверху). Здесь пирротины покрыты разноцветными охристыми корками гидроксидов железа (белые, серые, зеленые, жёлтые, красные, коричневые), на которых выросли прозрачные кристаллы – розочки гипса.

В ноябре 2006 г. и в июне 2011 г. мы посетили бывшую промплощадку «Пирротинстрой», находящуюся у подножия Тахтарвумчорра в 1 км к СВ от АНОФ-2. На месте вырубленного леса поднялась густая поросль, кое-где сохранились фрагменты старых дорог. Штольню центрального участка едва можно различить на оплывшем склоне. Вот карьер Центрального участка, где было добыто 1 тыс. т руды (рис. 10). На его стенках – разноцветные корки выветривания. Внушительную картину представляет главный карьер на Основном участке (рис. 11) длиной 100 м, шириной 15 м и глубиной до 10 м (дал 2 тыс. т руды). К нему ведёт главная дорога, проложенная в 1939 г. и недавно подновлённая в связи с предполагаемым строительством горнолыжного комплекса на Тахтарвумчорре. В этом районе в 1939-1940 гг. располагался посёлок Пирротинстрой.

Пирротиновое ущелье и Западная пирротиновая дуга представляют собой памятник эпохи социалистического строительства 1930-х гг. и, несомненно, имеют историческую и познавательную ценность, а также являются интересными геологическими объектами.

Авторы выражают благодарность директору ФГОУ «ГАМО» в г. Кировске М.Д. Петровой, сотруднику того же архива В.М. Тарасюк и директору музея ОАО «Апатит» Т.Г. Барановой за подбор архивных материалов.

### Список литературы

1. Лабунцов А.Н. Пирротин Хибинских тундр // V Хибинский сб. Л.: Госхимтехиздат, 1933. С. 180-189.
2. Годовиков В.Н., Михалев Д.Н. Материалы по пирротиновым месторождениям южного склона Хибинского массива // V Хибинский сб. Л.: Госхимтехиздат, 1933. С. 189-202.
3. Седлис В.О. Пирротин в качестве сырья для серноокислотной промышленности // V Хибинский сб. Л.: Госхимтехиздат, 1933. С. 202-210.
4. Кондриков В.И. Редкие элементы Хибин // V Хибинский сб. Л.: Госхимтехиздат, 1933. С. 3-6.
5. Ферсман А.Е. Редкие элементы в щелочных массивах Кольского п-ова // V Хибинский сб. Л.: Госхимтехиздат, 1933. С. 6-15.
6. Соловьянов Г.Н., Маркова Н.Н. К вопросу планирования научных исследований по Кольскому промышленному комплексу // V Хибинский сб. Л.: Госхимтехиздат, 1933. С. 210-224.
7. Кожевников И.Ю., Менковский М.А., Равич Б.Н. Металлургия, технология угля и неметаллических полезных ископаемых. М.: Недра, 1980. 327 с.
8. Ф. № 179 ФГОУ «ГАМО», г. Кировск. Оп. № 1, д. №№ 93, 94, 98, 150, 191, 195, 197, 307, 440, 555, 557 за 1932-35 гг.
9. Ф. № 179 ФГОУ «ГАМО», г. Кировск. Оп. № 11, д. № 341 за 1939 г.
10. Паспорт «Восточные и Западные пирротиновые месторождения Хибинских тундр». Всес. геол. фонд, Главгеология НКТП СССР, 1939. Ф. № 179 ФГОУ «ГАМО», оп. № 11, д. № 339.
11. Константов С.В., Соболев И.И., Суровцева О.Е. Отчёт о геолого-разведочных работах на сульфиды железа в 1931-34 гг. Южный контакт Хибинского массива. Р-н Айкуайвенчорр – Вудъяврчорр – Тахтарвумчорр. Фонды Геол. ин-та КНЦ РАН, 1935. 408 с.
12. Ферсман А.Е. Научные конференции и совещания по проблемам Кольского п-ова // Кировский рабочий. № 180 от 8 августа 1939 г.
13. Фонд № 179 ФГОУ «ГАМО», г. Кировск, оп. № 11, д. №№ 350-352, 354 за 1941 г.

## КОЛЧЕДАННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ: СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Масленников В.В.

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, mas@mineralogy.ru

*В статье рассмотрены основные проблемы теории колчеданообразования, включающие противостояние модели «чёрных курильщиков» и металлоносных рассолов. Показана важная роль литогенеза, режимов магматизма и вулканизма в формировании разнообразных месторождений колчеданного семейства. Статья написана автором по результатам 35-летних исследований колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Кавказа, Тувы, Понтийского (Турция) и Иберийского (Испания) поясов, провинций Хокуроко (Япония), Брансвик (Канада), Ред Маунтин (Тасмания) и др.*

Модель колчеданообразования считается одной из самых разработанных в теории формирования рудных месторождений. В последнее время появилось мнение, что колчеданные месторождения хорошо изучены и гидротермально-осадочная модель их происхождения очевидна. С этим можно согласиться лишь отчасти. Углублённое изучение колчеданных месторождений ставит много вопросов и выявляет крупные проблемы, касающиеся процессов и условий древнего и современного колчеданообразования и их влияния на окружающую природу. Не до конца решены вопросы соотношения магматизма, вулканизма, литогенеза и метаморфизма с колчеданообразованием. Очень мало известно о взаимодействии колчеданообразующих систем с гидросферой. Особенно это касается диагенеза, включая гальмиролиз и биогенез сульфидных и металлоносных отложений. Не объяснены причины минералогического и геохимического разнообразия месторождений колчеданного семейства. Колчеданные месторождения привлекают внимание как возможный генератор жизни на Земле. Но не выяснены причины заселения одних колчеданообразующих систем гидротермальными сообществами организмов и их полное отсутствие на других колчеданных месторождениях.

Цель этой статьи – кратко рассмотреть современные проблемы колчеданообразования и наметить пути их решения. Основные выводы основаны на результатах 35-летних исследований колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Кавказа, Тувы, Понтийского (Турция) и Иберийского (Испания) поясов, провинций Хокуроко (Япония), Брансвик (Канада), Ред Маунтин (Тасмания) и др. За эти годы автору посчастливилось посетить многие колчеданные месторождения мира в рамках проекта ЮНЕСКО IGCP-502 и Президиума РАН, посвящённого глобальному сравнению колчеданных месторождений. Важным для понимания процессов колчеданообразования стал опыт изучения минералогии и геохимии современных систем Атлантического и Тихого океанов. Полученные данные позволяют автору поделиться соображениями о проблемах колчеданообразования.

### Проблемы генезиса колчеданных месторождений

В последние десятилетия определилась ведущая роль гидротермально-осадочных процессов в формировании колчеданных месторождений. Гидротермально-осадочные гипотезы на первом этапе подтвердились обнаружением металлоносных рассолов и сульфидных отложений в Красноморском рифте, на втором – открытиями придонных сульфидных построек – «чёрных курильщиков» в современных океанических рифтах и задуговых бассейнах. Эти открытия, казалось бы, должны были окончательно ответить на вопросы генезиса древних колчеданных месторождений. Но в последнее время обозначилась проблема противостояния двух концепций гидротермально-осадочного колчеданообразования – модели «красноморских рассолов» и модели «чёрных курильщиков».

В соответствии с первой, гидротермальной хемогенно-осадочной моделью, отложение руд представляется в виде выпадения сульфидного «снега» на дно рассольного бассейна. Предполагается, что зональность рудных залежей формировалась последовательным отложением сульфидных илов из флюидов, первоначально обогащённых Fe, затем Cu и Zn [44, 48]. В связи с этим считается, что пиритовые руды более древние, чем халькопиритовые, а последние более древние, чем сфалеритовые [1, 42]. Сторонники «красноморской» модели ссылаются на пластообразную форму большинства рудных тел, наличие тонкой слоистости, залегание среди чёрных сланцев – индикаторов бескислородных бассейнов, а также указывают на обнаружение высококонцентрированных рассолов во флюидных включениях гидротермальных минералов [30, 47, 48]. Одним из главных аргументов в пользу формирования гигантских колчеданных месторождений исключительно в бескислородных бассейнах является присутствие в

рудоконтролирующих горизонтах чёрных сланцев [36]. Но делать выводы о бескислородных условиях осадконакопления по присутствию чёрных сланцев – слишком смелое предположение. Органические илы успешно сохраняются в различных обстановках осадконакопления, в том числе на шельфе открытого океана, где накопление органического вещества опережает его окисление. Это, например, может происходить в шельфовой зоне кислородного минимума на глубинах  $1 \pm 0.4$  км и в районах газовых просачиваний и гидротермальной деятельности. Попытки доказать рассольный характер бассейнов по флюидным включениям, содержащим более высокие концентрации NaCl, по сравнению с морской водой [47], наталкиваются на ряд других, не менее успешных интерпретаций, среди которых наиболее интересны модели сепарации флюидов. Ключевой проблемой является диагностика природы слоистых сульфидов, которые нередко считаются хемогенными сульфидными осадками, а на самом деле представляют собой диагениты – продукты диагенеза сульфидных турбидитов рудокластического происхождения, полностью утратившие облик первичных обломочных осадков [21]. Модель «металлоносных рассолов» не находит подтверждения при анализе вулканогенно-осадочных ассоциаций. Ассоциация значительной части колчеданных месторождений с вулканогенно-яшмовыми и вулканогенно-карбонатно-яшмовыми комплексами свидетельствует об окислительных условиях, существовавших в большинстве колчеданноносных бассейнов. Более того, установлено, что вулканогенно-черносланцевые ассоциации колчеданных месторождений почти никогда не встречаются в «чистом» виде [21]. Нередко в тех же рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтах встречаются прослои известняков, насыщенных фауной, апосульфидных яшм (госсанитов) и барититов. Эти породы свидетельствуют об окислительных условиях седиментации, неблагоприятных для отложения сульфидных руд по модели «металлоносных рассолов».

Сторонники модели «чёрных курильщиков» обращают внимание на холмообразную форму некоторых колчеданных залежей [14, 19-21, 23], на обнаружение пригидротермальной фауны, требующей присутствия кислорода [1, 17, 40], а также наличие рудокластических отложений [10] и продуктов субмаринного окисления или гальмиролиза сульфидных и сульфидно-гиалокластитовых осадков [20]. Важным аргументом сторонников второй модели является обнаружение труб «чёрных курильщиков». Они были выявлены на некоторых колчеданных месторождениях кипрского [43], уральского [19-21, 26, 38] и куроко [31, 45, 46] типов. В ряде работ показано, что существенное влияние на разрушение колчеданных залежей оказывали процессы подводного окисления или гальмиролиза [3, 20, 23, 35]. В противовес гидротермально-хемогенно-осадочной, модель «чёрных курильщиков» следовало бы назвать моделью донного гидротермального рудообразования. Но фрагменты «чёрных курильщиков» встречены не на всех колчеданных месторождениях. Это связано с рядом причин, которые требуют специального рассмотрения. Очевидно, колчеданообразующие системы разнообразны и могут формироваться как «чёрными курильщиками», так их серыми и белыми гомологами и диффузерами. До сих пор, за исключением разобренных определений, не разработана система моделей, характеризующих варианты физико-химических условий гидротермального колчеданообразования и, соответственно, определяющих разнообразие месторождений колчеданного семейства.

Колчеданные руды содержат многочисленные признаки замещения вмещающих пород и исходных руд более поздними сульфидами. В связи с этим, в последние годы активно развивается модель поддонного замещения осадков сульфидами. Появление этой модели нередко вполне обосновано, в других случаях, когда игнорируются признаки донного рудообразования (гидротермальные донные корки, трубы, рудокластиты), вызывает многочисленные вопросы.

### **Чёрные палеокурильщики**

Последние три десятилетия ознаменовались открытиями (более 100) на дне срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов высокотемпературных гидротермальных источников, формирующих трубы чёрных курильщиков. Минералогии современных чёрных курильщиков посвящены многочисленные публикации отечественных и зарубежных учёных. Все эти события сопровождались изучением минералогии древних колчеданных руд в Институте минералогии УрО РАН, где были найдены первые редкие свидетельства существования древних «чёрных курильщиков». Установлено, что, несмотря на общее сходство в минералого-геохимической зональности труб современных и древних «чёрных курильщиков», они имеют свои минералого-геохимические особенности, зависящие от состава подрудного субстрата. Определена корреляция между составами труб и составами рудовмещающих формаций. Показано, что по мере уменьшения в рудовмещающих структурах количества базальтов и нарас-

тания кислых вулканитов вероятность появления «чёрных курильщиков», богатых сульфидами железа, снижается, и их место занимают «серые курильщики», обогащённые Pb, Bi, Au, Ag, Te, Tl и обеднённые Co, Fe и Se. Предложена модель последовательного выщелачивания силикатов и выноса металлов из подрудных пород при «созревании» гидротермальных систем, сформированных в различных геодинамических обстановках. Показано, что «чёрные курильщики» обогащены элементами-примесями фемической специализации, «чёрные курильщики» древних колчеданных месторождений отражают влияние сиалического субстрата. Основные достижения по этому вопросу опубликованы в ведущих научных журналах таких, как Геология рудных месторождений, Известия РАН, Доклады РАН, Литология и полезные ископаемые, Литосфера, Геохимия, Записки Российского минералогического общества, Nature, Geology, Economic Geology, Paleontology, Geochemica and Cosmochemica Acta, Economic Geology Monograph и др. Наиболее полно материалы по минералогии и геохимии четырёх колчеданных месторождений (Яман-Касы, Сафьяновское, Александринское, Валенторское) представлены в монографии [26]. Важное значение для реконструкции физико-химических условий формирования курильщиков имели совместные работы с В.А. Симоновым. Вместе с тем, за прошедший период после выхода монографии получены новые минералогические данные по чёрным курильщикам фанерозоя, включая палеозой Урала и рудного Алтая, мезозой Понтийского островодужного пояса в океане Тетис и кайнозой провинции Хокуроко на о-ве Хонсю (Япония). Работы по изучению сульфидных труб «палеокурильщиков» и оруденелой фауны – неотъемлемая часть рудно-фациальных и палеоэкологических исследований. Сульфидные трубы, обнаруженные автором и коллегами в последние годы на более чем 25 фанерозойских колчеданных месторождениях мира [18, 26], – прямое доказательство природы сульфидных холмов как системы «чёрных, серых, белых палеокурильщиков» и диффузеров.

Большинство этих труб имеет минеральную зональность, сходную с зональностью труб современных чёрных и серых курильщиков. В строении труб обычно выделяются три главные зоны: А – оболочка, В – крустификация внутренней стенки трубы (обычно халькопирит), С – заполнение осевой части канала (обычно сфалерит и нерудные минералы). Типичные трубы представлены на рис. 1 и 2. Наружная часть оболочек труб чёрных курильщиков обычно сложена колломорфным пиритом. В средней части появляются марказит и псевдоморфозы марказита и пирита по субгедральному пирротину. Внутренняя часть оболочек

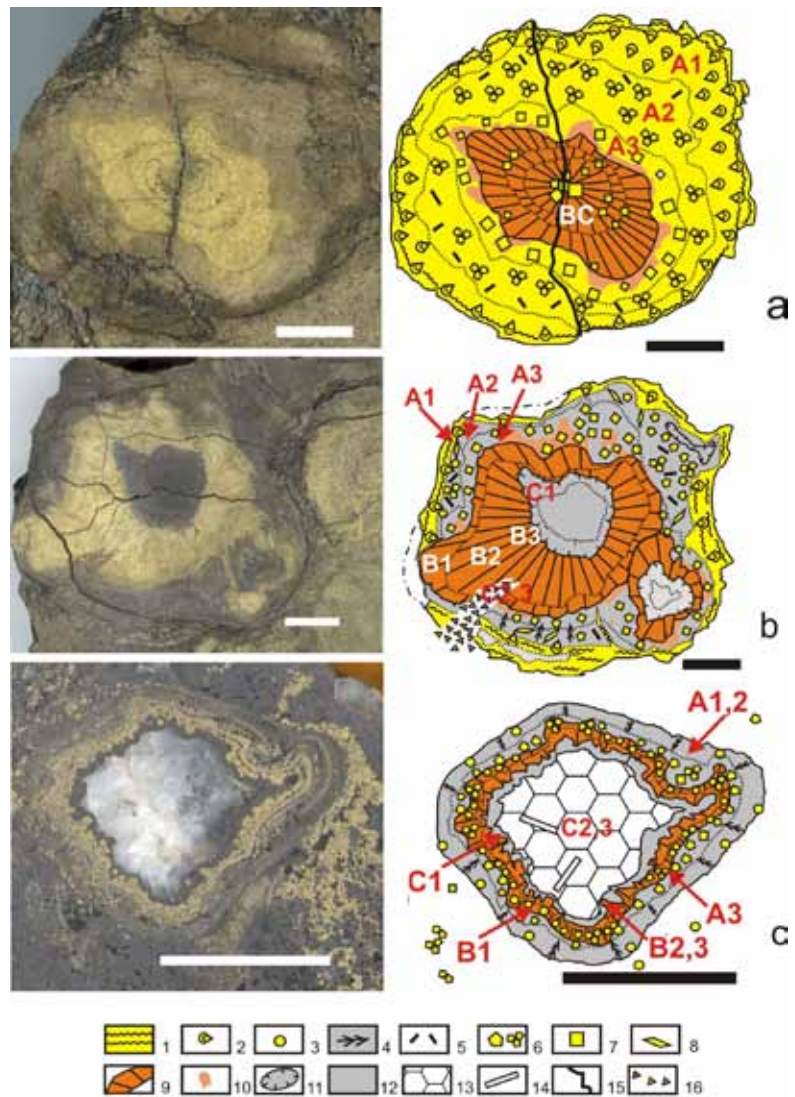


Рис. 1. Сульфидные трубы чёрных (а), серых (б) и белых (с) силурийских палеокурильщиков. Месторождение Яман-Касы, Ю. Урал. А1, А2 ... В1 – микрофациальные зоны и подзоны. 1-7 – пирит: 1 – колломорфный ламинарный, 2 – колломорфный почковидный, 3 – колломорфный глобулярный, 4 – дендритовидный в сфалерите, 5 – псевдоморфный по пирротину, 6 – субгедральный и ангедральный, 7 – эвгедральный; 8 – марказит; 9-10 – халькопирит: 9 – друзовый из каналов труб, 10 – метасоматический, 11-12 – сфалерит: 11 – друзовый, 12 – метасоматический, почковидный, пористый и др.; 13 – кварц; 14 – барит; 15 – трещина синрудная; 16 – микробрекчия синрудная.



Рис. 2. Трубки оруденелых палеовестиментифер: а – кварц-марказит-пиритовая (Яман-Касы, Ю. Урал); б – сфалеритовая (Лаханос, Понтиды); в – барит-галенит-пиритовая (Чейли, Понтиды); г – пирит-кварц-баритовая.

чек труб прекристаллизована с образованием эвгедрального пирита. Внутренние стенки труб инкрустированы агрегатами копьевидных кристаллов халькопирита. Осевые части каналов труб последовательно заполнены пиритом, миарказитом, сфалеритом и кварцем. Оболочки труб серых курильщиков обычно сложены сфалеритом или баритом. Каналы труб последовательно заполнены халькопиритом, сфалеритом, галенитом и баритом.

Установлен непрерывный классификационный ряд палеогидротермальных труб «чёрных курильщиков», включающий пирит-пирротин-изокубанитовый, пирит-марказит-халькопиритовый и марказит-барит-галенит-халькопирит-сфалеритовый типы. Выявлена смена акцессорной  $\text{Vi}$ -,  $\text{Ag}$ -,  $\text{Au}$ -,  $\text{Hg}$ -,  $\text{Pb}$ -теллуридной, сульфотеллуридной и сульфоарсенидной минерализации с самородным золотом по мере увеличения степени гальмиролиза труб от первого типа к последнему. Показано, что золото-колчеданно-полиметаллические месторождения баймакского (куроко) типа (Александринское, Октябрьское) сформированы преимущественно «серыми и белыми курильщиками» в условиях дефицита  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{CH}_4$  при высокой активности элементарной серы в интервале устойчивости галенит-теннантит-пиритовой ассоциации.

Показано, что сульфидные трубы фанерозойских «чёрных курильщиков», обнаруженные на колчеданных месторождениях типа куроко (алтайский и понтийский подтипы) отличаются от «курильщиков» других рудно-формационных типов преобладанием сульфосольных ассоциаций, что свидетельствует о более окислительных и низкотемпературных условиях минералообразования в гидротермальных колчеданоносных системах энсиалических островных дуг по сравнению с энсиматическими островными дугами и океаническими рифтами.

### **Палеогидротермальные оазисы и колчеданообразование**

В последние десятилетия на некоторых колчеданных месторождениях мира обнаружены реликты оруденелой фауны [20]. Она обнаружена в основном на месторождениях кипрского типа, сформированных на базальтовых комплексах Кипра, Филиппин и Калифорнии. Уникальная коллекция оруденелой фауны собрана автором на колчеданных месторождениях Урала (Яман-Касы, Молодежное, Сибай,



Узельга, Валенторское, Сафьяновское, Комсомольское, Блява др.), связанных с риолит-базальтовыми комплексами. Особый интерес представляют в разной степени минерализованные трубки палеовестиментифер (рис. 2). В последние годы автор обнаружил барит-сульфидные трубки палеовестиментифер на колчеданных месторождениях Понтийского пояса, формировавшихся на гетерогенном базальт-риолитовом основании.

Доказано, что оруденелая фауна на среднедевонских колчеданных месторождениях Урала относится к самым древним из известных представителей устьевых биот – семействам вестиментифер, альвинеллид и калиптоген, обитавших вблизи выходов глубоководных гидротермальных источников. Эти данные понижают возраст устьевых биот, формировавшихся на основе бактериального хемосинтеза, до 370-390 млн. лет. Обосновано выделение новых родов и видов сульфидизированных силурийских (*Mytillarca* sp.) и девонских (*Yabis ivanovi*) бивальвий, а также силурийских моноплакофор (*Thermosonus shadlunae*), беззамковых брахиопод (*Pyrodiscus lorraineae*) и полихет (*Eoalvinelloides annulatus*) из колчеданных месторождений Урала [20, 40, 41]. Полученные данные по оруденелым высокотемпературным оазисам Урала и других регионов свидетельствуют о крайней степени эндемизма фанерозойской палеогидротермальной биоты. Воссоздана структурно-функциональная организация гидротермальных донных сообществ древних океанов, определены факторы появления, захоронения палеогидротермальной фауны на разных этапах геологической истории [20, 21]. Важным этапом работ стало создание донной модели биоминерализации в гидротермальных системах «чёрных курильщиков» [17]. На этой основе разработаны рудно-фациальные, минералогические и геохимические критерии прогнозирования гидротермальных тафоценозов в рудах колчеданных месторождений мира. В настоящее время необходимо проведение палеоэкологических исследований колчеданных месторождений на микроскопическом уровне с выявлением пригидротермальных микрофоссилий и реликтов бактерий. Остается нерешенной проблема влияния биогенных факторов на колчеданообразование и, напротив, влияние особенностей колчеданообразования на развитие биоты применительно к различным рудно-формационным типам колчеданных месторождений. Например, несмотря на хорошую сохранность руд оруденелая фауна отсутствует на месторождениях куроко и алтайского типов, в разрезе которых преобладают кислые вулканиты. Установлена зависимость находок фауны от состава рудовмещающего субстрата. Предполагается, что обилие базальтов при формировании месторождений кипрского и уральского типов обеспечивало высокий восстановительный потенциал гидротермальных флюидов, в составе которых доминировали  $\text{CH}_4$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , необходимые для бактериального хемосинтеза и развития пригидротермальных организмов. Напротив, гидротермы дацит-риолитовых формаций были обеднены этими газами, место которых занимали  $\text{CO}_2$  и  $\text{SO}_2$ . Последний приводил к снижению pH растворов. Низкая pH способствовала выщелачиванию значительного количества металлов, являющихся конкурентами бактериям в потреблении  $\text{H}_2\text{S}$ . Ситуация усугублялась незначительными содержаниями восстановленной серы в риолитах по сравнению с базальтами. Интересно, что стиль фоссилизации и сохранность оруденелой фауны меняются от базальтовых комплексов (Кипр, Калифорния, Восточно-Тихоокеанское поднятие) к риолит-базальтовым (Урал) и базальт-риолитовым (Понтиды). Оруденелая фауна базальтовых и риолит-базальтовых комплексов в основном сложена колломорфным пиритом и марказитом при подчиненной роли сфалерита и кварца. Оруденелые вестиментиферы Понтийского пояса представлены сфалерит-баритовыми, пирит-баритовыми и галенит-баритовыми трубками плохой сохранности при подчиненной роли колломорфного пирита и марказита (рис. 2 в-г). Очевидно, колломорфный пирит свидетельствует о высокой насыщенности растворов как  $\text{Fe}^{2+}$ , так и  $\text{H}_2\text{S} + \text{S}$ . Появление барита свидетельствует о низком восстановительном потенциале флюидов и низком содержании сероводорода по отношению к сульфатам.

Таким образом, дефицит сероводорода по отношению к металлам не только не способствовал развитию гидротермальных сообществ, основанных на бактериальном хемосинтезе, если в разрезе преобладали кислые вулканиты, но и предопределял худшие условия для фоссилизации фауны. Обнаружение пригидротермальной фауны, требующей для развития как сероводорода, так и кислорода, является ещё одним важным аргументом в пользу модели чёрных курильщиков и против модели колчеданообразования из металлоносных рассолов анокисических бассейнов.

### **Литогенез и колчеданообразование**

Ущербность современных моделей колчеданообразования заключается в том, что они в основном рассматривают модель гидротермального накопления и, в лучшем случае, метаморфизма руд, игнорируя

стадии донного преобразования, переотложения рудокластитов и дальнейшие преобразования на стадиях диагенеза и катагенеза. Литогенез колчеданных месторождений во всем многообразии его стадий в достаточной мере не рассматривался – во всех известных моделях за процессами гидротермального преобразования или диагенеза руд сразу же следовали процессы метаморфизма [7, 34]. Особенно важную роль в формировании облика руд играет гальмиролиз (субмаринный гипергенез) сульфидных отложений и их смесей с околорудными осадками. В последние годы обобщены материалы по литологии колчеданных залежей и колчеданоносных вулканогенно-осадочных горизонтов [20]. В противовес модели отложения сульфидов из «металлоносных рассолов» литологическими методами доказано, что рудные тела большинства колчеданных месторождений формировались по модели гидротермального роста, гальмиролиза и разрушения «чёрных курильщиков». Представлены основы теории литогенеза гидротермальных, гидротермально-биогенных и кластогенных сульфидных отложений, включающие процессы и условия гидротермальной седиментации, гальмиролиза и диагенеза. Использование расширенного варианта термина литогенез имеет принципиальное значение применительно к современным и древним гидротермальным сульфидным постройкам: литогенез, то есть превращение гидротермального осадка в литифицированную породу (руду), происходил уже на стадии седиментогенеза при одновременном проявлении процессов придонного гидротермального и субмаринного преобразования каркасных сульфидных руд. Процессы придонного преобразования сульфидных сооружений и осадков включают гидротермальный литогенез, гальмиролиз и одновременный с ними диагенез. Введено понятие «гидротермальный литогенез», который применительно к колчеданным месторождениям может рассматриваться как преобразование сульфидных руд и околорудных осадков в придонных условиях под воздействием гидротермальных растворов той же системы, которая сформировала данное рудное тело. В этом проявляется принципиальное отличие сингенетического гидротермального литогенеза от гидротермального метаморфизма, который является эпигенетическим процессом. Гидротермальный литогенез выступает в данном случае не только как преобразующий процесс, но и как одновременно рудоформирующий, поскольку при определенных условиях происходит разгрузка гидротерм с отложением сульфидных руд.

Литологические исследования колчеданных месторождений в последние годы принесли новые данные о процессах формирования и преобразования сульфидных и околорудных отложений. Особенно эффективным для решения генетических проблем оказался рудно-фациальный анализ строения рудных тел [12, 13, 20]. Основные принципы анализа разработаны на основе объёмного картирования рудных залежей, детального исследования текстурно-структурных особенностей, минералогических и геохимических особенностей руд. Рудно-фациальный анализ сульфидных залежей позволил представить модель «чёрных курильщиков» для большинства колчеданных месторождений Урала и других регионов. Модель обосновывает гидротермальный рост каркасных сульфидных построек – башен, колонн, труб и холмов, которые в процессе роста и последующий период разрушались с формированием слоистых обломочных руд. Систематизированы рудные фации и микрофации, среди которых выделены донные гидротермальные, гидротермально-биогенные, кластогенные, гидротермально-преобразованные, гальмиролитические или диагенетические. Каждая фация характеризуется своим набором литологических, минералогических и геохимических признаков, которые позволяют идентифицировать её при сравнительно-литологическом анализе колчеданных залежей. Сравнение соотношений рудных фаций в различных колчеданных залежах Урала и других регионов позволило построить рудно-фациальный ряд колчеданных месторождений от слабо разрушенных сульфидных холмов к слоистым пластообразным рудокластическим залежам. Наиболее изученными оказались минералогические и геохимические особенности четырёх членов рудно-фациального ряда колчеданных залежей, ассоциирующих с риолит-базальтовыми и андезит-дацитовыми комплексами. В пределах ряда уменьшается количество донных гидротермальных, гидротермально-биогенных и гидротермально-преобразованных фаций. Постепенно место грубообломочных рудокластитов занимают мелкообломочные тонкослоистые отложения сульфидных турбидитов и продукты их придонного преобразования (диагениты и гальмиролититы). В этом же направлении акцессорные теллуридные сульфоарсенидные ассоциации постепенно сменяются сульфидно-золото-сульфосольными. Изменение соотношения рудных фаций коррелирует с изменением формы рудных тел от выпуклых линз до протяжённых лентовидных пластов. Все это позволяет использовать комплексирование морфогенетических и геохимических модулей для количественной классификации колчеданных залежей, сформированных в различных геотектонических обстановках [20]. Классификация имеет большие перспективы для развития в пределах каждого рудно-формационного типа колчеданных месторождений (куроко, кипрского, атлантического и т.д.).

Гальмиролиз или «подводное выветривание» - совокупность процессов деструктивного химического и биохимического преобразования осадков на поверхности дна при взаимодействии их с морской водой («гали» – море, «мирос» – мазь, «лисис» – распад) [39]. Обычно считается, что гальмиролиз протекает во взвеси и на поверхности осадка. Но многие исследователи правомерно полагают, что он протекает и ниже, в зоне влияния морских вод [32]. Присутствие оксидно-железистых продуктов субмаринного окисления сульфидов – один из признаков сходства древних обстановок колчеданообразования с условиями открытых океанических бассейнов, на дне которых формируются современные «чёрные курильщики».

Как подчёркивается сторонниками «красноморской модели», высокожелезистые оксидные отложения встречаются далеко не на всех колчеданных месторождениях [47]. Их место нередко занимают белые и серые силициты, пиритсодержащие чёрные сланцы, карбонатолиты и хлоритолиты. Потребовалось объяснить минералогическое разнообразие околорудных осадков. Первая попытка сделать это с позиции теории кислотно-основных взаимодействий при гальмиролизе смесей гидротермальных и фоновых осадков сделана автором [20-22]. Установлено, что высокожелезистые осадки колчеданных месторождений Урала в основном ассоциируют с карбонатно-гиалокластитовыми отложениями, тогда как маложелезистые кремнистые и пирит-кремнистые породы лишены карбонатов. Опираясь на сравнение кислотно-основной реактивности различных компонентов осадков, автор предположил существование двух типов гальмиролиза – «кислотного» и «щелочного». Физико-химическое моделирование процессов гальмиролиза в смешанных сульфидных осадках позволяет понять особенности эволюции кислотно-основных взаимодействий и минералообразования в обломочных сульфидных отложениях, принадлежащих к месторождениям различных рудно-формационных типов [25].

### **Палеогеография и колчеданообразование**

Палеогеография – наука о ландшафтах прошлого и их развитии, становится важнейшим компонентом геологии колчеданных месторождений. Значительная часть колчеданных месторождений, подобно современным «чёрным курильщикам» Западно-Тихоокеанского пояса, формировалась в зонах локального растяжения во внутридуговых, междуговых и задуговых бассейнах [8, 11, 12, 19, 20, 33]. Обстановок, которые могли бы достоверно сопоставляться с СОХ (срединно-океанические хребты), в настоящее время в колчеданоносных районах континентов не установлено. В большинстве случаев вулканы (базальты) несут «островодужные» характеристики с некоторыми чертами, характерными для СОХ. Предполагаются глубоководные и мелководные условия формирования колчеданных месторождений. Но имеющиеся материалы пока не привели к однозначной оценке батиметрических условий островодужного колчеданообразования. Представления о субаэральных обстановках поддерживались предположением о сходстве условий формирования колчеданных месторождений с отделенными от моря мелководными бухтами, кратерными озёрами и гидросольфатарными полями в кальдерах вулканов островных дуг. Наземные условия колчеданоносных комплексов некоторыми исследователями реконструируются по присутствию «сваренных туфов», «игнимбритов» и «аглютинатов». Мелководные условия нередко определяются по присутствию «рифогенных» известняков и оруденелой фауны. Другая группа исследователей указывает на широкое развитие подводных вулканитов в колчеданоносных разрезах и на литологические признаки значительных глубин колчеданообразования. Очевидно, проблема должна решаться на основе новых показателей и анализа конвергенции палеогеографических признаков. Полученные данные по современному колчеданообразованию и осадконакоплению в островных дугах и океанических рифтах должны уточнить существующие представления.

Остаётся комплекс проблем палеогеографии колчеданных месторождений. В первую очередь это касается верификации прежних показателей палеогеографии. В результате тщательного изучения такие индикаторы наземных и мелководных условий как «сваренные туфы», «игнимбриты», «аглютинаты», «туфоконгломераты» оказываются подводными дезинтегрированными лавами, кластолавами, лавокластитатми и ксенолавокластитатами [20]. В связи с этим, возникает проблема верификации мелководных условий формирования околорудных «рифов», которые при внимательном изучении несут признаки глубоководных карбонатных банок или «фальшрифов». Многие из известных «фальшрифов», ассоциирующие с колчеданными месторождениями, могли развиваться на месте газо-гидротермальных просачиваний, на основе процессов бактериального хемосинтеза. Ярким представителем сероводородных гидротермальных оазисов является оруденелая фауна в рудах уральских и других колчеданных месторождений. Знаменитые «рифы» методами фациального анализа реконструируются как глубоководные

банки, сложенные бафлстоунами и мадстоунами [20]. «Красноцветные отложения» попадают в разряд глубоководных металлоносных осадков [11, 12].

Минералогические и термобарогеохимические данные показывают, что максимальные температуры формирования сульфидных труб «чёрных курильщиков» (250-350 °С) свидетельствуют о больших глубинах колчеданосных палеобассейнов Урала (> 1-2 км). Обоснование минимальных глубин медного колчеданообразования во многом объясняет причины появления медноколчеданных месторождений в одних случаях и их полиметаллических и серноколчеданных гомологов – в других. Вместе с тем, на ряде месторождений (например, на Рудном Алтае) рудовмещающие чёрные сланцы содержат наземную растительность. Сульфидные трубы обнаруживают признаки «чёрных курильщиков», сформированных при более низкотемпературных условиях, чем их современные гомологи. Современная система определения глубин колчеданообразования по составу «чёрных курильщиков» [37], основанная на предположении о минимальной температуре формирования гидротермального халькопирита «чёрных курильщиков» (330 °С), должна быть пересмотрена. Предварительные результаты физико-химического моделирования показывают, что на температуру формирования «чёрных курильщиков» могут влиять многочисленные факторы, в первую очередь, примеси к гидротермальному флюиду органического вещества и газов. В частности, органическое вещество способствует сохранению пирротинового и халькопиритового состава частичек дымов при снижении температуры гидротермального флюида.

Таким образом, остаётся комплекс проблем по уточнению индикаторов и разработке новых, в том числе количественных методов определения и сравнения палеогеографических условий осадконакопления и колчеданообразования в осадочно-вулканогенных бассейнах.

### **Магматизм и колчеданообразование**

Ключевая проблема теории колчеданообразования – оценка влияния субвулканических магматических очагов на генерацию рудоносных флюидов и кислых вулканитов. Одна из моделей предусматривает вынос основной части рудных химических элементов при взаимодействии раскаленных пород кровли магматического очага с морской водой. С.Н. Иванов [15] предположил, что появление плагиогранитов в верхах колчеданосных палеобазальтовых толщ свидетельствует о попадании воды в промежуточные очаги, что приводит к дифференциации или связано с плавлением осветлённых выщелоченных базальтов вблизи каналов извержений. Апобазальтовое происхождения кислых вулканитов колчеданосных толщ доказано В.А. Прокиным [27]. Теоретическое обоснование и экспериментальные данные, свидетельствующие о возможности этого процесса, приводятся в [2]. Модель предусматривает высокотемпературную метасоматическую дебазификацию базальтов кровли магматического очага при взаимодействии с морской водой, насыщение метасоматитов кремнеземом, натрием и калием, вынос рудных компонентов, образование кислых магматических расплавов при Т 600-900 °С и выше за счёт плавления метасоматитов, насыщенных поровыми флюидами.

В последние годы многими исследователями успешно развивается направление, рассматривающее влияние магматических газов на процессы колчеданообразования. Плутоногенная модель напрасно противопоставляется вулканогенной рециклинговой. Безусловно, на состав колчеданных месторождений влияли как вулканогенные вмещающие породы, из которых выносился основной объём рудного вещества, так и металлоносные газы, поступающие из магматических очагов. При изучении каждого месторождения необходимо определиться с соотношением магматической и рециклинговой моделей.

### **Геодинамические режимы и эволюция эндогенной колчеданообразующей системы**

Сегодня ни у кого не вызывает сомнений, что колчеданные месторождения формировались в обстановках растяжения. Автор предполагает, что особенности эволюции эндогенной части колчеданообразующей системы определяются режимами растяжения, которые обеспечивают циркуляцию флюидов и периодичность эффузивных извержений. Древние и современные колчеданосные структуры включают срединно-океанические, окраинно-океанические, задуговые и внутридуговые зоны растяжения, «горячие точки», зрелые островные дуги, окраинно-континентальные, межконтинентальные и внутриконтинентальные рифты [5, 6, 12, 16, 28, 29]. Каждая обстановка характеризуется своими режимами магматизма.

Интенсивный режим растяжения приводит к частым извержениям лав базальтового состава. Начальный «натровый» процесс формирует породы габбрового облика, основной плагиоклаз замещается более кислым, пироксен – роговой обманкой. Метасоматические преобразования задевают лишь неу-

стойчивые минералы – оливин и пироксены с выносом обильного железа, меди и частично цинка. Цинк связывается в новообразованных амфиболах и хлоритах. В результате выхода таких флюидов на морское дно формируются высокожелезистые и сернистые медноколчеданные месторождения кипрского типа.

Циклический режим создавал условия для более длительных преобразований в кровле магматического очага, которые приводили к появлению кислых расплавов и плагиогранитизации базальтов. В этот период происходит разложение не только роговой обманки с образованием плагиоклаза и кварца, но и цинк-содержащих хромшпинелидов, магнетита и хлоритов. В результате генерируются флюиды, необходимые для формирования умеренно железистых медно-цинково-колчеданных месторождений уральского типа.

Затухающий (или эпизодический) режим растяжения способствует ещё более продолжительным преобразованиями в кровле базальтовых магматических очагов, что приводит к появлению значительных выплавов кислого состава. В этот период происходит разложение не только темноцветных минералов и оксидов железа, но и плагиоклазов, содержащих повышенные количества свинца и бария. Этот режим благоприятствует формированию маложелезистых барит-колчеданно-полиметаллических месторождений куроко типа.

Эволюция колчеданообразующей системы от базальтовых к риолитовым комплексам выражается в снижении содержаний  $Fe^{2+}$ ,  $H_2$ ,  $CH_4$  и  $H_2S$  и нарастании  $SO_2$  и  $CO_2$ . В идеальном случае в вулканогенном разрезе наблюдается последовательная смена рудно-формационных типов колчеданных месторождений. На Урале такая смена выражается концентрацией залежей уральского типа на нижних уровнях, а куроко – на верхних уровнях крупных многоэтажных колчеданных месторождений (Гайское, Узельгинское, Октябрьское).

### **Режимы вулканизма и колчеданообразование**

Поскольку колчеданообразующие системы не только эндогенные, но и субмаринные, то на их развитие во многом влияют режимы эффузивной деятельности и осадконакопления. Режим вулканизма – интенсивность чередования активных периодов и перерывов в вулканической деятельности. Перерывы в вулканической деятельности необходимы для развития процессов осадконакопления, в том числе, гидротермально-осадочного (донного гидротермального) колчеданообразования. Выделяются режимы непрерывного, циклического, затухающего и эпизодического вулканизма, отражающие интенсивность и динамику глубинных процессов в колчеданосных структурах растяжения. В идеальном случае режим непрерывного вулканизма сменяется циклическим, затухающим и эпизодическим режимами. Но есть примеры обратной эволюции, когда осадконакопление сменялось эпизодическим вулканизмом, затем циклическим и непрерывным. До сих пор не определены индикаторы режимов вулканизма, не выявлены основные закономерности эволюции вулканизма применительно к конкретным палеогеографическим (геодинамическим) обстановкам колчеданообразования, не показано влияние режимов вулканизма на развитие морфогенеза и минералого-геохимических процессов формирования колчеданных залежей. Недостаточно изучено влияние режимов вулканизма на разнообразие и масштабы колчеданных месторождений.

Режим непрерывного вулканизма выражается в частом чередовании эффузивных потоков, среди которых встречаются лишь очень редкие вулканогенно-осадочные прослои и мелкие колчеданные тела. Колчеданные залежи имеют холмообразную форму (Новый Сибай, Яман-Касы, Озёрное, Валенторское на Урале, Байда в Омани, Николаевское в Рудном Алтае, месторождения Норанда в Аппалачах), характеризуются преобладанием гидротермальных рудных фаций над кластогенными, а также присутствием обильных гидротермальных теллуридов. Катастрофическое захоронение определило сохранность холмообразной формы рудных тел, первичных гидротермально-осадочных сульфидных корок, труб «чёрных и белых курильщиков» и оруденелой фауны. Предполагается, что в древних структурах таким геодинамическим режимом на ранних стадиях развития обладали некоторые задуговые и междуговые колчеданосные зоны растяжения и субокеанические спрединговые бассейны. Очевидно, в этом же режиме формируется колчеданосное Восточно-Тихоокеанское поднятие. Для него характерны малоглубинные магматические очаги, высокие скорости спрединга, активный вулканизм, минимальные мощности осадков в осевой зоне и неразрушенные «чёрные курильщики», участками перекрытые молодыми лавовыми потоками [5].

Режим циклического вулканизма во многих колчеданосных районах привёл к чередованию эффузивных тел с вулканогенно-осадочными горизонтами, в подошве которых локализуются, как правило, на нескольких уровнях средние и крупные линзовидные колчеданные залежи (Узельгинское, Октябрьское, Гайское – на Урале). К этой же группе относятся и однократно проявившиеся колчедан-

ные месторождения (Балд Моунтин в Аппалачах, Сафьяновское, Молодёжное, Учалинское, Таш-Тау – на Урале, Николаевское в Рудном Алтае, Хеллиер в Тасмании), залегающие в полициклических осадочно-вулканогенных комплексах. Рудоконтролирующие вулканогенно-осадочные горизонты отличаются присутствием ксенолаваклястогенных отложений. При повторных раздвигах и извержениях лавами захватывалось значительное количество обломков седиментогенного материала, поступавшего из рудоконтролирующих вулканогенно-осадочных горизонтов. Не исключено, что цикличность вулканизма связана с начавшимся постепенным ослаблением глубинных процессов рифтогенеза. В линзовидных рудных залежах, представляющих собой эродированные сульфидные холмы, значительное место занимают грубообломочные рудокластические отложения, иногда содержащие обломки сульфидных труб и оруденелой фауны. По сравнению с предыдущим типом рудных тел более интенсивно проявлены процессы субмаринного гипергенеза. В дополнение к теллуридам появляются акцессорные сульфиды и сульфосоли тех же металлов. Современными представителями этого типа колчеданных залежей являются гидротермальные сульфидоносные поля медленно-спредингового САХ (Рейнбоу, ТАГ, Логачев, Снейк Пит). Сульфидные постройки на этих полях сильно разрушены, обильный рудокластический материал на флангах сменяется мощными горизонтами металлоносных осадков.

Режим затухающего вулканизма в геологических разрезах представлен эффузивным основанием, перекрытым мощными вулканогенно-осадочными или осадочными толщами, содержащими редкие лавовые потоки. На границе эффузивных и вулканогенно-осадочных комплексов залегают нередко очень крупные линзовидно-пластообразные рудные тела. В составе руд преобладают обломочные разновидности, значительное место занимают тонкослоистые сульфидные турбидиты и диагениты, нередко переслаивающиеся с гиалокластитами, карбонатолитами, черносланцевыми или окисдно-железистыми отложениями. Иногда в рудных телах встречаются реликты гидротермальных построек, представленные грубообломочными элювиально-коллювиальными брекчиями (Карибу в Аппалачах, Балта-Тау и Подольское на Урале, Рио-Тинто, Тарсис в Иберийском поясе, Розбери в Тасманийском поясе, Урупское на Кавказе, Артемьевское в Рудном Алтае). Среди акцессорных минералов в рудах встречаются сульфиды и сульфосоли серебра и меди. Чаще всего такие режимы связаны с зонами растяжения в энсиалических островодужных или эпиконтинентальных бассейнах. Однако сходный режим вулканизма и седиментации возникал на заключительных стадиях развития почти всех колчеданоносных структур растяжения. В этом же режиме формировалось Зимнее медноколчеданное месторождение, залегающее среди базальтовых турбидитов, перекрывших базальтовое основание задугового Домбаровского рифта (Урал).

Режим эпизодического вулканизма отличается от предыдущих «случайным» появлением дистальной вулканической деятельности при сохранении сейсмотектонической активности, включая процессы растяжения и погружения рифтовых долин. Этот режим более всего характерен для внутриконтинентальных рифтов, заполненных колчеданоносными вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями, полностью перекрывшими вулканические комплексы (Маунт-Айза и Мак-Артур-Ривер в Австралии, Жайрем в Центральном Казахстане, возможно, Амурское на Урале). К этой же группе относятся месторождения Бесси в Японии, сформированные в надсубдукционных зонах [9]. Нередко среди подобных месторождений встречаются гиганты. Ленточные слоистые рудные отложения представлены многократно переотложенными дистальными сульфидными турбидитами, подвергнутыми диагенетическим преобразованиям. Среди акцессорных минералов в рудах преобладают сульфосоли свинца и серебра.

Количественным выражением режимов вулканизма может быть отношение эффузивных (Э) и вулканогенно-осадочных (осадочных) фаций (О), участвующих в конкретном геологическом разрезе, форма и соотношение рудных фаций колчеданных залежей. С падением интенсивности вулканизма нарастают отношения седиментационных фаций к эффузивным. На примере 170 месторождений доказана корреляция ( $r = 0.54$ ) формы залежей с выявленными режимами вулканизма. В этом ряду наблюдается смена морфогенетических типов колчеданных залежей от слабо и сильно разрушенных сульфидных холмов к линзам сульфидных брекчий и пластам дистальных сульфидных турбидитов [21, 24].

Форма рудных залежей и режимы вулканизма имеют свои особенности в разных геодинамических обстановках. В СОХ форма залежей зависит от скорости спрединга и интенсивности вулканизма. В высоко спрединговых рифтах (например, Восточно-Тихоокеанского поднятия) преобладают сульфидные трубы и колонны «чёрных курильщиков», в медленно спрединговых (САХ) наряду с ними распространены сильно-разрушенные холмы (ТАГ, Снейк Пит) и рудокластические линзы с реликтами сульфидных построек (Семёнов-2, Логачёв, Менез Гвен). В задуговых бассейнах, характеризующихся невысокой скоростью спрединга, также встречаются рудокластические залежи (поле Хине Хина в бассейне Лау).

Аналогичные, но ещё более контрастные связи, прослеживаются между режимами вулканизма и формой рудных тел колчеданных месторождений древних геодинамических обстановок. В спрединговых бассейнах с квазиокеанической базальтовой корой дуг (Оман, Кипр, Турция) с интенсивным или циклическим вулканизмом, нередко сохраняются слабо и сильно разрушенные сульфидные холмы (Байда на Омане, Скуриотисса на Кипре, Эргани Маден в Турции). В задуговых бассейнах энсиматических островных дуг, характеризующихся циклическим режимом вулканизма, встречаются почти все морфогенетические типы колчеданных залежей при широком распространении сильно разрушенных сульфидных холмов (Ю. Урал, Понтиды). В энсиалических островных дугах и эпиконтинентальных морях, где в эффузивных разрезах значительную роль играют вулканогенно-осадочные и осадочные фации (Хокуроко, Рудный Алтай, Батурст), наряду с единичными сильно разрушенными сульфидными холмами наиболее распространены рудокластические линзы и проксимальные сульфидные пласты грубослоистых сульфидных турбидитов. Во внутриконтинентальных рифтах, где вулканизм проявлялся лишь эпизодически на фоне осадконакопления, преобладают пласты дистальных тонкослоистых сульфидных турбидитов и диагенитов (Маунт-Айза, Макартур в Австралии, Холоднинское в Сибири, Жайрем в Ц. Казахстане и др.). На примере Урала построена карта-схема распределения морфогенетических типов сульфидных построек, сформированных в различных геодинамических обстановках. Показано, что в Сакмарском и Карпинско-Тарньерском спрединговых бассейнах, характеризующихся интенсивным вулканизмом в предостровдужный этап развития Урала, значительное место занимают слабо и сильно разрушенные сульфидные холмы (Яман-Касы, Комсомольское, Блява – в Сакмарской зоне, Валенторское, Шемур – в Карпинско-Тарньерской зоне). В бассейнах Западно- и Восточно-Магнитогорской энсиматических островных дуг (Урал) встречаются залежи всех морфогенетических типов при преобладании сульфидных холмов на нижних стратиграфических уровнях и рудокластических слоистых линз на верхних уровнях (например, Гайское, Маканское, Узельгинское рудные поля).

Установлено, что запасы колчеданных месторождений, как и степень разрушения сульфидных построек, находятся в зависимости от режимов вулканизма в различных геодинамических обстановках колчеданообразования. Запасы колчеданных залежей, степень разрушения и гальмиролиза сульфидных построек возрастают по мере увеличения отношения вулканогенно-осадочных и осадочных фаций к эффузивным в надрудных толщах колчеданоносных разрезов. Крупные месторождения, как правило, не встречаются в эффузивных разрезах, в виду кратковременности перерыва эффузивной деятельности, необходимого для полной реализации гидротермально-осадочной системы. Рудные тела, как правило, небольшие и сохраняют холмообразную форму (Яман-Касы, Валенторское на Урале, Байда в Омане и др.). В полициклических осадочно-эффузивных разрезах могут образовываться крупные колчеданные месторождения, состоящие из рудных залежей средних размеров, залегающих на различных стратиграфических уровнях (например, Сибайское, Узельгинское, Гайское, Октябрьское месторождения на Ю. Урале). В этом же типе находятся крупные одиночные месторождения (Учалы, Сафьяновское на Урале, Хеллиер в Тасмании, Балд Маунтин в США), а также многочисленные мелкие колчеданные месторождения. В эффузивно-осадочном типе с затухающим режимом вулканизма значительное место занимают рудокластические пласты месторождений-гигантов: Рио-Тинто, Тарсис – в Иберийском поясе, Подольское – на Ю. Урале, Брансвик-12 и др. – в Канаде, Розбери – в Тасмании, Риддер-Сокольное на Рудном Алтае.

От режима вулканизма зависит степень дифференциации колчеданообразующих вулканогенно-магматических систем. Очевидно, наименее дифференцированные системы образованы в условиях интенсивного вулканизма. Для них характерно преобладание недифференцированных базальтовых формаций. Циклический характер вулканизма приводил в большинстве случаев к формированию риолит-базальтовых комплексов. Затухающий режим вулканизма способствовал развитию дифференцированных комплексов базальт-риолитового состава. С составом рудовмещающих формаций связаны скорости «созревания» гидротермальных систем. В «незрелых» гидротермальных системах формировались в основном высоко-железистые медные и медно-цинковые колчеданные залежи, тогда как в «зрелых» – колчеданно-полиметаллические. Особенно хорошо это прослеживается при сравнении минералогическо-геохимических особенностей сульфидных труб в ряду от «чёрных к серым курильщикам» [18]. Первые характерны для «незрелых» гидротермальных систем базальтовых и риолит-базальтовых комплексов, вторые доминируют в базальт-риолитовых комплексах, обычно характеризующихся высокой «зрелостью» гидротермальных систем [18]. С этой позиции влияние режимов вулканизма на состав колчеданных месторождений становится очевидным.

Таким образом, рудно-фациальные и минералогические особенности колчеданных залежей согласуются с соотношениями эффузивных и вулканогенно-осадочных фаций и, соответственно, с режимами вулканизма колчеданосных структур. От первого к последнему типу уменьшается количество гидротермальных, гидротермально-осадочных и гидротермально-преобразованных фаций, постепенно исчезают колломорфные руды, ухудшается сохранность фрагментов труб «чёрных курильщиков» и сульфидизированной фауны, увеличивается степень диагенетической дифференциации и раскристаллизации сульфидов. В этом ряду нарастает относительный объём субмаринных гипергенных рудных фаций, наследующих зоны придонного окисления (баритовые, магнетитовые, гематитовые), выщелачивания (кварцевые, баритовые) и повторного моносульфидного обогащения (халькопиритовые, сфалеритовые, борнитовые, галенитовые, теннантитовые и др.). Выделенный рудно-фациальный ряд отражает степень разрушения сульфидных построек и полноту придонного преобразования рудокластических отложений. Пример такого ряда, который может служить основой для классификации колчеданных месторождений, является морфогенетический ряд колчеданных месторождений уральского типа (рис. 3).

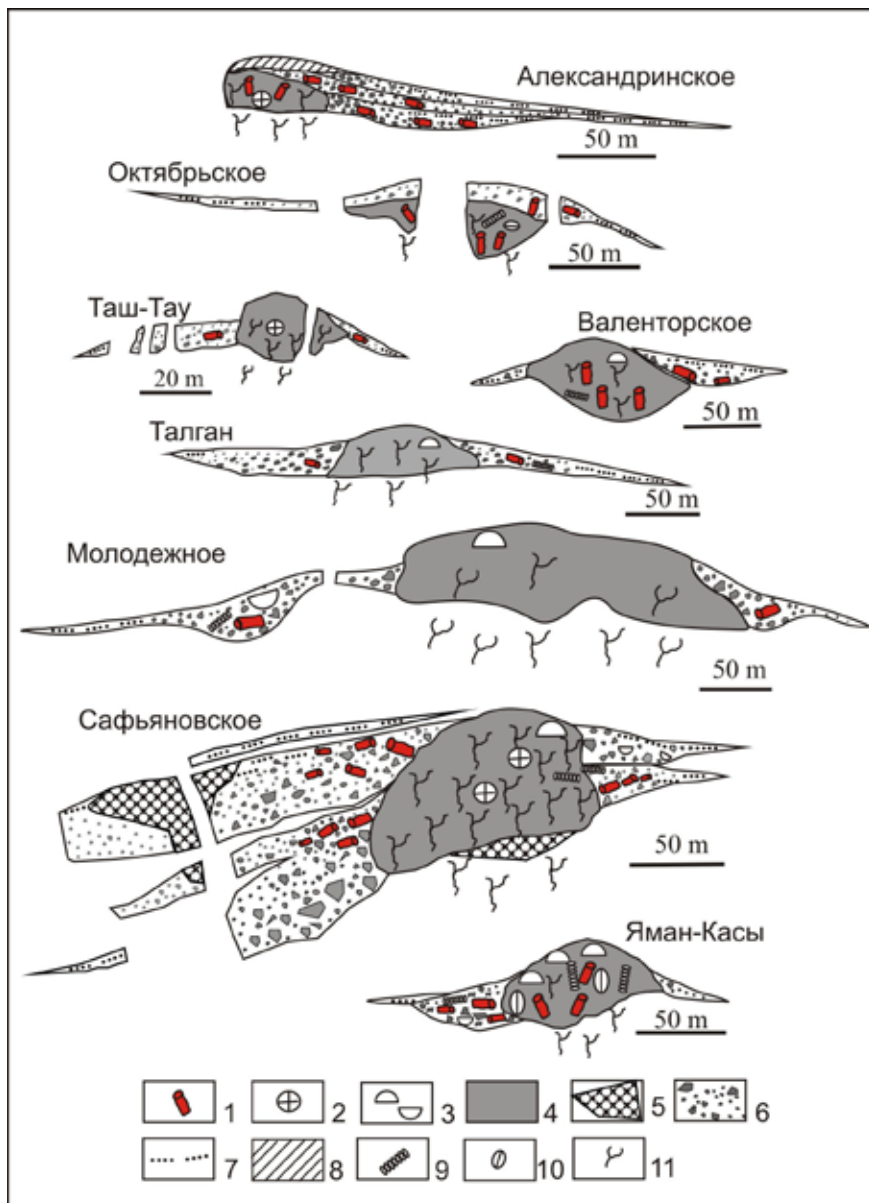


Рис. 3. Морфогенетический ряд колчеданных залежей от слабо разрушенных сульфидных холмов до рудокластических линз с реликтами сульфидных построек (на примере Урала). 1 – фрагменты палеогидротермальных труб курильщиков; 2 – палеогидротермальные каналы; 3 – донные палеогидротермальные корки колломорфного пирита и их фрагменты; 4 – массивный медистый серный колчедан из зоны гидротермальной «очистки» в ядре сульфидного «холма», 5 – богатые медные гидротермально-метасоматические руды; 6 – сульфидные брекчии; 7 – сульфидные турбидиты; 9 – оруденелые «трубчатые черви»; 10 – оруденелые моллюски; 11 – сульфидные жилы.



Следовательно, одним из основных факторов, определявших особенности колчеданообразования, можно считать режим вулканизма, разнообразно проявившийся в виде чередования событий вулканизма, сейсмичности, тектонических движений и осадконакопления на конкретном участке развития колчеданосной структуры. Этим же фактором определяются степень подводного выветривания (гальмиролиза) сульфидных построек, интенсивность их разрушения и, соответственно, соотношение гидротермальных, кластогенных и гальмиролитических рудных отложений. Предложенный подход вносит новый вклад в понимание причин разнообразия месторождений колчеданного семейства.

### **Палеогидротермальные поля и металлоносные отложения**

Автором с коллегами разработаны литолого-минералогические критерии выделения субмаринных палеогидротермальных полей с колчеданным оруденением в девонской островодужной системе Урала. Границы и структуры полей на каждом рудоносном уровне определяются закономерной латеральной зональностью автохтонных и аллохтонных сульфидных, окисдно-железистых и окисдно-марганцевых отложений. Разработанная методика рудно-фациального картирования позволяет выделять в многоярусных вулканотектонических депрессиях центры гидротермальной деятельности, контролирующей промышленное медноколчеданное оруденение.

Разработана теория литогенеза гидротермальных, гидротермально-биогенных и кластогенных сульфидных отложений, включающая процессы и условия гидротермальной седиментации, гальмиролиза и диагенеза и объясняющая литолого-минералогическое разнообразие колчеданосных палеогидротермальных полей. Установлены литологические факторы, определявшие минералого-геохимические тенденции придонного преобразования рудокластических отложений. Показано, что минералогические особенности металлоносных отложений объясняются с позиции концепции кислотно-основных и окислительно-восстановительных взаимодействий исходных компонентов, участвовавших в гальмиролизе осадка. На этой основе предложена новая классификация колчеданосных полей, учитывающая составы рудомещающих вулканокластитов, гидротермальных руд и пелитоморфных окolorудных осадков [21].

Представлена геохимическая модель формирования апогиалокластитовых марганцево-железистых диагенитов на колчеданосных полях Урала. Модель включает ранее неизвестное явление миграции РЗЭ и других элементов-гидролизатов дифференциального поведения (Al, Ti) при гальмиролизе гиалокластитов. Возможность миграции проявляется в присутствии примеси известковистого материала, обеспечивающего щелочные условия, благоприятные появления гидроксо-карбонатных комплексов элементов-гидролизатов [4, 21, 22].

Разработаны минералого-геохимические критерии диагностики апосульфидных гальмиролититов в колчеданосных осадочно-вулканогенных комплексах Урала. Показано, что в отличие от других типов красноцветных отложений, продукты субмаринного окисления сульфидов характеризуются аномально высокими содержаниями элементов-гидролизатов (РЗЭ, Sc, U, Ti), а также устойчивыми ассоциациями реликтовых элементов-примесей (Te, Au, Ag, Bi), характерных для медно-цинково-колчеданных месторождений. Индикаторными для госсанитов являются обогащённые титаном хлорит-сметиты, повышенные концентрации апатита, а также высокие содержания Cu, Zn, Pb, Te, Bi, Au, РЗЭ, коррелирующие с Ba, Nb, Hf, Ta и Cs.

### **Геохимическая дифференциация колчеданных отложений**

Геохимия колчеданных месторождений изучена недостаточно для понимания всей совокупности процессов колчеданообразования. Наиболее актуальными становятся исследования минералого-геохимической эволюции колчеданосных систем. Минералогические исследования рудных месторождений в Институте минералогии УрО РАН сопровождаются изучением элементов-примесей в рудах и рудных минералах. Значительное количество работ посвящено изучению распределения элементов-примесей методом микрорентгеноспектрального анализа. Данный подход не только позволил выявлять плохо различимые минералы, но и принёс основную информацию об анатомии кристаллов и последовательности минералообразования. Благодаря сотрудничеству с Международным центром по изучению рудных месторождений (CODES в Университете Тасмании) сотрудникам ИМин УрО РАН удалось получить уникальные аналитические (ЛА-ИСП-МС – масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерным микроотборником) данные по типохимизму сульфидов колчеданных месторож-

дений и их современных аналогов – «чёрных курильщиков». В последние годы обнаружены признаки гидротермально-осадочной дифференциации элементов-примесей в современных и древних «чёрных курильщиках» [26]. В зависимости от позиции в зональности труб выделены высоко- (Se, Sn, Te, Bi, Au), средне- (As, Sb, Ag, Pb, Co), низкотемпературные (Mn, Ni, Tl) и гидрогенные (U, V, W, Mo) ассоциации элементов-примесей. Вместе с тем показано, что каждый из этих химических элементов имеет как минимум двойственную природу в зависимости от минеральной формы.

Установлено, что, несмотря на сходство геохимической зональности труб современных и древних «чёрных курильщиков», они имеют геохимические особенности, зависящие от состава подрудного субстрата, минерального состава и мощности сульфидных слоев. Особенно это хорошо устанавливается по содержаниям Se и Te в крустификационной халькопиритовой микрофации. Содержания Se убывают от «чёрных курильщиков», сформированных на базальтовом основании, к «чёрным курильщикам», ассоциирующим с риолит-базальтовыми и андезит-риолитовыми комплексами. Концентрация Se объясняется не только температурными факторами, но и степенью окисленности флюидов и, в первую очередь, отношением  $SO_2/H_2S$ . Предполагается, что по мере нарастания этого отношения содержания Se, а затем и Te снижаются в «чёрных курильщиках» за счёт увеличения степени осаждения этих элементов в недрах гидротермальных систем при взаимодействии окисленных форм с  $SO_2$ .

Определено, что каждая разновидность сульфидов в рудокластитах колчеданных месторождений характеризуется своими концентрациями элементов-примесей, отражающими отличия в способах и условиях гидротермального и диагенетического минералообразования. Содержания элементов-примесей уменьшаются в продуктах диагенетической раскристаллизации, наследуются в диагенетических псевдоморфозах и при определённых условиях остаются высокими в сегрегациях и конкрециях. По мере нарастания степени метаморфизма содержания большинства элементов-примесей по сравнению с гидротермальными и диагенетическими сульфидами существенно снижаются. Необходимо продолжить исследования процессов геохимической дифференциации в сульфидных отложениях. Один из интереснейших не изученных объектов – сульфидные конкреции.

Показано распределение изотопов серы в палеозойских гидротермальных трубах «чёрных курильщиков» из колчеданных месторождений Ю. Урала. Обогащение сульфидов тяжёлым изотопом серы связано с увеличением зрелости палеогидротермальной системы. Обоеднение оболочек труб тяжёлым изотопом серы объясняется кинетическим эффектом в более окислительных условиях быстрого сульфидоотложения на поверхности труб. Но эти работы далеки от завершения. Оказалось, что трубы месторождений различных рудно-формационных типов характеризуются резкими отличиями в изотопном составе серы, меди, железа и цинка. Открываются перспективы новых изотопно-геохимических интерпретаций. В ряде работ автора приводятся данные по гальмиролитической дифференциации элементов-примесей при субмаринном окислении сульфидов. Указывается на уменьшение роли халькофильных элементов и возрастание значения элементов-примесей, поступавших с гидрогенной и гиалокластогенной составляющими. Эти работы требуют продолжения.

### **Заключение**

Данная статья не претендует на полный обзор всех существующих генетических проблем. Они многообразны и решение их весьма перспективно не только для развития теории колчеданообразования, но и найдёт применение в минералогии, геохимии, биологии, палеогеографии и биогеографии. Выяснение причин разнообразия месторождений колчеданного семейства и реконструкция минералого-геохимической эволюции колчеданообразования остаются основными в ближайшее десятилетие. Полученные результаты создают фундамент для дальнейшего решения проблем теории колчеданообразования. Впереди работы по глобальной литологической корреляции месторождений колчеданного семейства, сравнительному анализу минералогии и геохимии фаций и микрофаций сульфидных и околорудных металлоносных отложений современных и древних океанов. Весьма перспективными представляются исследования по анализу корреляций режимов вулканизма, фонового осадконакопления и придонного преобразования сульфидных построек. Эти работы открывают перспективы для разработки новых литологических и минералого-геохимических критериев, необходимых для определения геотектонических и палеогеографических обстановок колчеданообразования.

Работы выполнены в рамках ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 гг. (проект НК-544П/14, ГК 237) и программы Президиума РАН № 17 (проект 09-П5-1023 УрО РАН).

## Список литературы

1. Авдонин В. В. Гидротермально-осадочные породы рудоносных вулканогенных комплексов. М.: МГУ, 1994. 184 с.
2. Анфилогов В.Н. Способы образования и накопления гранитных расплавов // Литосфера. 2002. № 4. С. 78-88
3. Аюпова Н.Р. Апогиалокластитовые железистые и марганцовистые породы Узельгинского колчеданоносного поля, Ю. Урал. Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Миасс, 2004. 19 с.
4. Аюпова Н. Р., Масленников В. В. Гальмиролититы Узельгинского колчеданоносного поля, Ю. Урал. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. 199 с.
5. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М. и др. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
6. Бортников Н.С., Викентьев И.В. Современное сульфидное минералообразование в мировом океане // Геол. руд. месторожд. 2005. Т. 47. № 1. С. 16-50.
7. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных месторождений Урала. М.: Научн. мир, 2004. 344 с.
8. Вулканизм Южного Урала / Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. М.: Наука, 1992. 189 с.
9. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е. и др. Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Геол. руд. месторожд. 2000. Т. 42. № 2. С. 177-190.
10. Жабин А.Г. Скорость литификации сульфидных вулканогенно-осадочных руд и возникновение рудокластов // Бюлл. МОИП, отдел. Геол. 1978. № 4. С. 118-129.
11. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 1991. 206 с.
12. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири). М.: Наука, 2006. 428 с.
13. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В. и др. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.
14. Зайков В. В., Масленников В. В. О придонных сульфидных постройках на колчеданных месторождениях Урала // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 1. С. 181-184.
15. Иванов С.Н. Введение // Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983. С. 3-14.
16. Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Геодинамика, рудогенез, прогноз. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2005. 259 с.
17. Кузнецов А.П., Масленников В.В. История гидротермальной фауны океана. М.: ВНИРО, 2000. 118 с.
18. Масленников В.В., Леин А.Ю., Масленникова С.П. и др. Фанерозойские «чёрные курильщики» как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера. 2010. № 3. С. 153-162.
19. Масленников В.В. Литологический контроль медноколчеданных руд (на примере Сибайского и Октябрьского месторождений Урала). Свердловск: УрО РАН СССР, 1991. 139 с.
20. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Ю. Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
21. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
22. Масленников В.В., Аюпова Н.Р. Кремнисто-железистые породы Узельгинского колчеданоносного поля (Ю. Урал) // Литосфера. 2007. № 2. С. 110-129.
23. Масленников В.В., Зайков В.В. О разрушении и окислении сульфидных холмов на дне Уральского палеоокеана // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 6. С. 1434-1437.
24. Масленников В.В., Зайков В.В. Рудные и рудовмещающие отложения как отражение геодинамических режимов вулканизма и колчеданообразования // Межд. научн. конф. «Геодинамика формирования подвижных поясов Земли». Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. С. 211-214.
25. Масленников В.В., Третьяков Г.А. Физико-химическое моделирование последовательности минералообразования при субмаринном гипергенезе сульфидных отложений колчеданных месторождений уральского и куроко типов // Урал. минерал. сб. № 15. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 9-17.
26. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «чёрных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.
27. Прокин В.А. Причины связи колчеданных месторождений с вулканогенными породами // Вопр. петрологии и металлогении Урала. Т. 1. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 173-174.
28. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Ю. Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
29. Серавкин И.Б. Металлогения Ю. Урала и Центр. Казахстана. Уфа: Гилем, 2010. 284 с.
30. Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Наука, 1972. 217 с.
31. Тесалина С.Г., Масленников В.В., Сурин Т.Н. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение (Вост.-Магнитогорская палеоостроводужная дуга, Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 228 с.

32. Фербридж Р.У. Фазы дагенеза и аутигенное минералообразование // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С. 27-91.
33. Формирование земной коры Урала / Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
34. Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 240 с.
35. Constantinou G., Govett G.J.S. Genesis of sulfide deposits, ochre, and amber of Cyprus // Inst. Mining Metallurgy Trans. 1972. V. 81. Sec. B. P. 403-422.
36. Goodfellow W.D., Peter J.M., Winchester J.A. et al. Ambient marine environment and sedimentary provenance during formation of massive sulfide deposits in the Baturst Mining Camp. Importance of reduced bottom waters to sulfide precipitation and preservation // Econ. Geol. Monograph. 2003. V. 11. P. 129-156.
37. Halbach P.E., Fouquet Y., Herzig P. Mineralization and compositional patterns in deep-sea hydrothermal systems // Energy and mass transfer in marine hydrothermal. Berlin: Dahlem university Press, 2003. P. 85-122.
38. Herrington R.J., Maslennikov V.V., Spiro B. et al. Ancient vent chimneys structures in the Silurian massive sulphides of the Urals // Modern ocean floor processes and the geol. Records. 1998. V. 148. P. 241-257.
39. Hummel K. Die Entstehung eisenreicher Geisene durch Halmurose // Geol. Rundschau. 1922. N 13. S. 40-81.
40. Little C.T.S., Herrington R., Maslennikov V.V. et al. Silurian high-temperature hydrothermal vent community from the southern Urals, Russia // Nature. 1996. V. 385. N 9. P. 146-148.
41. Little C.T.S., Maslennikov V.V., Morris N.J. et al. Two palaeozoic hydrothermal vent communities from the Southern Ural Mountains, Russia // Palaeontology. 1999. N 6. P. 1043-1078.
42. Ohmoto H. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: the Kuroko perspective // Ore Geology Reviews. 1996. P. 135-177.
43. Oudin E., Constantinou G. Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // Nature. 1984. V. 308. P. 349-353.
44. Sato T. A chloride complex model for Kuroko mineralization // Geochem. J. 1973. V. 7. P. 245-270.
45. Scott S.D. Small chimneys from Japanese Kuroko deposits // Seminars on seafloor hydrothermal systems. Geoscien. Can. 1981. V. 8. P. 103-104.
46. Shikazono N., Kusakabe M. Mineralogical characteristics and formation mechanism of sulfate-sulfide chimneys from Kuroko area, Mariana trough and Mid-Ocean ridges // Resource Geol. Spec. Issue. 1999. N 20. P. 1-11.
47. Solomon M., Tornos F., Gaspar O.S. Explanation for many of the unusual features of the massive sulfide deposits of Iberian pyrite belt // Geology. 2002. V. 30. N 1. P. 87-90.
48. Solomon M., Walshe J.L. The formation of massive sulfide deposits on the sea-floor // Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 797-813.

## **ЗОЛОТО В РУДНЫХ ФАЦИЯХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Масленников В.В.

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, mas@mineralogy.ru

*Статья посвящена минералогии золота в рудных фациях колчеданных месторождений. Установлено, что в составе теллуридов и в самородном виде оно концентрируется преимущественно в гидротермально-метасоматических рудных фациях, донных гидротермальных фациях сульфидных труб и продуктах субмаринного преобразования кластогенных сульфидных отложений. По мере нарастания в сульфидных трубах «чёрных курильщиков» содержания сфалерита, борнита, кварца и барита халькопирит-теллуридные ассоциации сменяются золото-галенит-сфалеритовыми. Пробность золота снижается «от чёрных курильщиков к серым» по мере уменьшения в разрезе количества ультрамафитов и базальтов и нарастания роли кислых вулканитов.*

Колчеданные месторождения являются важными поставщиками золота. Наиболее богаты им золото-колчеданно-полиметаллические месторождения. Медно-цинково-колчеданные месторождения уральского типа наряду с самородным золотом содержат его разнообразные теллуриды. Наименьшие содержания золота отмечаются в рудах медноколчеданных месторождений кипрского типа. Находки золота в большинстве случаев имеют теоретическое значение для развития теории и реконструкции физико-химических условий колчеданообразования, а также представляют практический интерес в связи с решением проблемы комплексного использования минерального сырья.

Наиболее интересными минералами-индикаторами физико-химических условий формирования колчеданных руд являются теллуриды золота и серебра [10, 16, 19, 22, 27, 29, 30, 33, 39, 47, 50]. Предпо-

лагается, что они встречаются в рудах метаморфизованных колчеданных месторождений [6, 29, 30, 51]. Но первые теллуриды на Урале обнаружены еще в 1942 г. в рудах неметаморфизованного колчеданного месторождения Яман-Касы [27]. Позднее они определены во многих неметаморфизованных и метаморфизованных месторождениях Урала и других регионов. При этом практически на всех колчеданных месторождениях прослеживается преимущественная приуроченность повышенных концентраций теллура к халькопириту, а также парагенетическая ассоциация теллуридов с блёклыми рудами и галенитом [19]. Установлено, что теллуриды золота и серебра – характерные минералы крупнозернистых гидротермальных руд, исчезают в продуктах их преобразования, например, в борнитовых рудных телах. Это объясняется метаморфизмом гидротермальных сульфидных руд [20] либо субмаринным гипергенезом сульфидных отложений [12, 14]. Таким образом, наметились противоречия в оценке условий формирования колчеданных руд. В связи с этим представляется важным открытие теллуридов в трубах палеозойских «чёрных курильщиков» хорошей сохранности [10, 17, 39, 44, 45].

Материалы по самородному золоту получены автором при изучении колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Понтида и Хокуроко, а также полей ТАГ и Рейнбоу (Атлантический океан). Самородное золото присутствует в рудах почти всех колчеданных месторождений Урала и других колчеданноносных регионов. Огромный объем информации получен по составу и условиям нахождения золота в рудах колчеданных месторождений Урала [5, 7, 20, 21, 28].

В рудах слабометаморфизованных месторождений значительная часть невидимого золота концентрируется в колломорфном пирите. Видимое под микроскопом «крупное золото» появляется в халькопирите и сфалерите метаморфизованных месторождений [4]. Обильное золото связывается с процессами зонной чистки и гидротермальным перераспределением в кровле колчеданных залежей [35]. Одной из причин этого является субмаринный гипергенез [8, 12, 14, 15]. Обнаружение самородного золота в некоторых сульфидных трубах современных [1, 36, 38, 40, 41] и палеозойских «чёрных курильщиков» [11] даёт новую информацию. Для понимания причин концентрации золота изучалась минерализация и элементы-примеси в рудных фациях, имеющих собственные генетические признаки. В статье основное внимание уделяется палеогидротермальным трубам, рудокластическим отложениям и продуктам их придонного преобразования.

### **Методы исследований**

Вследствие незначительных размеров теллуриды золота и самородное золото не всегда поддаются простому микроскопическому определению, а требуют проведения микронзондового анализа. Их диагностика проводилась на рентгеноспектральных микроанализаторах JEOL JXA–8900RL (Фрайбергская горная академия, Германия; Университет Тасмании, г. Хобарт, Австралия), Camebax SX 50 (Музей естественной истории, г. Лондон, Великобритания), на растровом электронном микроскопе с микроанализатором РЭММА–202 МВ (ИМин УрО РАН). Первичное определение теллуридов выполнено с помощью характеристического излучения на микронзондовом анализаторе во Фрайбергской горной академии с составлением поэлементных карт.

Наряду с традиционными методами изучения содержаний золота в монофракциях сульфидов (атомно-абсорбционный, нейтронно-активационный) использовался микроанализ отдельных зёрен минералов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой, оснащённым лазерным микропробоотборником (ЛА-ИСП-МС). Метод использован для количественного определения содержаний микроэлементов в сульфидах, составляющих трубы, кластогенные сульфидные отложения и продукты их придонного преобразования и метаморфизма (пирит, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит) [17, 44]. Результаты ЛА-ИСП-МС-анализов получены в Центре по изучению генезиса рудных месторождений (CODES) Тасманийского университета (г. Хобарт, Тасмания, Австралия). Этим методом было проанализировано Te, Se, Au, Ag, Co, Ni, As, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, Tl, Pb, Bi, Ti, Cr, La, W. Сущность метода заключается в испарении вещества с поверхности шлифа под действием лазера. Образующийся при этом молекулярный газ доставляется потоком гелия и аргона к индуктивно-связанной плазме. Полученные импульсы каждого элемента с заданным изотопом регистрируются в течение 90 с., что позволяет проследить изменение состава зерна по мере углубления кратера. Для количественного определения содержаний микроэлемента в сульфиде выбирался один из представительных интервалов (или несколько интервалов для разнородных зерен) горизонтальной части тренда зафиксированных импульсов. Затем с помощью программы «LAMTRACE» проводилось сопоставление числа полученных импульсов с им-

пульсами стандартного образца, имеющего известные содержания данного элемента. Окончательный результат получался за счет нормирования вычисленного значения относительно известного содержания элемента в минерале (для сульфидов – это Fe, иногда Cu, Zn), полученного микронзондовым или другим независимым анализом или рассчитанного через стехиометрическую формулу минерала. Нами использовался стандарт, представляющий смесь боросодержащего стекла и сульфидов. Результаты предыдущих исследований показали хорошую сходимость для различных стандартов, содержания в которых определены другими независимыми методами [31, 32, 46, 52].

По сравнению с электронным микронзондовым анализом этот метод отличается высокой чувствительностью (десятые и тысячные г/т), его появление можно считать революционным для геохимии. Предел обнаружения золота составляет 1 мг/т. Впервые метод ЛА-ИСП-МС выполнен в 1985 г. и с тех пор стал важным аналитическим инструментом для решения проблем фундаментальной геологии [43].

### **Гидротермально-метасоматическая фация**

Самородное золото и электрум установлены на многих колчеданных месторождениях мира и в сульфидных рудах гидротермальных полей современных океанов. Судя по описаниям, в основном изучалось золото гидротермально-преобразованных фаций или последние не отделялись от субмаринных гипергенных продуктов преобразования обломочных сульфидных отложений.

Тонкодисперсное золото присутствует в ранней пиритовой ассоциации с кварцем и хлоритом. В свободном состоянии оно встречается в халькопирит-сфалерит-пиритовой ассоциации. Наиболее крупные выделения золота наблюдаются в борнитсодержащих рудах. Частота встречаемости золота в рудах в виде включений или сростков с другими минералами увеличивается в ряду: барит – кварц – пирротин – пирит – сфалерит – борнит – блёклая руда – халькопирит [24]. В поздних ассоциациях с теллуридами золото присутствует практически постоянно. Выделяются два основных микропарагенезиса теллуридов: калаверит – креннерит – петцит – золото и креннерит – сильванит – гессит – золото [18]. Кроме золото-серебряных теллуридов, в парагенезисах с золотом присутствуют теллуриды и сульфотеллуриды висмута, свинца, железа, ртути и другие (теллурувисмутит, алтаит, фробергит, колорадоит и др.).

В отличие от серебра, для которого характерна чёткая тенденция увеличения содержания от Cu и Cu-Zn к Cu-Zn-Pb рудам соответственно возрастанию содержания Pb и галенита, в случае с золотом наблюдается меньшая определенность [6]. В уральском типе содержания Au сопоставимы с алтайскими месторождениями, но уступают месторождениям типа куроко. Но отмечаются пробы со значительными содержаниями Au (до 2 г/т и более) для месторождений кипрского типа.

В колчеданных рудах золото присутствует в виде обособлений (1-100 мкм) собственных минералов (самородное золото, теллуриды золота) и более мелкого «невидимого» металла в сульфидах [4]. Кроме этого, Au содержится в виде примесей в других теллуридах (в алтаите 0.02–5.2 мас. %, гессите – 0.02–0.63 мас. %, тетрадимите и самородном теллуре – около 0.2 мас. %). Содержания Au в колчеданных рудах составляют 0.5-1.5 г/т. Присутствуют зоны обогащения руд золотом до 2-2.5 г/т с единичными значениями 7-15 и даже 90 г/т. В этом случае в рудах повышены содержания Ba, Te, As, иногда Hg, Se [3]. Наиболее крупные золотины размером 100-1000 мкм установлены на месторождениях, руды которых испытали существенное метаморфическое воздействие. При слабых преобразованиях рудных залежей весьма редкими являются выделения золота размером 5-25 мкм. Положительная корреляция содержания золота и меди отражает его более предпочтительное вхождение в халькопирит и блёклые руды, чем в сфалерит. Халькопирит, пирит, борнит, арсенопирит, по-видимому, чаще характеризуются присутствием золота в виде изоморфной примеси с увеличением его концентрации от первого к последнему. В сфалерите и галените повышенные концентрации золота, вероятно, обеспечиваются присутствием субмикронных включений золотосодержащих минералов: в первом это, в основном, халькопирит, во втором – теллуриды и блёклая руда.

Самородное золото и электрум широко представлены в жилах и зонах сульфидной вкрапленности в подрудных частях колчеданоносных систем типа куроко. Чаще всего золото ассоциирует с галенитовой и баритовой минерализацией. В подрудных метасоматитах Александринского месторождения [26] золото присутствует в сульфидно-баритовых жилах. Золотины располагаются на контактах зёрен пирита с галенитом и баритом, содержат Au от 76.7 до 82.4 %. Золото с высоким содержанием серебра и электрум широко представлены в полосчатых барит-сфалеритовых и теннантит-баритовых рудах золото-колчеданно-полиметаллических месторождений баймакского (куроко) типа (Сев. Уваряж, Звёздное, Балта-Тау на Ю. Урале). Золото нередко ассоциирует с самородным серебром и акантитом [7].

В научной литературе существуют противоречивые данные о связи пробности золота с общим минеральным составом руды. Наиболее высокопробное золото характерно для пирит-халькопирит-борнитовых и пирит-халькопирит-кварцевых ассоциаций (830-943). Более низкую пробность имеют беспиритовые ассоциации, например, халькопирит-сфалеритовая и барит-галенит-блэклюдная (720-888) [18].

### **Донная гидротермальная фация сульфидных труб**

В последние годы в рудах колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Понтийского пояса и Хокуроко выявлены реликты палеогидротермальных труб, сходные по общей минералогической зональности с трубами современных «чёрных и серых курильщиков» [10, 12-14, 17, 39, 44]. Основная часть находок сульфидных труб хорошей сохранности связана с коллювиальными брекчиями, залегающими у подножий сульфидных холмов. Значительное количество труб характеризуется аномально высокими содержаниями золота (16-284 г/т), которое концентрируется в теллуридах и самородном золоте. Трубы подразделены на медноколчеданные, медно-цинково-колчеданные и колчеданно-полиметаллические [14, 17]. Для каждого типа характерны особенности состава и минералогической зональности, формы концентрации золота и типоморфные минеральные ассоциации.

Наружные части оболочек медноколчеданных труб сложены в основном колломорфным пиритом. При переходе к средним слоям оболочек увеличивается количество марказита, заместившего колломорфный пирит и псевдоморфозы тонкодисперсного пирита по пирротину. Во внутренних частях оболочек труб нарастает количество эвгедрального пирита и гидротермально-метасоматического халькопирита. Внутренние стенки каналов труб последовательно обросли друзовидными агрегатами кристаллов халькопирита, пирита, марказита и кварца. Сходное строение имеют медно-цинково-колчеданные трубы, отличающиеся появлением сфалерита во внутренних частях оболочек и каналов. Барит-колчеданно-полиметаллические трубы характеризуются преобладанием сфалерита и халькопирита над пиритом, появлением обильного галенита и барита, отсутствием псевдоморфоз пирита по пирротину. Сфалерит доминирует в оболочках и каналах труб.

Сильванит  $\text{AgAuTe}_4$  обнаружен в виде изометричных белых с кремовым оттенком включений в крустификационном халькопирите сульфидных труб из месторождений Яман-Касы и Валенторское. В наиболее крупных из них (до 30 мкм) наблюдаются полисинтетические двойники, анизотропия и контрастное двуотражение. На Яман-Касинском месторождении сильванит наиболее распространен в марказит-пирит-халькопиритовых и кварц-марказит-пирит-халькопирит-сфалеритовых трубах. Зернистые выделения сильванита чаще всего встречаются в мелкозернистом халькопирите первого слоя крустификации внутренней стенки трубы в ассоциации с фробергитом, теллуrowисмутитом и теллуридами серебра. В ряде случаев сильванит наблюдается в составе халькопиритовых почек в сфалерите осевого канала колчеданно-полиметаллических труб. Обнаружены признаки замещения сильванита теллуrowыми и мышьяковыми сульфосолями серебра. Содержание золота в сильваните оказалось меньше теоретического при повышенных количествах Te и Ag. В ряде случаев отмечается Hg (до 0.63 мас. %). По данным лазерной масс-спектрометрии в сильваните содержатся в количествах менее 0.01 % Co, Ni, As, Se, Mo, Cd, Sn, Sb, Bi, Pb, Tl. На Валенторском месторождении сильванит встречается в пирит-сфалерит-халькопиритовых трубах совместно со свинцовым теллуrowисмутитом. Содержание золота в нём в среднем чуть выше теоретических данных [17].

Петцит  $\text{AuAg}_3\text{Te}_2$  редко, гораздо реже гессита и сильванита, встречается в трубах Яман-Касинского и Валенторского месторождений в выделениях до 10 мкм. Он обнаружен в богатых халькопиритом трубах, принадлежащих к медноколчеданному и медно-цинково-колчеданному типам, в ассоциации с друзами теллуридами (алтаитом, сильванитом) и сульфотеллуридами серебра.

В сульфидных трубах современных «чёрных, серых и белых курильщиков» находки самородного золота более редки [34]. Медистое золото обнаружено в халькопирите сульфидных труб поля Логачёв, залегающего на серпентинитах. В сульфидных трубах гидротермального поля Рейнбоу, также залегающего на серпентинитах, автором определено медистое золото в сростании с пентландитом. В сульфидных трубах «чёрных курильщиков» гидротермального поля ТАГ золото встречается на поверхности кристаллов халькопирита в ассоциации с борнитом, дигенитом и ковелином, а в «белых курильщиках» золото встречается совместно со сфалеритом [37]. Включения золота встречаются в сфалерите «серых курильщиков» бассейнов Лау и Манус [40]. Самородное золото современных «курильщиков», в отличие от древних аналогов, является высокопробным.

Зерна самородного золота обнаружены во многих сульфидных трубах (Александринское, Октябрьское, Сафьяновское, Валенторское колчеданные месторождения Урала), но наиболее изучены на месторождении Яман-Касы. Зёрна золота размером до 30 мкм обычно находятся в ассоциации с галенитом, теннантитом, кварцем и эвгедральным пиритом. Нередко золото присутствует как «невидимый» металл в сульфидах. Содержание Au в яман-касинских трубах в среднем составляет 36.2 г/т. Наибольшее количество золота и серебра связано с халькопиритом внутренней крустификации (в среднем 62.5 г/т, аномально до 221 г/т). В сфалерите содержание золота составляет в среднем 22.1 г/т. В трубах с аномальными концентрациями золото присутствует в виде зёрен от 10 до 50 мкм, удлинённой или изометричной формы с заливчатыми краями. В ассоциации с изокубанитом оно нередко заполняет пространство внутри решетчатой структуры распада.

Для золота из яман-касинских труб характерны примеси Cu, Fe, S, Te и Bi. Частицы золота из пиритовых, халькопиритовых и галенит-сфалеритовых агрегатов обычно содержат заметные количества Fe, Cu, Pb, меньше Zn [23]. Электронно-зондовые исследования выявляют в золотилах реликтовые микровключения (0.5-5 мкм) упомянутых минералов. Содержание золота в яман-касинских трубах варьирует в пределах 77-82 мас. % (серебра 14-19 мас. %). По сравнению с ним, золото из фрагмента трубы в рудокластической пачке характеризуется более узким интервалом содержаний: 82-85 мас. % при почти постоянной концентрации серебра около 16 мас. %. По соотношению Au/Ag (4.5-5.6) золото из яман-касинских труб сопоставимо с золотом из гидротермальных и кластогенных руд других колчеданных месторождений Урала.

Содержание золота в сульфидах из труб Александринского месторождения на порядок меньше по сравнению с яман-касинскими трубами и составляет в среднем 5.4 г/т. Аномальные (до 26 г/т) концентрации Au также связаны с халькопиритом, но среднее содержание золота в этом сульфиде лишь ненамного превышает средние содержания золота в сфалерите – 7.8 и 3.7 г/т. Наибольшее количество серебра – в сфалерите (103.7 г/т), а не в халькопирите, как это наблюдалось в яман-касинских трубах. Видимое золото в трубах Александринского месторождения встречается в основном в сфалерите. Обособления золота в виде удлинённых и изометричных зёрен с заливчатыми краями размером от 10 до 40 мкм обнаружены в одной из труб в сфалеритовой зоне, где присутствуют включения халькопирита, галенита и теннантита.

Содержание Au в золотилах из александринских труб колеблется в пределах 81-86 мас. %. Чуть повышенные концентрации Au (82-88 мас. %) наблюдаются в другой трубе, в которой самородное золото обнаружено в мелких кристаллах сфалерита (2-10 мкм). Золото встречается в ассоциации с тонкодисперсным гесситом, который фиксирует границы более крупных реликтовых зёрен, замещённых сфалеритом [11]. В золоте присутствуют Te (0.03-0.11 мас. %), местами – Bi до 0.25 мас. %. Пониженные содержания Au (78-80 мас. %) при повышенных Ag (21-22 мас. %) и отсутствие Bi характерно для золотилов той же трубы, но обнаруженных в халькопирите наружной зоны, псевдоморфно замещившей колломорфные агрегаты пирита. Здесь также присутствуют выделения галенита и вкрапленность теннантита. Изменения в содержании Au в пределах одной трубы отражаются и на пробности золота. Золото в гидротермальном сфалерите относительно высокопробное (855-894). Золотины в оболочке трубки характеризуются более низкой пробностью (783-793) и приближаются к электриту.

На Валенторском месторождении самородное золото обнаружено в кварц-пирит-сфалерит-халькопиритовых трубах в изометричных выделениях размером 10-30 мкм в халькопирите в ассоциации с галенитом, пиритом и теллуридами – теллуrowисмутитом и гесситом. По содержанию Au (78-85 мас. %) оно занимает промежуточное положение между золотом в яман-касинских и александринских трубах. В трубах Молодёжного месторождения самородное золото встречается в халькопирите в ассоциации с сфалеритом, гесситом, арсенипиритом, галенитом и теннантитом. На Октябрьском месторождении самородное золото совместно с галенитом, тетраэдритом, гесситом и алтанитом концентрируется в сфалерите каналов халькопирит-сфалеритовых труб.

На мезозойских колчеданных месторождениях Понтийского пояса самородное золото обнаружено в сульфидных трубах колчеданных месторождений Лаханос, Чейли и Кызыл-Кая. В трубах Лаханоса золото встречается в халькопиритовой крустификации в ассоциации с теллуrowисмутитом, галенитом, гесситом и виттихенитом. На месторождении Чейли включения самородного золота присутствуют в сфалерите каналов труб [53]. По разбросу содержаний Ag (14-38 мас. %) оно сходно с таковым из других колчеданных месторождений. Золото в сростках с халькопиритом, борнитом и пиритом содержит 14-19 мас. % Ag, тогда как в золоте, ассоциирующем с теннантитом и галенитом, его содержания возрастают до 38 мас. %. Включения самородного золота и кюстелита отмечаются в галените и теннантите колчеданно-полиметаллических труб месторождения Кызыл-Кая.



В сульфидных трубах колчеданно-полиметаллических месторождений Хокуроко (Матсумине) встречается электрум в ассоциации с халькопиритом, борнитом, сфалеритом, теннантитом и галенитом. В барит-полиметаллических сульфидных трубах Рудного Алтая электрум концентрируется в халькопирите в ассоциации с тетраэдритом, арсенопиритом, галенитом и самородным теллуридом.

Теллуриды золота и серебра (петцит и силванит), как и самородное золото, обнаружены в халькопирите и изокубаните медноколчеданных и медно-цинково-колчеданных труб из месторождений Урала. Они присутствуют с теллуридами свинца и ртути, арсенидами и сульфоарсенидами железа и кобальта (Яман-Касы, Сафьяновское, Молодёжное). Для самородного золота характерна ассоциация с эвгедральным пиритом, галенитом, реже с блёклыми рудами. Теллуридная и сульфоарсенидная минеральные ассоциации сменяются золото-галенит-блекловорудными по мере нарастания в трубах содержания сфалерита, кварца и барита. Предполагается, что в этом ряду возрастала степень смешения минералообразующих гидротермальных флюидов с морской водой.

В колчеданно-полиметаллических трубах в основном преобладает самородное золото, теллуриды редки. В колчеданно-полиметаллических трубах месторождений Хокуроко самородное золото встречается в халькопирите в ассоциации с включениями сфалерита, блёклых руд, борнита и галенита. В каналах труб из месторождения Чейли-Маденкой (Понтиды) самородное золото обнаружено в халькопирите и сфалерите в ассоциации с теннантитом, галенитом и борнитом. В халькопирите из труб Артемьевского месторождения (Рудный Алтай) золото ассоциирует с серебросодержащими блёклыми рудами, галенитом, самородным висмутом и арсенопиритом. Особенностью колчеданно-полиметаллических труб Александринского, Валенторского и Сафьяновского месторождений является концентрация золота в сфалерите каналов труб в ассоциации с теннантитом, галенитом и гесситом.

Методом ЛА-ИСП-МС изучено распределение «невидимого» золота в зональности сульфидных труб палеокурильщикова. Установлено, что в медноколчеданных и медно-цинково-колчеданных трубах, «невидимое» золото концентрируется в колломорфном (7-71 г/т) и фрамбоидальном (2-26 г/т) пирите, а

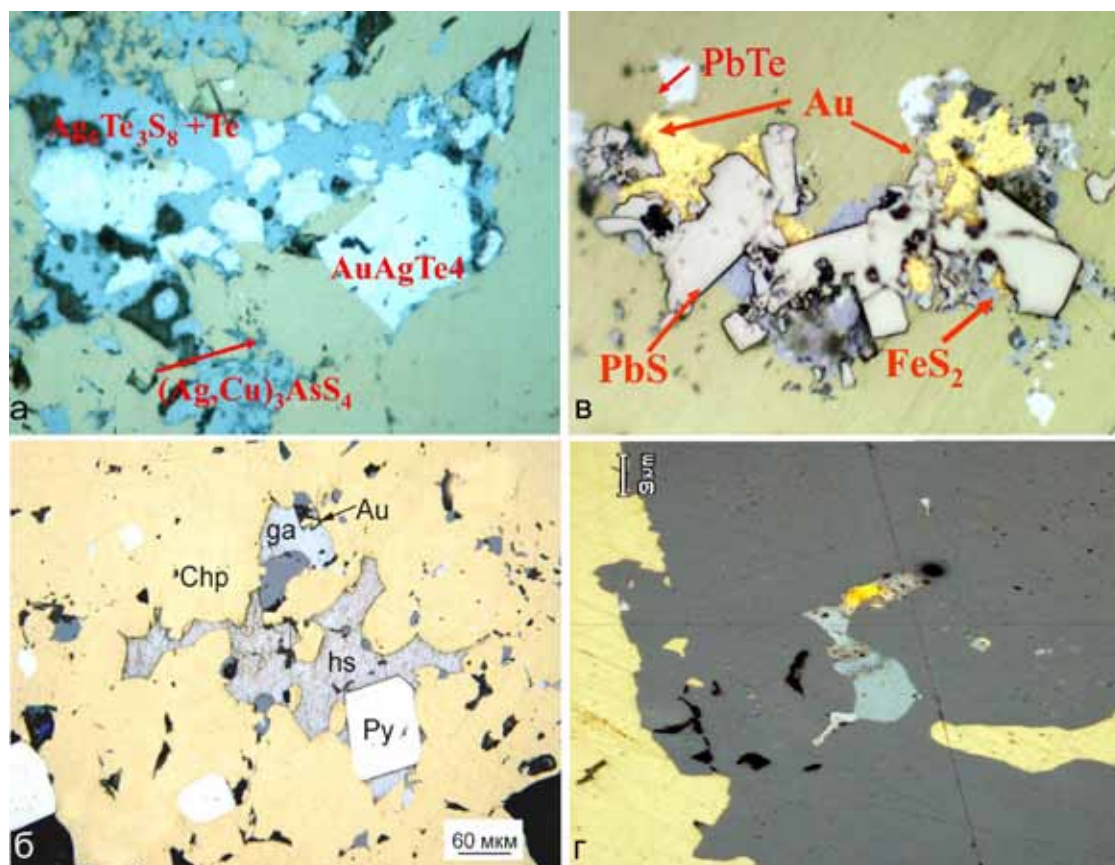


Рис. 1. Золотоносные минеральные ассоциации в «черных» пирит-сфалерит-халькопиритовых (а, б) и пирит-халькопирит-сфалеритовых (в, г) палеокурильщиках. а – силванит-сульфотеллуридная ассоциация в халькопирите (Яман-Касы, Ю. Урал), б – золото-галенит-гесситовая в халькопирите (Валенторское, Сев. Урал), в – алтаит-золото-галенит-пиритовая в халькопирите (Яман-Касы, Ю. Урал), г – золото-гессит-тетраэдритовая (Октябрьское, Ю. Урал).

также в псевдоморфозах тонкодисперсного пирита по кристаллам пирротина (3-40 г/т). Методом графической корреляции показано, что колломорфный пирит в одних случаях содержит нановключения сильванита, в других – золото не связано с теллуридами. Два следующих максимума концентраций (30-60 г/т и более) связаны с приграничными областями халькопиритовой стенки труб. Аномальные содержания золота отмечены в радиально-лучистом и субгедральном марказите (7-315 г/т) каналов труб. В колчеданно-полиметаллических трубах высокие концентрации золота (2-60 г/т) связаны в основном с включениями эвгедрального пирита, а халькопирит и сфалерит показывают его относительно низкие содержания.

В целом, минеральные ассоциации закономерно сменяют друг друга от золото-теллуридных к золото-галенит-сульфосольным с борнитом в ряду от чёрных к серым курильщикам по мере нарастания в них содержания сфалерита, барита, кварца и уменьшения халькопирита и пирита. На рис. 1 показаны сильванитовая и золото-гесситовая ассоциации. Самородное золото избегает сростков с алтаитом, образующимся в низкосульфидных условиях, и предпочитает галенит и гессит – индикаторы высокосульфидных условий при тех же температурах. На рис. 2 показаны золото-галенит-блёклорудная и золото-борнитовая ассоциации, характерные для серых курильщиков, формировавшихся в высокосульфидных условиях.

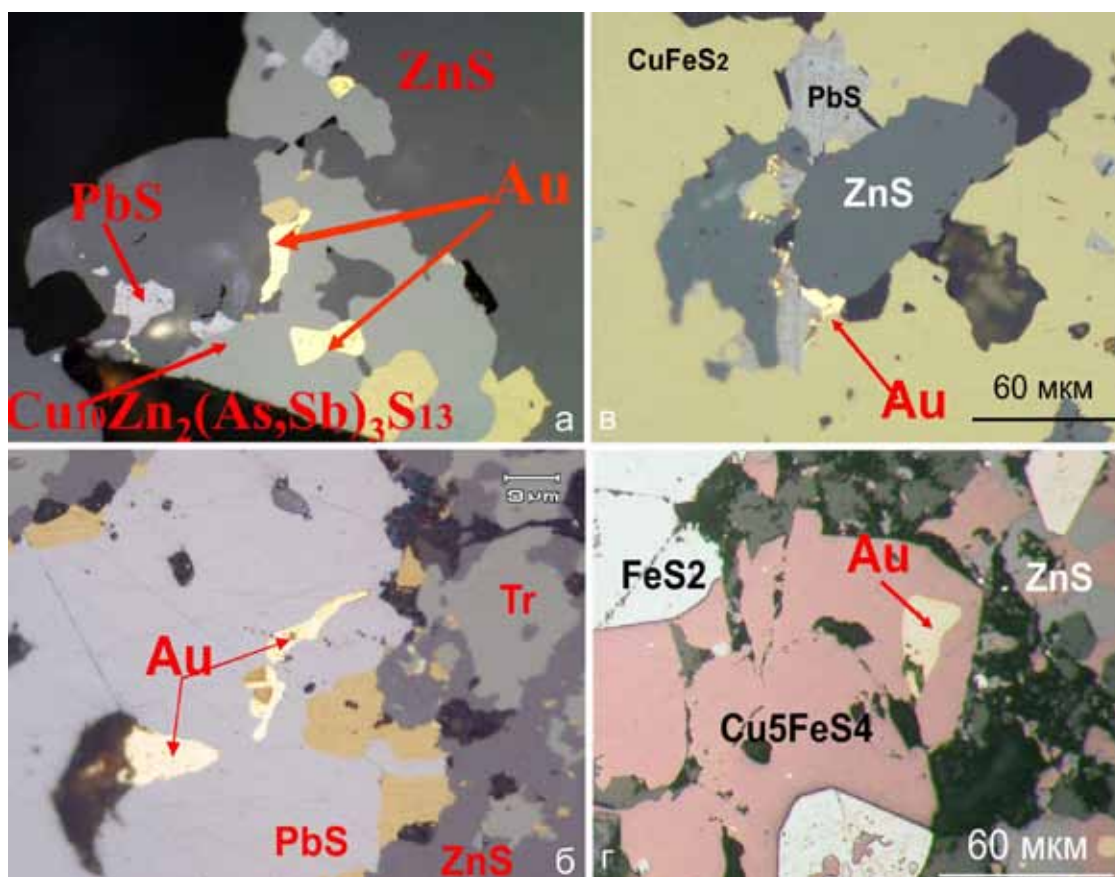


Рис. 2. Золотоносные минеральные ассоциации в «серых» халькопирит-сфалеритовых палеокурильщиках. а – золото-теннантит-галенит-сфалеритовая (Александринское, Ю. Урал), б – электрум-галенит-тетраэдрит-сфалеритовая (Кызылкая, Понтиды), в – электрум-галенитборнит-сфалеритовая в халькопирите (Матсумине, Хокуроко), г – электрум-борнитовая (Матсумине, Хокуроко).

Гидротермальное золото изученных палеокурильщиков колчеданных месторождений Урала характеризуется узким интервалом пробности (780-900) (рис. 3) по сравнению с новообразованным золотом обломочных руд, прошедших стадию субмаринного гипергенеза в различных кислотно-основных условиях [17]. Это свидетельствует о близких физико-химических условиях гидротермального формирования изученных золотосодержащих палеокурильщиков. Повышенные содержания Au – характерная черта халькопирита сульфидных труб «чёрных курильщиков», содержащих в составе барит (гидротермальные поля ТАГ, Рейнбоу, Лаки Страйк, Пакманус). Золото всех изученных к настоящему времени чёрных курильщиков характеризуется высокой пробностью. Золото сульфидных труб серых палеокурильщиков (Хокуроко, Понтиды и Рудный Алтай) характеризуется низкой пробностью вплоть до элек-

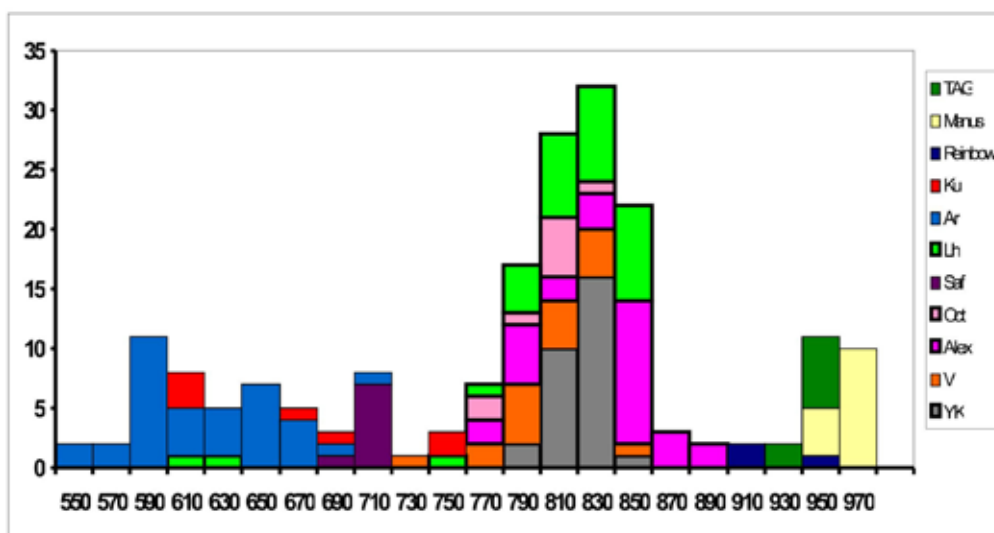


Рис. 3. Пробность самородного золота в трубах современных и древних «чёрных» и «серых» курильщиков. TAG – поле ТАГ, СОХ Атлантического океана; Manus – бассейн Манус в Западно-Тихоокеанском островодужном кольце; Rainbow – поле Рейнбоу, СОХ Атлантического океана; Ku – колчеданно-полиметаллические месторождения Хокуроко; Ar – Артемьевское, Рудный Алтай; Lh – Чейли, Лаханос и Кызылкаф, Понтиды; Saf – Сафьяновское, Ср. Урал; Oct – Октябрьское, Ю. Урал; Alex – Александринское, Ю. Урал; V – Валенторское, Сев. Урал; YK – Яман-Касы, Ю. Урал; пробность: 550-750 – базальт-риолитовые комплексы (Хокуроко, Рудный Алтай, Понтиды, частично Урал); 750-890 – риолит-базальтовые комплексы (Урал, частично Понтиды); > 890 – базальтовые комплексы (современные курильщики).

трума (550-750). Пробность золота снижается в ряду от колчеданных месторождений ультрамафитовой и базальтовой ассоциаций к месторождениям риолит-базальтовой и базальт-андезит-дацит-риолитовой формации. В том же направлении снижается связь золота с халькопиритом и возрастает роль золото-сфалеритовой ассоциации с галенитом, борнитом и баритом. В том же направлении можно предполагать снижение кислотности и температуры гидротермальных флюидов.

### Кластогенные и субмаринные гипергенные сульфидные фации

Золото в непретерформированных рудокластитах встречается крайне редко и связано с обломками труб «чёрных курильщиков» или марказитовых агрегатов (Яман-Касы, Валенторское, Александринское). Пробность золота во всех разновидностях рудокластов имеет близкие значения (730-760). В придонной гипергенной фации золото обнаружено на многих месторождениях Урала (Молодёжное, Яман-Касы, Таш-Тау, Балта-Тау, Утреннее, Александринское и др.). Самородное золото, электрум и серебро концентрируются в верхних наиболее преобразованных частях рудокластических пачек и ритмов, где содержания золота достигают 12-80 г/т и более. Наиболее крупное золото (зёрна 0.1-4 мм) встречается в золото-пирит-баритовой и золото-пирит-теннантитовой ассоциациях. Гораздо реже можно обнаружить включения золота в барит-хлорит-гематитовых продуктах гальмиролиза сульфидно-гиалокластитовых осадков. Наиболее высокую пробность имеет золото в борните или пирите (860-910). Наиболее низкой пробностью (770-530), вплоть до электрума и ртутистого кюстелита (Ag 60.66, Au 28.41, Hg 10.98), обладает золото полосчатых баритовых и барит-галенит-сфалеритовые слоистых руд. С этими фациями ассоциирует самородное серебро колчеданных месторождений Урала: Маканского, Гайского, им. III Интернационала, XIX Партсъезда [18].

### Условия формирования золота

За рубежом появились первые работы по изучению золота в различных рудных фациях. Показано, что оно концентрируется в гидротермальных и удалённых слоистых рудных фациях. В гидротермальных рудах и пригидротермальных брекчиях аномальные содержания золота коррелируют с элементами высокотемпературной ассоциации (Co, Cu, Bi), в преобразованных слоистых рудах – с элементами низкотемпературной ассоциации (As, Sb, Ag, Pb). Распространено мнение, что в первом случае золото поступало в высокотемпературном кислом гидротермальном флюиде в виде комплекса  $AuCl_2^-$ , во втором

случае в накоплении золота основное значение имели субнейтральные низкотемпературные растворы  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ . Большое внимание придаётся концентрированию золота в кровле рудных залежей за счёт процессов гидротермального рафинирования нижележащих руд.

Большинство теллуридов имеет высокие температуры плавления, значительно превышающие реально возможные в природных гидротермальных системах. Вместе с тем, некоторые теллуриды и их смеси могут быть использованы как приблизительные индикаторы температур минералообразования. Относительно низкая точка плавления сильванита (354 °С), позволяет использовать его в качестве показателя максимальных температур минералообразования [29, 30]. Смесь сильванита с теллуром и штютцитом плавится при ещё более низких температурах (330 °С) [33]. Она обнаружена в медноколчеданных и медно-цинково-колчеданных трубах месторождения Яман-Касы.

Ассоциация фробергит-пирит ограничена интервалом температур ниже 272 °С [29, 30]. Устойчивость штютцита имеет верхний предел 265-295 °С [25]. Ранее было установлено, что эмпрессит преобразуется в штютцит и теллур при температурах выше 210 °С [42]. Информативным индикатором температур минералообразования является присутствие криптозернистых сростаний штютцита и гессита, которые по суммарному составу соответствуют  $\gamma$ -фазе, устойчивой в интервале температур 120-460 °С [29, 30]. Тонкие смеси этих минералов – обычные продукты распада  $\gamma$ -фазы. Более определенную информацию о температурах минералообразования несет сильванит –  $\gamma$ -фаза – теллуrowый геотермометр. Преобладание золота над серебром свидетельствует о температурах выше 230 °С, обратное соотношение – признак более низких температур [33]. Высокотемпературными оказываются разновидности сильванита с составом  $\text{Au}_{1.14}\text{Ag}_{0.86}\text{Te}_4$ , характерные для теллур-алтаит-фробергитовой ассоциации. Температуры её формирования значительно превышают 230 °С, приближаясь к 300 °С. Сильванит-штютцит-теллуrowые ассоциации пирит-марказит-халькопирит-сфалеритовых труб формировались при более низких температурах, поскольку состав сильванита близок к стехиометрическому, что соответствует примерно 230 °С.

Для одновременного расчёта температуры и летучести серы наиболее часто используется электрум-сфалеритовый геотермометр, зарекомендовавший себя при реконструкциях физико-химических условий формирования колчеданных месторождений [2, 20]. Основу метода составляют данные по железистости ( $X_{\text{FeS}}$ ) сосуществующего с самородным золотом сфалерита и атомного количества серебра в самородном золоте [49]:

$$N_{\text{Ag}} = \text{Ag}/(\text{Ag}+\text{Au}) \quad (1)$$

$$T = \{28765 + 22600(1 - N_{\text{Ag}})^2 - 6400(1 - N_{\text{Ag}})^3\} / \{49.008 - 9.152 \log X_{\text{FeS}} + 18.2961 \log N_{\text{Ag}} + 5.5(1 - N_{\text{Ag}})^2\} \quad (2)$$

Важное место для понимания физико-химических условий формирования сульфидных труб имеют химические реакции процессов формирования и растворения теллуридов золота и серебра и самородного золота. Теллуриды могли отлагаться из растворов за счет обменных реакций с сульфидными комплексами металлов. Вероятность такого обмена и образования теллуридов повышается при температурах более 200 °С. Напротив, с понижением температуры более вероятна реакция растворения теллуридов с отложением вторичного теллура и повышением роли гидросульфидных комплексов Au и Ag.

Наблюдается отчетливая корреляция между содержаниями серебра и золота в различных типах палеогидротермальных сульфидных труб. Часть золота концентрируется в колломорфном пирите, слагающем оболочку труб, другая часть – в халькопирите, ассоциирующем со сфалеритом в переходной зоне от халькопиритовой крустификации к сфалеритовому заполнению канала трубы. Золото «избегает» наиболее высокотемпературной части халькопиритовой крустификации. Минимумы концентраций также характерны для осевого канала, заполненного почти чистым сфалеритом. В колломорфном пирите оболочки палеогидротермальных труб так же, как и в современных «чёрных курильщиках» [1], золото, вероятно, концентрировалось в виде ультрамикроскопических зерен, размеры которых находятся ниже разрешающей способности оптических и даже электронных микроскопов.

Считается, что самородное золото наиболее стойко в кислой среде при высоких значениях Eh, в щелочных – при более низких Eh. При увеличении окислительного потенциала происходит перераспределение золота. Растворение золота в воде идёт в окислительной обстановке, осаждение – в восстановительной, то есть экстракция золота из любого источника происходит в окислительной обстановке в виде хлоридных и гидроксидных комплексов [9]. Вместе с тем, исследования химических характеристик гидротермальных растворов из активных точек океанского дна указывают на золото в большей степени в виде  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  при низких температурах (< 350 °С), нейтральных pH и высокой концентрации  $\text{H}_2\text{S}$  ( $10^{-3}$ - $10^{-2}$  м) [38]. При повы-

шенных температурах и низкой рН растворимость золота невелика из-за ограниченной диссоциации  $H_2S$ , которая должна приводить к формированию необходимых лиганд  $HS^-$ :  $H_2S \leftrightarrow H^+ + HS^-$ . Напротив, при низкой температуре и высокой рН, при смешении с морской водой, растворимость золота в виде  $Au(HS)_2^-$  увеличивается за счёт более значительной активности  $HS^-$ , благодаря большей диссоциации  $H_2S$ . По экспериментальным данным, интервал максимальной растворимости золота оценивается в 150-250 °С [48]. Золото может быть отложено при уменьшении температуры растворов ниже 150 °С или при полном окислении  $H_2S$  за счёт смешения с морской водой [5, 38].

### Заключение

Полученные данные не опровергают определённую роль метаморфизма в перераспределении невидимого золота и концентрации крупного самородного золота. Но к настоящему времени установлено, что основными процессами, приводящими к концентрации теллуридов и самородного золота, являются придонные и донные гидротермальные и субмаринные гипергенные процессы. В рудах месторождений, сформированных на ультрамафитах, золото в основном концентрируется в самородной форме в халькопирите. Невидимое золото более характерно для колчеданных месторождений, сформированных на базальтовом основании. Исключением являются зрелые гидротермальные системы «чёрных курильщиков» медленно-спредингового Атлантического хребта (поля ТАГ, Менез Гвен). «Чёрные курильщики» высоко-спрединговых обстановок обеднены золотом. Предполагается, что основные концентрации золота связаны с зрелыми гидротермальными системами, сопровождавшими формирование риолит-базальтовых и базальт-риолитовых комплексов внутривулкановых рифтов.

### Список литературы

1. Бортников Н.С., Кабри Л., Викентьев И.В. и др. Невидимое золото в сульфидах из современных гидротермальных построек: к вопросу о поведении золота в субмаринных гидротермальных системах // Геол. руд. месторожд., 2003. № 2. С. 510-542.
2. Буслаев Ф.П., Игумнов С.А., Прокин В.А. и др. Изотопный состав серы // Медно-колчеданные месторождения Урала: условия формирования. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 199-211.
3. Викентьев И.В., Юдовская М.А., Молошаг В.П. Формы нахождения и условия концентрирования благородных металлов в колчеданных рудах Учалино-Александринского района, Ю. Урал // Матер. симп. «Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов». М.: ООО «Связь-принт», 2002. С. 110-114.
4. Викентьев И.В. Состав самородного золота в колчеданных рудах Урала // Геохимия. 2003. Т. 393. № 5. С. 659-663.
5. Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных месторождений Урала. М.: Научный мир, 2004. 344 с.
6. Еремин Н.И., Сергеева Н.Е., Дергачев А.Л. и др. Благородные металлы в рудах вулканогенных колчеданных месторождений // Матер. симп. «Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов». М.: ООО «Связь-принт», 2002. С. 150-154.
7. Зайков В.В., Белогуб Е.В., Котляров В.А. Галогениды серебра и самородное золото из зоны окисления месторождения Балта-Гау, Ю. Урал // Минералогия Урала. Т. II. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 16-20.
8. Зайков В.В. Минералы золота и серебра в зонах субмаринного и континентального гипергенеза медноколчеданных месторождений Урала // Уральский минерал. сб. 1997. № 7. С. 33-52.
9. Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Т. 5. М.: Недра, 1997. 576 с.
10. Масленников В.В., Херрингтон Р., Буслаев Ф.П. и др. Самородный теллур, теллуриды и сульфотеллуриды в сульфидных трубах «чёрного курильщика» Яман-Касинского медно-цинково-колчеданного месторождения // Уральский минерал. сб. 1997. № 7. С. 53-67.
11. Масленников В.В., Тесалина С.Г., Беккер К. и др. Состав и закономерности локализации минералов золота и серебра в палеогидротермальных трубах Яман-Касинского медно-цинково-колчеданного месторождения, Ю. Урал // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. С. 128-135
12. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей на примере Ю. Урала. Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
13. Масленников В.В., Леин А.Ю., Масленникова С.П. и др. Фанерозойские «чёрные курильщики» как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера. 2010. № 3. С. 153-162.
14. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
15. Масленников В.В., Зайков В.В. О процессах придонного разрушения и окисления сульфидных

построек в палеоокеанических структурах // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 211-226.

16. Масленникова С.П., Масленников В.В. Кобальт-теллуровая минерализация в палеогидротермальных трубах «чёрных курильщиков» из медно-цинково-колчеданного месторождения Яман-Касы, Ю. Урал // Минералогия Урала. Т. II. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 50-58.

17. Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубы палеозойских «чёрных курильщиков» на примере Урала. Екатеринбург-Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

18. Минералогия Урала: Элементы. Карбиды. Сульфиды. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 68-93.

19. Молошаг В.П., Грабежев А.И., Гуляева Т.Я. Условия образования теллуридов в рудах колчеданных и медно-золото-порфировых месторождений Урала // Зап. ВМО. 2002. № 5. С. 40-54.

20. Молошаг В.П., Грабежев А.И., Викентьев И.В. и др. Физико-химические условия образования парагенетических ассоциаций сульфидных минералов колчеданных и медно-золото-порфировых месторождений Урала // Матер. Уральской минерал. школы. Екатеринбург: УГГГА, 2003. 130 с.

21. Мурзин В.В., Молошаг В.П. К вопросу о типоморфизме золота колчеданных месторождений Урала // Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов. Свердловск: УрО РАН, 1986. С. 100-107.

22. Муталов М.Г., Пшеничный Г.Н. Минералогия теллура в колчеданных месторождениях Ю. Урала // Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Ю. Урала. Уфа, 1962. С. 137-148.

23. Петровская Н.В. Признаки неоднородности минералов и их генетическое значение // Зап. ВМО. 1977. № 1. С. 34-44.

24. Пшеничный Г.Н. Редкие минералы в рудах колчеданных месторождений Ю. Урала и их типоморфизм // Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Ю. Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1976. С. 11-16.

25. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете / Ред. Чвилёв Т.Н., Безсмертная М.С. и др. М.: Недра, 1988. 504 с.

26. Тесалина С.Г., Масленников В.В., Сурин Т.Н. Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение (Вост.-Магнитогорская палеоостровная дуга, Урал). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 228 с.

27. Шадлун Т.Н. О колломорфных структурах руд месторождения Яман-Касы на Ю. Урале // Зап. ВМО, 1942. № 3-4. С. 151-159.

28. Ярош П.Я., Покровский П.В., Нестеренко В.С. Распределение серебра в самородном золоте из Гайского колчеданного месторождения, Ю.Урал // Ежегодник-1974. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1975. С. 92-94.

29. Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. Thermodynamical data and calculated equilibria // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 377-394.

30. Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: II. Applications to telluride-bearing ore deposits // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 395-404.

31. Blevin P., Jackson S. Potential applications of LAM-ICP-MS technology in economic geology: a preliminary study of molybdenite and pyrite // 14<sup>th</sup> Austral. Geol. Convention. Townsville, 1998. Abstr. N 49.

32. Butler I.B., Nesbitt R.W. Trace element distributions in the chalcopyrite wall of black smoker chimney: insights from laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) // Earth Planet. Sci. Letters. 1999. P. 335-345.

33. Cabri L.J. Phase relation in the Au-Ag-Te system and their mineralogical significance // Econ. Geol. & Bull. SEG. 1965. V. 60. N 8. P. 1569-1606.

34. Fouquet Y., Wafik A., Cambon P. et al. Tectonic setting and mineralogical and geochemical zonation in the Snake Pit Sulfide Deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23° N) // Econ. Geol. 1993. V. 88. P. 2018-2036.

35. Halbach P.E., Tunnicliffe V., Hein J.R. Energy and mass transfer in marine hydrothermal systems // 89<sup>th</sup> Dahlem Workshop. Berlin, Oct. 14-19, 2003. 365 p.

36. Hannington M.D., Herzig P.M., Scott D. et al. Comparative mineralogy and geochemistry of gold-bearing sulfide deposits on the mid-ocean ridges // Mar. Geol. 1991. V. 101. P. 217-248.

37. Hannington M.D., Jonasson I.R., Herzig P.M. et al. Physical, chemical processes of seafloor mineralization at mid-ocean ridges // Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological and geological interactions / S.E. Hymphris et al., eds. Geophys. Monograph. Washington.: Amer. Geophys. Union. 1995. V. 91. P. 115-157.

38. Hannington M.D., Scott S.D. Sulfidation equilibria as guides to gold mineralization in volcanogenic massive sulphides: evidence from sulphide mineralogy and composition of sphalerite // Econ. Geol. 1989. V. 84. P. 1978-1995.

39. Herrington R.J., Maslennikov V.V., Spiro B. et al. Ancient vent chimneys structures in the Silurian massive sulphides of the Urals // Modern ocean floor processes and the geol. Records. 1998. V. 148. P. 241-257.

40. Herzig P.M., Hannington M.D., Fouquet Y. et al. Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau back-arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of Southwest Pacific // Econ. Geol. 1993. V. 88. P. 2182.

41. Herzig P.M., Hannington M.D. Polymetallic massive sulfides and gold mineralization at mid-ocean ridges and in subduction-related environments // Marine mineral deposits / D.S. Cronan, ed. 2000. P. 347-368.
42. Honea R.M. Empressite and stuetzite redefined // Amer. Miner. 1964. V. 49. P. 325-338.
43. Laser Ablation ICPMS in the Earth Sciences. Principles and Applications / P. Sylvester, ed. Short Course Series. 2001. V. 29. 243 p.
44. Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R. et al. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using LA-ICPMS // Econ. Geol. 2009. V. 104. P. 1111-1141.
45. Maslennikov V.V., Maslennikova S.P. Rare minerals assemblages in black and white smoker vent chimneys from Uralian VHMS deposits, Russia // Mineralium deposits research: meeting the global challenge / Mao J., Bierlein P.F., eds. 2005. P. 647-650.
46. Norman M.D., Griffin W.L., Prearson N.J. et al. Quantative analysis of trace element abundances in glasses and minerals: a comparison of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, solution coupled plasma mass spectrometry, proton microprobe and electron microprobe data // J. Analytical Atomic Spectrometry. 1998. V. 13. P. 477-483.
47. Sabir H. Geology and mineralogy of the polymetallic sulfide mineralization at Jebel Sa'id: Saudi Arabian Deputy Ministry Mineral Resources Bull. 1981. N 26. 101 p.
48. Shernberger D.M., Barnes H.L. Solubility of gold in aqueous sulphide solutions from 150 to 250 °C // Geochem. Acta. 1989. V. 53. P. 269-278.
49. Shikazono N.A. Comparison of temperatures estimated from the electrum-sphalerite-pyrite-argentite assemblage and filling temperatures of fluid implications from epithermal Au-Ag vein type deposits in Japan // Econ. Geol. 1985. V. 80. N 5. P. 1415-1424.
50. Thorpe R.I., Harris D.C. Mattagamite and telluroantimony, two new telluride minerals from the Mattagami Lake mine, Quebec // Canad. Miner. 1973. V. 12. P. 55-60.
51. Vikentyev I.V. Precious metal and telluride mineralogy of large volcanic-hosted massive sulfide deposits in the Urals // Mineral. and Petrol. 2006. V. 87. P. 305-326.
52. Walting R.J., Herbert H.K., Abell I.D. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) to the analysis of selected sulphide minerals // Chem. Geol. 1995. V. 124. P. 67-81.
53. Zaykov V., Novoselov K., Kotlyarov V. Native gold and tellurides in the Murgul and Cayeli volcanogenic Cu deposits, Turkey // Au-Ag-Te-Se deposits. Proc. Field Workshop Izmir-Turkey, 2006 / Cook N.J., Oyman T. et al, eds. P. 167-172.

## **ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ЗОН ВКРАПЛЕННОЙ СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩАХ СЕВЕРА УРАЛА**

Майорова Т.П.<sup>1,2</sup>, Устюгова К.С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, <sup>2</sup> Сыктывкарский госуниверситет,  
г. Сыктывкар, mayorova@geo.komisc.ru

*В южной части хр. Енганепэ на Полярном Урале в зонах вкрапленной сульфидной минерализации, локализующихся в докембрийских вулканогенно-осадочных породах, в пирите установлены субмикроскопические включения сульфидов (сфалерита, халькопирита, пирротина, теннантита-тетраэдрита и др.) и других минералов (монацита, бадделеита, апатита, рутила, хлорита, серицита). Во вмещающих породах широко развиты монацит, ксенотим, циркон, апатит, рутил с хлоритом, альбитом и кварцем. Золото характеризуется умеренной пробыностью и типоморфными примесями ртути и меди. Микроассоциация сульфидов в пирите минерализованных зон аналогична таковой в колчеданно-полиметаллических месторождениях северной части Полярного Урала. В связи с этим обсуждаются вопросы генезиса вкрапленно-прожилковой пиритовой минерализации в докембрийских вулканогенно-осадочных породах.*

В последние годы зоны тонкой вкрапленной сульфидной минерализации в золотоносных районах привлекают большое внимание, поскольку рядом исследователей развиваются представления об их определяющем влиянии на металлогеническую специализацию территорий, унаследованном развитии золоторудной и других типов минерализации, а также их роли как источников рудного вещества для более поздних жильных месторождений [2, 8]. Вместе с тем, минералогия и генезис зон тонкой сульфидизации в вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенных толщах остаются дискуссионными.

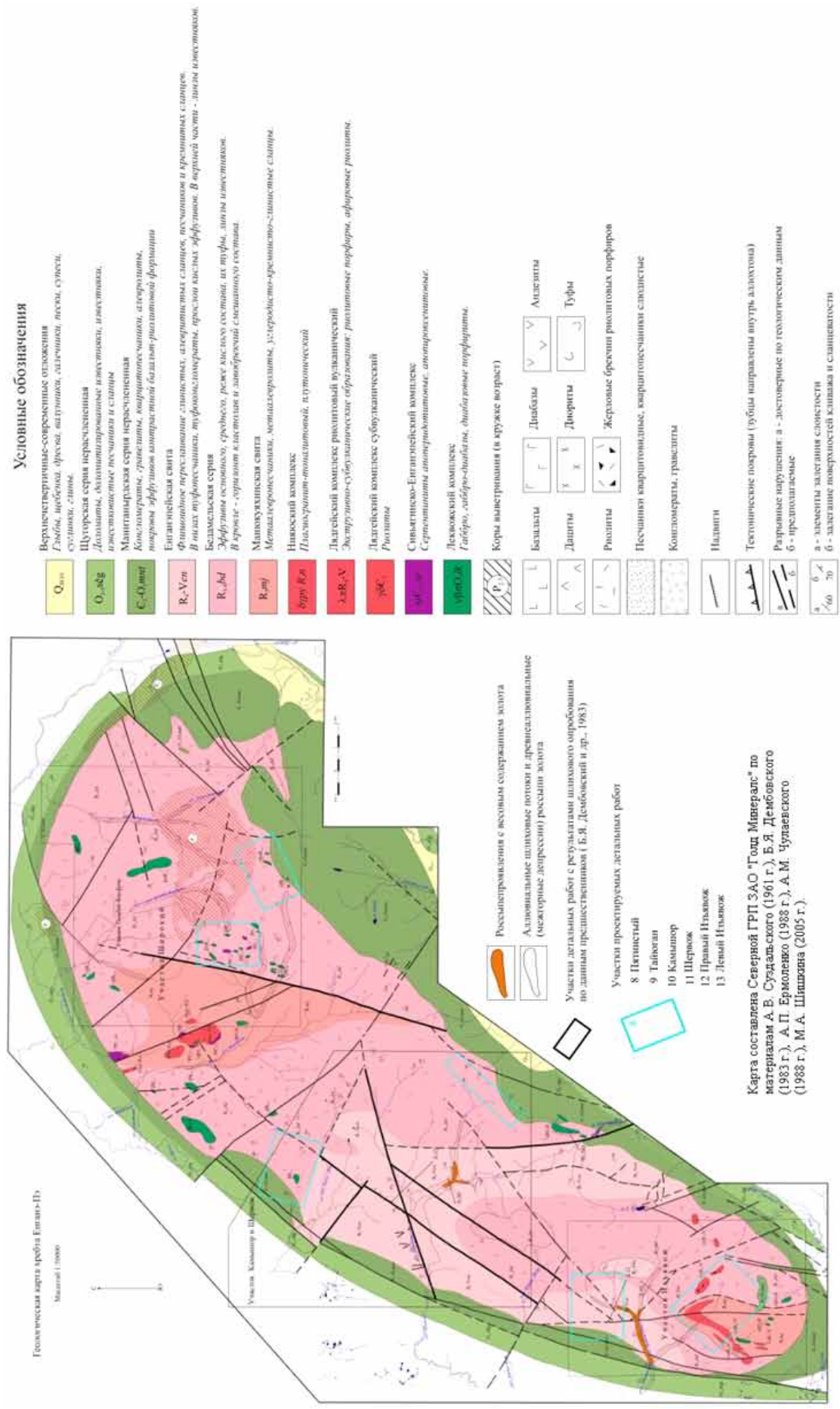


Рис. 1. Геологическое строение хр. Енганепо.



На севере Урала зоны сульфидизации наиболее широко развиты в Енганепэйско-Манитаньрдском золоторудном районе. На хребте Манитаньрд известны месторождения и рудопоявления золото-сульфидно-кварцевой формации – Верхняяюское 1, 2; Нияхойское 1, 2 и др. [5], сопровождающиеся широким ореолом вкрапленной сульфидной минерализации. На поднятии Енганепэ установлены шлиховые ореолы и мелкие россыпи золота [10], источником питания которых и рассматривались эти зоны пиритизации [1], поскольку коренных проявлений какого-либо другого типа рудной минерализации в этом районе обнаружено не было. Вместе с тем, до последнего времени зоны пиритизации хребта Енганепэ оставались практически не изученными, а их золотоносность чисто гипотетической.

В 2007-2009 гг. в результате поисковых работ ЗАО «Голд Минералс» в южной части хребта Енганепэ на участке Изъявож (рис. 1) выявлены аномалии золота, сопровождающиеся повышенными содержаниями сопутствующих элементов: Cu, Ag, Zn, Pb, As, Ba, Ni, Co, Cr, Mn, V, Bi, Sr, реже Mo и W. С золотом коррелируют Ag, Cu, Zn, Pb, As, Bi, хуже – Cu, Ba, В. При заверке траншеями одной из наиболее перспективных аномалий в вулканогенных (эффузивы андезибазальтового состава бедамельской серии R<sub>3</sub>bd) и вулканогенно-осадочных породах (енганепэйская свита V<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>en) установлено широкое развитие вкрапленной пиритовой минерализации, пирит-серицит-кварцевых метасоматитов, вторичных кварцитов и немногочисленных кварцевых жил мощностью до 0.5 м, приуроченных к зонам субмеридиональных разломов. Масштабы выявленной зоны пиритовой минерализации по заверенным и прогнозным данным составляют – ширина более 215 м, протяженность около 1.5 км. В милонитизированных породах вулканогенно-осадочной толщи впервые установлены единичные знаки самородного золота. Эта находка позволяет рассматривать зоны пиритизации участка Изъявож как потенциально золотоносные.

Для изучения минералого-геохимических особенностей рудной минерализации отобраны пробы пород, наиболее насыщенных сульфидами, из которых изготовлены аншлифы. Первоначально они просмотрены под рудным микроскопом и для дальнейшего изучения отобраны наиболее насыщенные сульфидами и наименее окисленные. Далее изучение аншлифов проводилось на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400 с энергодисперсионным спектрометром «Link» в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (аналитик В.Н. Филиппов). Результаты исследований докладывались на конференциях и опубликованы в [6, 11]. Текстуры руд убого- и густовкрапленные, прожилково-вкрапленные и гнездовые (рис. 2). На отдельных участках сульфидные прожилки имеют секущий характер и приурочены к разнонаправленным трещинам. Основным рудным минералом в зонах сульфидизации является пирит. Размеры его выделений колеблются от 0.01 до 2 мм. Пирит образует эвгдральные зерна – кристаллы кубической формы и их сростки, реже октаэдрической и кубооктаэдрической форм, что характерно для микронных выделений (рис. 3). Состав пирита соответствует теоретической формуле, элементов-примесей не обнаружено.

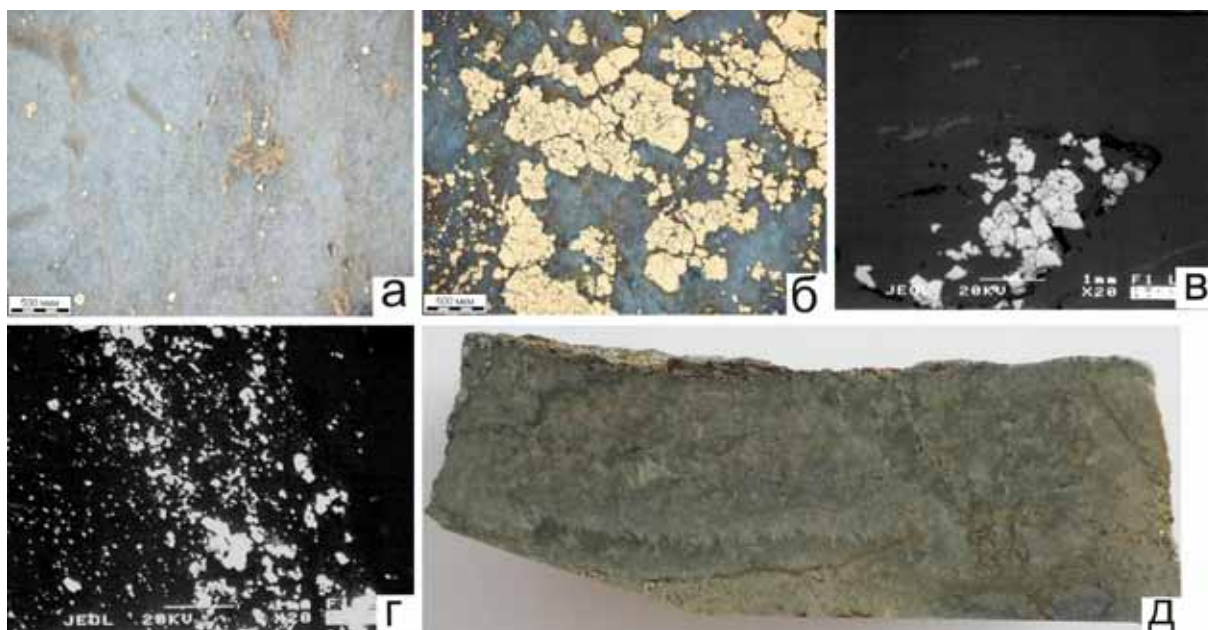


Рис. 2. Текстуры пиритовой минерализации в породах бедамельской серии (а – убоговкрапленная; б – густовкрапленная; в – гнездовидная, г, д – прожилково-вкрапленная (а, б, д – в отражённом свете; в, г – РЭМ-изображения во вторичных электронах).

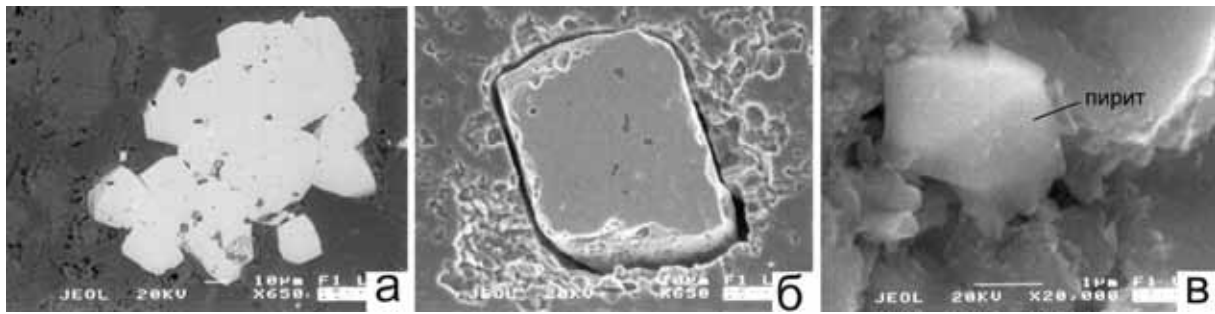


Рис. 3. Сrostки кубических кристаллов пирита (а), кристаллы кубической (б) и октаэдрической (в) формы. РЭМ-изображения во вторичных электронах.

При детальном электронно-микроскопическом исследовании среди основной рудной массы вкрапленной минерализации обнаружено небольшое число зёрен пирита (~1%), содержащих многочисленные субмикронные сингенетические включения других сульфидов (рис. 4): сфалерита, халькопирита, пирротина, блёклых руд группы теннантита. Размер включений от 1 до 15 мкм. При субмикроскопическом размере изученных включений сульфидов, в результатах микрозондового анализа всегда определяются матричные элементы (Fe, S), поэтому идентификация минералов проводилась по набору и соотношению химических элементов состава (с расчетом кристаллохимических формул) с поправкой на элементы пиритовой матрицы и заверкой элементного состава и типа соединения энерго-дисперсионными спектрами.

**Сфалерит** образует выделения удлиненной и изометричной формы, редко с четкими, чаще с размытыми границами, размеры от 0.5 до 10 мкм (рис. 4а). Химический состав соответствует теоретической формуле, примесей не обнаружено. В единичном случае сфалерит встречается в виде индивидуального зерна изометричной формы размером 5 × 5 мкм в сростке с пиритом и халькопиритом (рис. 4г).

**Халькопирит** присутствует в виде включений изометричной формы размером от 0.2 до 15 мкм (рис. 4б).

**Пирротин** образует субмикронные включения изометричной формы, размеры редко достигают 2 мкм (рис. 4в). Расчетная формула  $Fe_{0.84-0.97}S$ .

**Блёклые руды.** В четырех зёрнах пирита обнаружено 6 микровключений размером около 1 мкм (рис. 4 д, е), состав которых определяется наличием Cu-Sb-As-S(Fe) с варьирующим содержанием элементов (мас. %): Cu 31.2-37.0, Sb 7.2-8.5, As 5.3-6.6 (рис. 5а). Содержание Sb лишь немного выше, чем As. Постоянно присутствует Zn (3.6-5.8 мас. %). Полученные анализы удовлетворительно пересчитываются на формулу минерала смешанного состава **теннантит-тетраэдрит**  $Cu_{10.4}Zn_{1.62}(Sb_{2.3}As_{1.7})_4S_{13}$ . Постоянное превышение формульного коэффициента Cu и его дефицит для Zn, вероятно, связано с погрешностями микрозондового анализа этих субмикронных минеральных фаз. Условно минерал можно идентифицировать как смешанный теннантит-тетраэдрит-Zn. Встречены и субмикронные двухфазные включения сфалерита и халькопирита, халькопирита и смешанного теннантита-тетраэдрита-Zn (рис. 4ж).

Кроме индивидуальных включений сульфидов, в зёрнах пирита из туфов и метабазальтов установлены выделения переменного Zn-Cu-Fe-S состава с преобладанием Zn (20.12-45.54 мас. %) и подчинённым количеством Cu (4.8-18.57 мас. %). Анализы удовлетворительно пересчитываются на фазы сфалерита и халькопирита с соотношением от 9:1 до 1:1, в среднем 4:1. По-видимому, эти включения представляют собой твёрдые растворы сфалерита и халькопирита. Хотя визуально структур распада твёрдого раствора не наблюдается, их наличие даже в субмикронных фазах размером 5 × 5 мкм можно предполагать по переменному соотношению Zn и Cu в разных точках анализа (рис. 5). В одном случае, в двухфазном включении сфалерит и твёрдый раствор сфалерит-халькопирит в сфалерите обнаружено нановключение (500 × 200 нм) олова (рис. 4м) по наличию этого элемента в количестве 8.68-10.6 мас. %. Тип соединения определить не удалось из-за малых размеров. Установлены также включения Fe-Cu-S состава с большим избытком Fe, представляющие собой смесь пирротина и халькопирита в отношении 13:1. Частота встречаемости микровключений сульфидов в пирите (%): сфалерит – 41, пирротин – 20, халькопирит – 15, смешанный теннантит-тетраэдрит-Zn и твёрдые растворы сфалерит-халькопирит – по 11, пирротин + халькопирит – 2.

Кроме сульфидов в пирите установлены микровключения апатита, монацита, бадделеита (рис. 6 а, б, в), а также рутила, хлорита, серицита и кварца. Аналогичная аксессуарная микроминерализация характерна и для вмещающих пород. В них обнаружены монацит, ксенотим, циркон (рис. 6 г, д, е), апатит, рутил, редко барит. Часто наблюдаются сростки пирита с монацитом и ксенотимом (рис. 6 ж, з, и). Их размеры

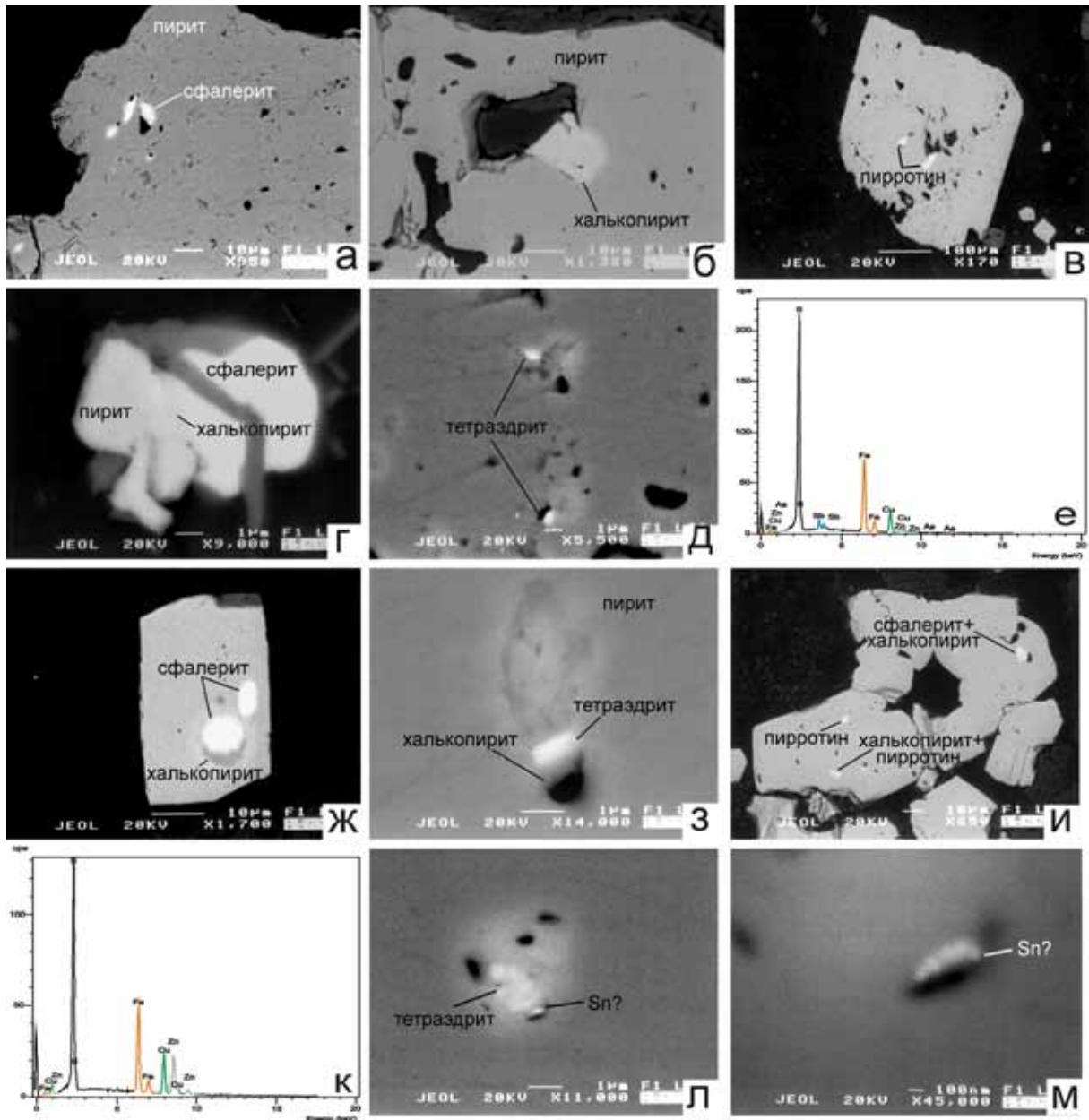


Рис. 4. Микровключения сфалерита (а), халькопирита (б), пирротина (в), сросток сфалерита, пирита и халькопирита (г), теннантит-тетраэдрит-Zn (д), РЭДС теннантит-тетраэдрита-Zn (е), двухфазные включения сфалерита и халькопирита (ж) и теннантит-тетраэдрита-Zn и халькопирита (з); зерно пирита с включениями твёрдых растворов сфалерит-халькопирит и халькопирит-пирротин (и), РЭДС включения твёрдого раствора сфалерит-халькопирит (к), включение олова в сфалерите (л, м). РЭМ-изображения в отражённых электронах.

– от микрона до первых десятков микрон. Акцессорная минерализация находится в тесной ассоциации с хлоритом, кварцем, альбитом, реже встречается серицит (рис. 6 г, д, ж, з, и).

**Монацит** образует индивидуальные выделения и встречается в сростках с ксенотимом или пиритом. Размер зёрен – первые микроны, максимальный около 10 мкм. Монацит характеризуется переменным составом и широким набором редкоземельных элементов. Обобщённая формула:  $(\text{Ce}_{0,48} \text{La}_{0,19} \text{Pr}_{0,06} \text{Nd}_{0,24} \text{Sm}_{0,04} \text{Gd}_{0,02} \text{Th}_{0,01}) [\text{PO}_4]$ . Спорадически фиксируется Dy (0.19 и 0.29 мас. %). В результатах химического анализа в небольших количествах присутствуют Fe, Ca, K, Al, Si, что при микроновых размерах минерала объясняется влиянием силикатной матрицы.

**Ксенотим** в виде самостоятельных выделений или в сростках с монацитом и пиритом присутствует во вмещающих породах. Размер выделений 3-5 мкм. Минерал характеризуется переменным составом и содержит широкий набор примесей REE. Обобщённая формула:  $(\text{Y}_{0,81} \text{Gd}_{0,05} \text{Dy}_{0,08} \text{Er}_{0,04} \text{Yb}_{0,02}) [\text{PO}_4]$ .

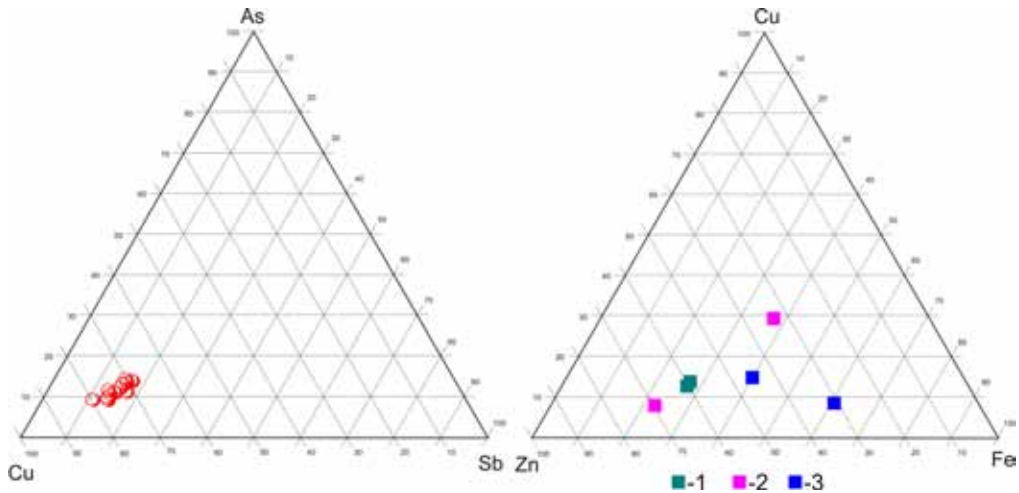


Рис. 5. Фигуративные точки составов микровключений блёклых руд (а) и твёрдых растворов сфалерит-халькопирит (б – номера включений 1, 2, 3).

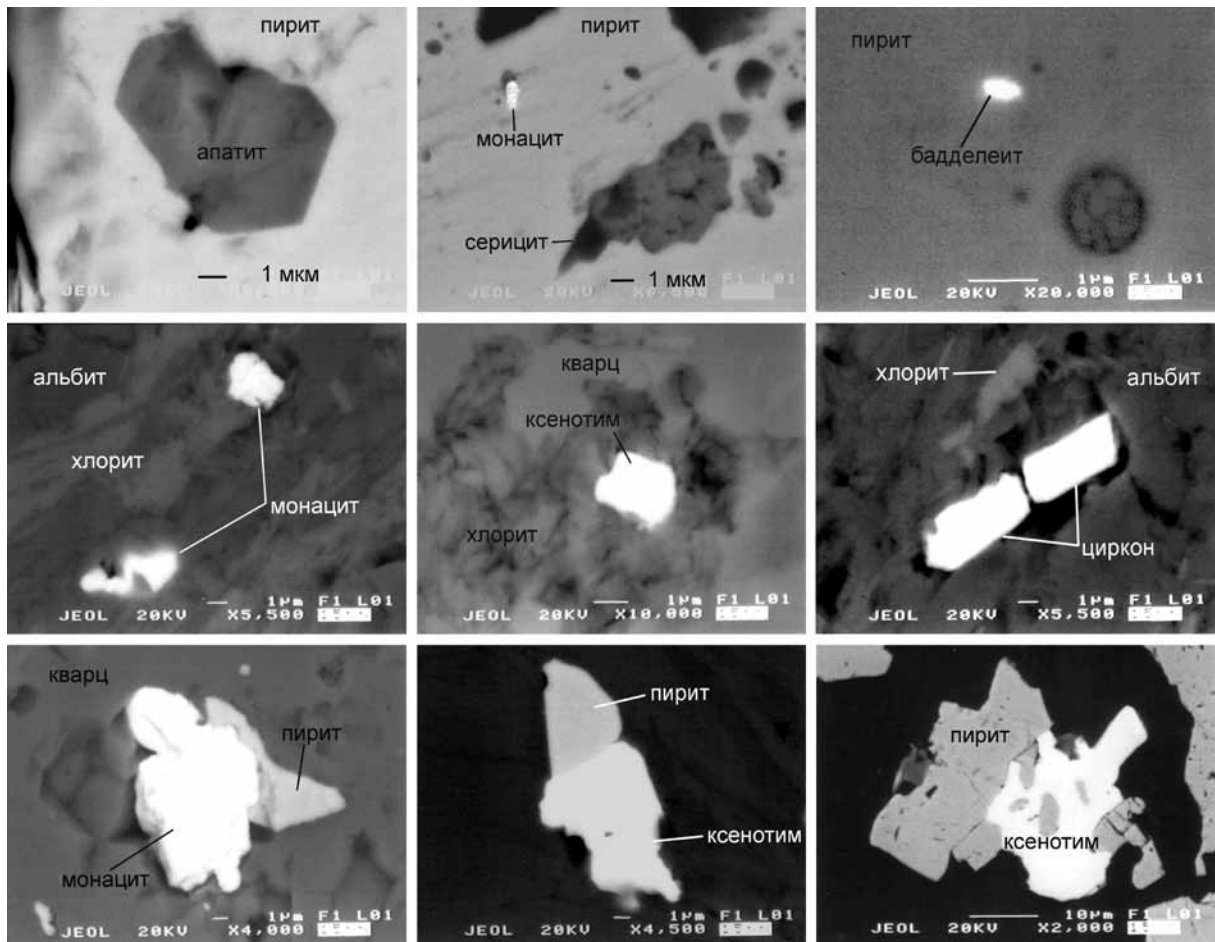


Рис. 6. Микровключения в пирите (а – апатит, б – монацит, в – бадделеит), во вмещающих породах (г – монацит, д – ксенотим, е – циркон), сростки пирита с монацитом (ж) и ксенотимом (з, и). РЭМ-изображения во вторичных электронах.

Реже отмечаются Sm (0.12-0.16 мас. %), Ho (0.30-0.42 мас. %), в одном случае Tb (0.28 мас. %). Как и в монаците, присутствие в анализах Fe, Ca, K, Ti, Mg, Al объясняется влиянием силикатной матрицы.

**Бадделеит** образует субмикронные включения (1 мкм и менее) только в пирите. Идентификация бадделеита проведена по химическому составу и заверена энерго-дисперсионным спектром. Состав близок к теоретическому, элементов-примесей не установлено.

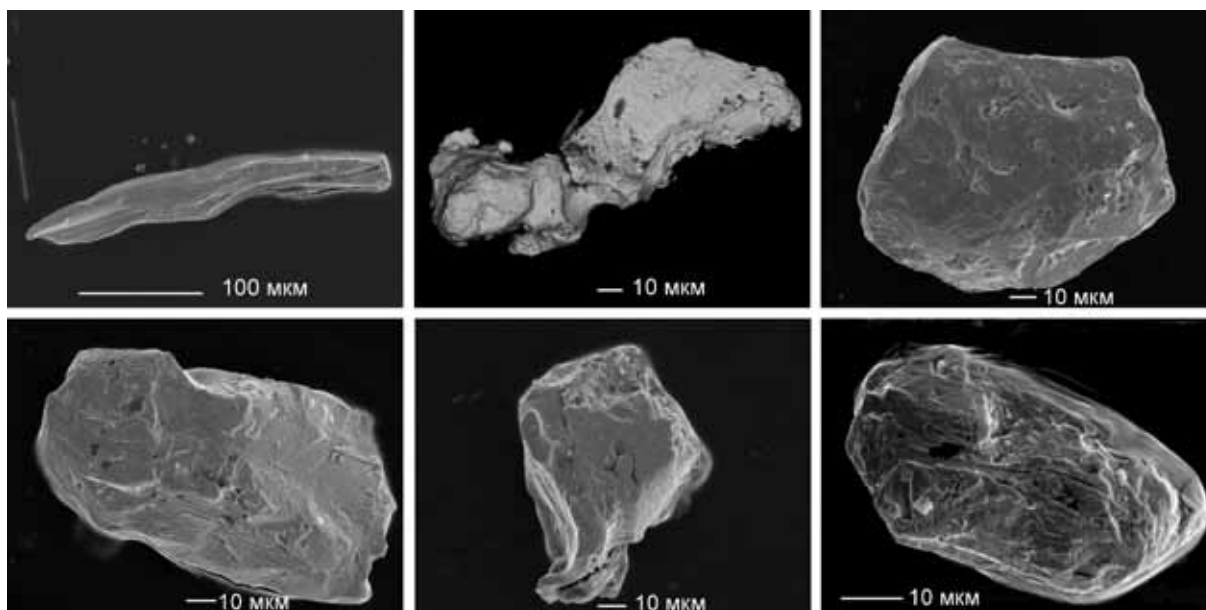


Рис. 7. Морфология золота из зон пиритизации: стержневидные (а); пластинчатые (б, в); комковидные (г); кристалломорфные (д, е) выделения. РЭМ-изображения во вторичных (а, в, г, д, е) и упруго отражённых (б) электронах.

**Циркон** встречается в удлинённых тетрагонально-призматических кристаллах размером 2-5 мкм. Во всех анализах присутствует примесь Hf (0.24-0.26 мас. %), других элементов не обнаружено.

**Рутил** в породах образует выделения игольчатой, в пирите – изометричной формы размером от 1-2 до 50 мкм. В нём установлена примесь V (0.17-0.4 мас. %).

**Апатит** в микронных включениях встречается в пирите и вмещающих породах. В пирите его размеры 3-5 мкм, во вмещающих породах отмечаются довольно крупные выделения до 60 мкм. Изредка отмечается примесь Mn (0.33-0.37 мас. %) и Sr (0.18-0.19 мас. %). В псаммитовых туфах обнаружены единичные субмикронные зёрна киновари и халькопирита.

В аншлифах золото в пирите и вмещающих породах нами обнаружено не было. Но геологами ЗАО «Голд Минералс» из дезинтегрированных пород минерализованных зон (милонитов в толще апо-риолитовых сланцев и псаммитовых туфов) выделено несколько десятков знаков самородного золота. В данной статье приводятся результаты начального этапа изучения морфологии и химического состава золота по поверхности зёрен (по 10 золотинам), поэтому данная ниже характеристика минерала является предварительной.

По размерности золото относится к классу мелкого, размер лежит в пределах 0.1-0.3 мм. Среди морфологических типов преобладают ксеноморфные золотины (стержневидные, пластинчатые, комковатые), в подчиненном количестве присутствуют кристалломорфные (рис. 7). Химический состав определялся по поверхности зёрен, но поскольку золото практически не затронуто процессами гипергенеза, то он отвечает составу всей золотины. Проанализированное золото относится к классу умеренно-высокопробного (72 %), в подчиненном количестве встречается весьма высокопробное (21 %) и высокопробное (7 %). Основные элементы-примеси (мас. %): Ag (0.92-19.53), Hg (0.71-1.48) и Cu (0.65-3.74). Серебристое и серебристо-ртутистое золото встречается в равных количествах (42 и 40 %), реже серебристо-медистое (18 %). Таким образом, для золота из зоны пиритизации участка Изъявож характерна умеренная пробность и типоморфные примеси – ртуть и медь.

### Обсуждение результатов

Проведенные исследования показывают, что зоны пиритизации в докембрийских вулканогенно-осадочных породах южной части хр. Енганепэ характеризуются разнообразной полисульфидной, редкоземельной и благороднометальной микроминерализацией. Наиболее широкой микроассоциацией сульфидов характеризуется пирит из прослоев туфов и метадацитов. В пирите метабазальтов обнаружен только сфалерит, кварцевой жилы – только пирротин. В пирите из вторичных кварцитов микровключений других сульфидов не установлено. Аналогичная полисульфидная микроминерализация в пирите, образующем рассеянную вкрапленность в вулканогенно-осадочных породах енганепейской свиты в рай-

оне золото-сульфидного месторождения Верхнеияюское 2, установлена на поднятии Манитанырд [7]. Минеральная микроассоциация включений сульфидов в пирите аналогична минеральным ассоциациям колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений, не известных в Енганепэйско-Манитанырдском районе, но развитых севернее на Полярном Урале [3, 9], что позволяет предполагать близкие условия их образования.

Тектурные особенности пиритовой минерализации участка Изъявож указывают на два этапа её формирования – гидротермально-метасоматический (вкрапленные и гнездовые текстуры) и более поздний эпигенетический (секущие прожилки и выполнение трещин). Пирит с микровключениями сульфидов, вероятно, является реликтовым, высокотемпературным гидротермально-метасоматическим с высоким содержанием рудогенных элементов-примесей, в котором при понижении температуры произошло их обособление в самостоятельные минеральные фазы. Источником железа, серы и других рудных элементов служил позднерифейско-ранневендский вулканизм и связанные с ним субмаринные гидротермально-метасоматические и гидротермально-осадочные (эксгалационные) процессы, в том числе связанные с «чёрными курильщиками». По петрохимическим особенностям вулканогенные породы бедамельской серии и вулканогенно-осадочные отложения енганепэйской свиты относятся к островодужным образованиям. Согласно [4], субмаринный рудогенез может приводить к массивным рудам лишь тогда, когда потоки гидротермальных растворов не подавляются литогенным материалом. В других обстановках имеет место обогащение накапливающихся толщ рудным веществом с возникновением прожилково-вкрапленных руд.

Минералого-геохимический облик пиритовой минерализации южной части хр. Енганепэ включает черты колчеданного Cu-Zn оруденения и «запрещённые», не свойственные ему геохимические характеристики (наличие Sn, Sb, Hg; Mo и W в литохимических аномалиях) оруденения других минеральных типов, в том числе эпитепиритового, но проявившегося на уровне эмбриональной стадии.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН № 09-И-05-2002.

#### Список литературы

1. Аминев В.Б., Гранович И.Б., Набровенков О.С. Основные типы коренных источников россыпей в одном из районов Приполярного Урала // Континентальные россыпи востока СССР. Ч. I. Благовещенск, 1982. С. 34-35.
2. Волков А.В., Сидоров А.А., Алексеев В.А. О металлогеническом значении зон тонкой сульфидизации и наноминералогии // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогения. Тр. XXXI Межд. научн. конф., посв. 100-летию со дня рожд. акад. В.И. Смирнова. Т. 2. М.: МГУ, 2010. С. 344-357.
3. Душин В.А., Малюгин А.А., Шиятый И.Н. Металлогения и золотоносность Приполярного Урала // Полярный Урал – стратегия освоения. Тр. II Полярно-Уральской науч.-практ. конф. Тюмень-Салехард, 2004. С. 203-210.
4. Кривцов А.И. Рудообразующие процессы и системы – развитие идей В.И. Смирнова // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогения. Тр. XXXI Межд. научн. конф., посв. 100-летию со дня рожд. акад. В.И. Смирнова. Т. 1. М.: МГУ, 2010. С. 14-29.
5. Майорова Т.П., Кузнецов С.К., Тарбаев М.Б. Месторождения золота севера Урала: геология, минералогия, металлогения // Золото Кольского п-ова и сопредельных регионов. Тр. Всерос. (с межд. участием) научн. конф., посв. 80-летию КНЦ РАН. Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 97-106.
6. Майорова Т.П., Устюгова К.С., Филиппов В.Н. Микроминерализация в зонах пиритизации докембрийских пород Енганепэйско-Манитанырдского золоторудного района и условия ее формирования, Полярный Урал // Минералогические перспективы. Матер. Межд. минер. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 230-231.
7. Микронзондовое исследование гидротермальных пиритов из разреза Верхне-Нияюского рудопроявления, хр. Манитанырд, Полярный Урал / М.П. Кетрис, Я.Э. Юдович, В.Н. Филиппов и др. // Минералогическая интервенция в микро- и наномир: Матер. Межд. минер. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 177-179.
8. Сидоров А.А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометального оруденения. Магадан, 1998. 246 с.
9. Силаев В.И., Тихомирова В.Д., Яковлева О.А. и др. Блёклые руды гидротермальных месторождений севера Уральско-Новоземельской провинции // Зап. ВМО. 1986. № 2. С. 177-191.
10. Степанов О.А., Спиринов А.В. Минералогия россыпей хребта Енганепэ // Структура, вещество история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 252-254.
11. Устюгова К.С. Микроассоциация сульфидов в зоне вкрапленной минерализации хр. Енганепэ, Полярный Урал // Матер. II Межд. научно-практ. конф., посв. памяти акад. А.П. Карпинского. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. С.183-187.

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕРОДИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ САФЬЯНОВСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СРЕДНИЙ УРАЛ

Сорока Е.И.<sup>1</sup>, Анфимов А.Л.<sup>1</sup>, Молошаг В.П.<sup>1</sup>, Ярославцева Н.С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, soroka@igg.uran.ru

<sup>2</sup> Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

В рудовмещающей толще Сафьяновского медноколчеданного месторождения присутствуют углеродисто-кремнистые отложения в виде прослоев песчаников и изменённых вулканокластических пород. В них, а также в брекчиях и приконтактовых метасоматитах рудовмещающей толщи, осветлённых, алунизированных, каолинизированных и серицитизированных породах в зоне Восточного разлома, присутствует рассеянное органическое вещество сапропелевого типа. В одном из осветлённых углеродисто-кремнистых прослоев кристалло-литокластического псаммитового туфа обнаружены раковины фораминифер *Saltovskajina aff. tamarae* (L. Petrovae), 1981. Время образования углеродисто-кремнистых отложений в составе рудовмещающей толщи Сафьяновского месторождения определено как поздний эйфель-живет. Осадконакопление происходило в условиях мелководного морского бассейна.

Сафьяновское медноколчеданное месторождение расположено в 10 км к СВ от г. Реж (рис. 1). Оно локализовано в изменённых вулканитах кислого и среднего состава в пределах Восточно-Уральского поднятия в южной части Режевской структурно-формационной зоны [5, 6]. Главная залежь массивных колчеданных руд имеет длину 400 м при ширине до 140 м и отрабатывается карьером (рис. 2). В породах наблюдаются многочисленные разрывные нарушения. В пределах карьера картируются Сафьяновский и Восточный разломы крутого ЗСЗ падения. Западный контакт залежи совпадает с Сафьяновским разломом, восточный близок к Восточному разлому. В карьере более проявлен Восточный разлом (рис. 3). В зоне разлома породы осветлены и изменены. На контакте с рудными телами находятся наиболее глинозёмистые образования алунит-каолинит-серицит-пирит-кварцевого состава, затем следует зона каолинит-серицит-хлорит-кварцевого состава. Южный фланг залежи резко выклинивается, северный переходит в серию апофиз, представленных массивным медным колчеданом и прожилково-вкрапленными рудами. В западной части Главной залежи развит преимущественно медный колчедан, в юго-восточной – медно-цинковый. Вблизи западного контакта залежи выделяется субмеридиональная зона богатых медных руд шириной от 2 до 30 м. Залежь массивных руд оконтурена с запада прожилково-вкрапленными медными рудами.

Одной из особенностей месторождения является то, что в рудовмещающей толще присутствуют углеродисто-кремнистые отложения в виде прослоев песчаников и изменённых вулканокластических пород (рис. 4) мощностью от 0.1 до 1.5 м [10]. Песчаниковые отложения имеют градиационную слоистость и местами волнистые контакты с пелитовыми разностями. Эти отложения встречаются и непосредственно на контакте с рудными телами (рис. 5). В углеродисто-кремнистых породах, некоторых брекчиях и приконтактовых метасоматитах рудовмещающей толщи, а также в осветлённых алунизированных, каолинизированных и серицитизированных породах, развитых в зоне Восточного разлома, обнаружено ископаемое рассеянное органическое вещество (РОВ) сапропелевого типа [8].

Ранее установлено [8], что в рудовмещающей толще встречаются полностью перекристаллизованные радиоларии плохой сохранности. Преобладают сферы из семейства *Entactiniidae*, верхний девон (определение Э.О. Амона, ИГГ УрО РАН). Более поздними исследованиями в одном из осветлённых углеродисто-кремнистых прослоев, представленным кристалло-литокластическим псаммитовым туфом, обнаружены раковины фораминифер (рис. 6, фиг. 1, 2). Образцы отобраны в южной части рудного тела между разведочными линиями 2 и 3, гор. 170 и 157. Раковины морфологически сходны с *Saltovskajina*

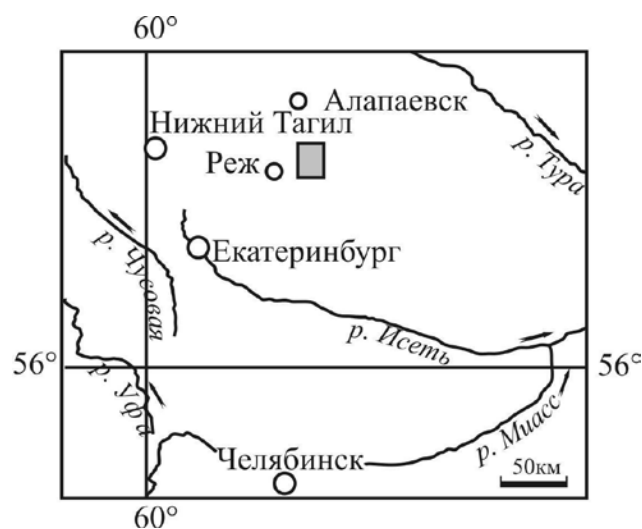


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

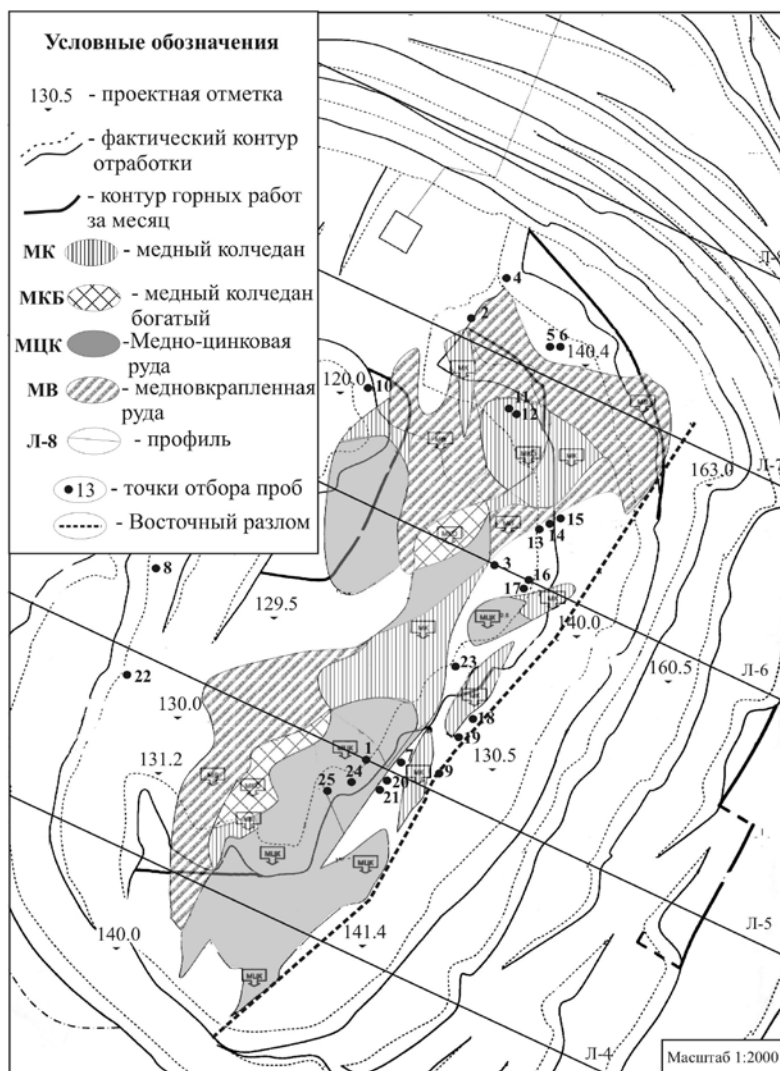


Рис. 2. Схема рудной залежи в карьере Сафьяновского месторождения, по материалам 2005 г.

*tamarae* (L. Petrovae, 1981), которая ранее определена на флангах Сафьяновского месторождения как *Parathuramina aff. tamarae* (L. Petrovae, 1981) в скважинах П-23 на гл. 283.2-338 м и 2142 на гл. 180-187.6 из обломков органических известняков, приуроченных к зоне Режевского шарьяжа [5, 6]. Найденные в карьере экземпляры имеют наружный диаметр 0.1-0.21 мм, внутренний диаметр 0.08-0.18 мм, трёхслойную стенку толщиной 0.005-0.028 мм, короткие сосочковидные, реже средней длины устьевые возвышения высотой 0.01-0.066 мм, количество устьев в разных сечениях от 1-2 до 8. Всего определены размеры 23 раковин (рис. 6, фиг. 1, 4-6). В одном сечении наблюдается диск прикрепления (рис. 6, фиг. 7). Стенки раковин сложены минералами группы апатита, внутренняя часть выполнена кварцем и апатитом (рис. 6, фиг. 8, 9). Можно предположить, что в процессе литогенеза произошло замещение первичной стенки, сложенной псевдохитином, минералами группы апатита.

Изученные ранее в карбонатных породах разных регионов



Рис. 3. Вид карьера Сафьяновского месторождения с северной стенки. Зона простираения Восточного разлома с СВ на ЮЗ. Фото А.Ю. Кисина, 2010 г.





Рис. 4. Выход углеродисто-кремнистых пород в ЮВ борту карьера, Сафьяновское месторождение, гор. 157 м, высота уступа 10 м.



Рис. 5. Выход углеродисто-кремнистых пород на контакте с вышележащими песчаниками (светлые слои) и нижележащими рудными прослоями (тёмные слои), гор. 92 м.

фораминиферы *Parathuramina tamarae* (L. Petrovae, 1981), имеют большие размеры: наружный диаметр 0.27-0.6 мм, толщину стенки 0.014-0.045 мм, высоту устьевых возвышений 0.03-0.07 мм, количество устьев 8-16, стенки и внутренняя полость раковины выполнены кальцитом [3, 4, 7]. У нескольких раковин также присутствует диск прикрепления, что позволяет предположить, что эти фораминиферы относятся к прикрепленному бентосу. Обнаруженные в известняках экземпляры приведены на рис. 6, фиг. 3, 4.

Уменьшенные размеры раковин не карбонатных фораминифер, а также небольшое количество устьев можно объяснить неблагоприятными условиями обитания в мелководном морском бассейне, где карбонатное осадконакопление подавлено за счёт формирования вулканогенно-осадочных и вулкано-

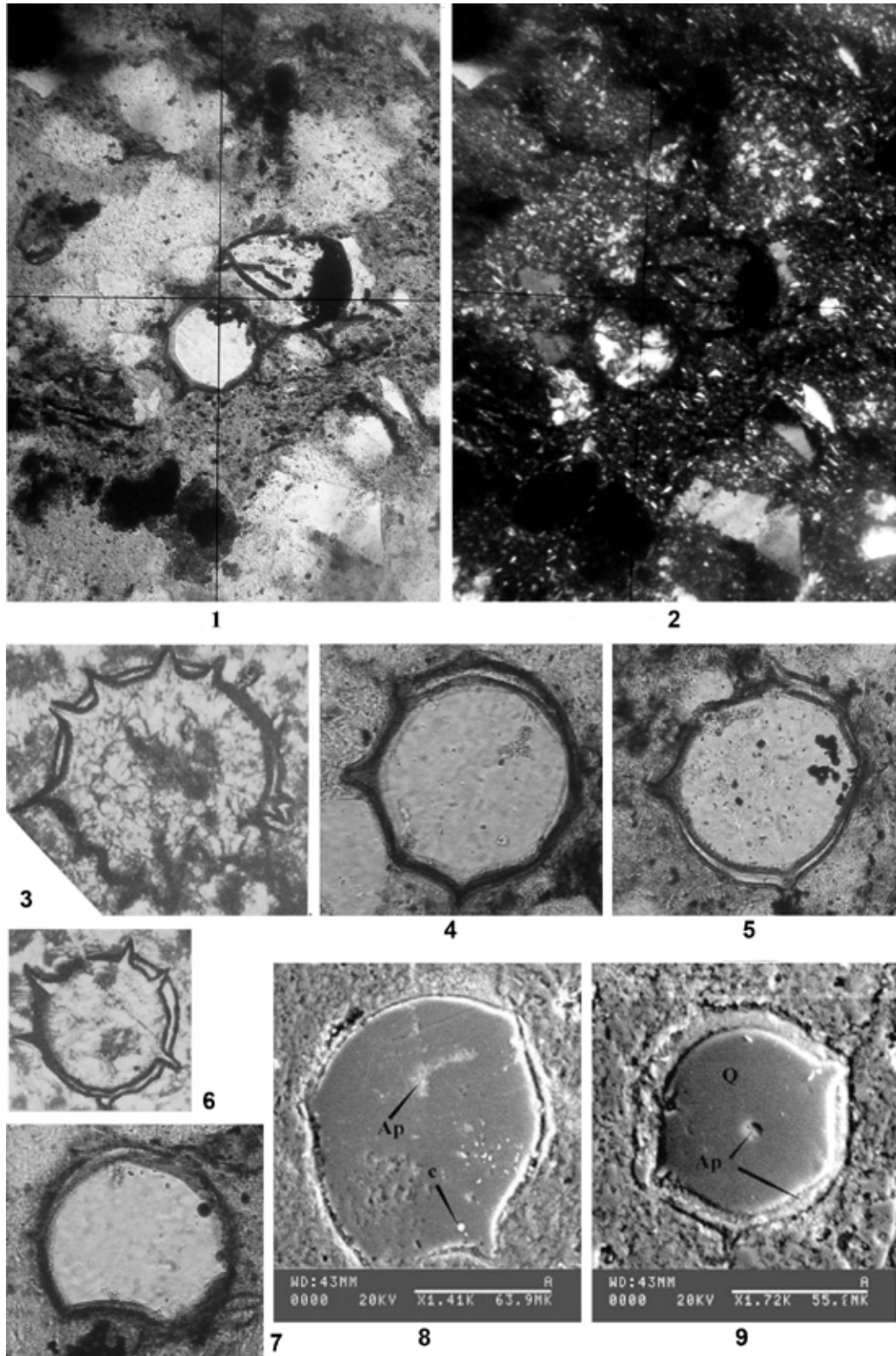


Рис. 6. Микрофотографии раковин фораминифер в углеродисто-кремнистых породах Сафьяновского месторождения. Фиг. 1. *Saltovskajina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981 в осветлённом слое псаммитового кристаллолитокластического туфа из углито-кремнистой толщи, Ср. Урал, Сафьяновское месторождение, шлиф Saf 07 I-22, естественный свет,  $\times 130$ . Фиг. 2. То же в поляризованном свете, видны обломки кварца, андезитов и углистые образования,  $\times 130$ . Фиг. 3. *Parathuramina tamarae* L. Petrovae, 1981, голотип, Сев. Урал, Ивдельский р-н, Тошемский участок, скв. 860, гл. 143 м, живетский ярус,  $\times 100$  [7]. Фиг. 4. *Saltovskajina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981, видна трёхслойная стенка, семь сосочковидных устьев, Ср. Урал, Сафьяновское месторождение, шлиф Saf 07 I-22, естественный свет,  $\times 280$ . Фиг. 5. *Saltovskajina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981, видна трёхслойная стенка, шесть сосочковидных устьев, Ср. Урал, Сафьяновское месторождение, шлиф Saf 07 I-22, естественный свет,  $\times 280$ . Фиг. 6. *Parathuramina*

*tamarae* L. Petrovae, 1981, Сев. Урал, Североуральский р-н, Черёмуховский участок, скв. 5812, гл. 118 м, живетский ярус, × 70 [7]. Фиг. 7. *Saltovskajina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981, видна трёхслойная стенка, три сосочковидные устья, диск прикрепления в нижней части раковины, Ср. Урал, Сафьяновское месторождение, шлиф Saf 07 I-22, естественный свет, × 280. Фиг. 8. *Saltovskajina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981, видна трёхслойная стенка, пять сосочковидных устьев, Ср. Урал, Сафьяновское месторождение, аншлиф Saf 07 I-22, обозначения: Ар – апатит, С – углистое включение, снимок на растровом электронном микроскопе с энергодисперсионным микроанализатором РЭММА-202МВ, ИМин УрО РАН, аналитик В.А. Котляров. Фиг. 9. *Saltovskajina aff. tamarae* L. Petrovae, 1981, видна трёхслойная стенка, четыре сосочковидных устья, Ср. Урал, Сафьяновское месторождение, аншлиф Saf 07 I-22, обозначения: Ар – апатит, Q – кварц, снимок на растровом электронном микроскопе с энергодисперсионным микроанализатором РЭММА-202МВ, ИМин УрО РАН, аналитик В.А. Котляров.

генных пород. Дополнительным подтверждением мелководности бассейна является то, что в девоне накопление углистого вещества (УВ), ввиду незначительного распространения наземной растительности, ограничивалось преимущественно участками прибрежной суши (паралическое угленакпление). При накоплении УВ в мелководно-морских условиях в результате отложения насыщенных органикой илов формировались кремнисто-карбонатно-глинистые образования – доманикиты. УВ доманикитов относится, в основном, к классу сапропелитов, иногда к смешанному типу – группе сапропелито-гумитов и гумито-сапропелитов [8]. Следовательно, исходным материалом для органического вещества в значительной степени служили морские водоросли, приуроченные к фотической зоне морских бассейнов.

Обнаруженные в карьере Сафьяновского месторождения фораминиферы можно определить как *Saltovskajina aff. tamarae* (L. Petrovae, 1981). К этому новому роду отнесены все паратураммины с трёхслойной стенкой и многочисленными устьевыми возвышениями [2]. Трёхслойная стенка наблюдается и у немногочисленных фораминифер *Tuberoquina* и *Tuberoella*, появившихся в эмское время на Урале, массовое развитие этих форм характерно для эйфельского и живетского времени [1]. Таким образом, можно определить время образования углеродисто-кремнистых отложений в составе рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения как поздний эйфельский и живетский век. Образование вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород шло, вероятно, в условиях мелководного морского бассейна.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта УрО и СО РАН «Эволюция рудообразующих систем древних «чёрных курильщиков» Сибири и Урала» и гранта РФФИ 09-05-00344.

#### Список литературы

1. Анфимов А.Л. Основные этапы развития фораминифер в девоне на Урале // Эволюция жизни на Земле. Матер. IV Межд. симп. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С. 61-63.
2. Вдовенко М.В., Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А. и др. (при участии Гроздиловой Л.П.) Справочник по систематике фораминифер палеозоя (за исключением эндотироидей и пермских многокамерных лагеноидей). М.: Наука, 1993. С. 28.
3. Задорожный В.М., Юферев О.В. Тип Protozoa. Класс Sarcodina. Подкласс Foraminifera. Отряд Astrotrochida. Надсемейство Parathuramminidea // Палеозой юго-востока Западно-Сибирской плиты. Н.: Наука, 1984. С. 70-113.
4. Задорожный В.М. Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и её складчатого обрамления // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 680. Н.: Наука, 1987. С. 21-22.
5. Коровко А.В., Постоялко М.В. и др. Стратиграфия и фауна образований девона и карбона Сафьяновского рудного поля, Ср. Урал // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Минприроды РФ, Комприроды по Свердловской обл., ОАО УГСЭ, 1999. С. 136-141.
6. Коротеев В.А., Язева Р.Г. и др. Геологическое строение и состав Сафьяновского колчеданного месторождения на Ср. Урале. Путеводитель геол. экскурсии Юбилейного научного чтения и Межд. симп. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях», посв. 100-летию со дня рожд. А.Г. Бетехтина. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 53 с.
7. Петрова Л.Г. Фораминиферы среднего девона восточного склона Урала // Палеозой Западно-Сибирской низменности и её горного обрамления. Н.: Наука, 1981. С. 81-101.
8. Сорока Е.И., Молошаг В.П., Леонова Л.В. и др. Кремнисто-углеродистые отложения рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения, Ср. Урал // Ежегодник – 2009. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 250-254.
9. Фурсенко А.В. Введение в изучение фораминифер. Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 391. Н.: Наука, 1978. С. 49-63.
10. Ярославцева Н.С. Характеристика рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения, Ср. Урал (на примере кремнисто-углеродистых отложений) // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Матер. V Всерос. литологич. совещ. Т. II. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 476-479.

## ОСОБЕННОСТИ АТОМОВ ВНЕДРЕНИЯ В СТРУКТУРЕ ПИРРОТИНОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАНИМБА

Онуфриёнок В.В., Сазонов А.М.

Институт горного дела, геологии и геотехнологий Сибирского федерального университета,  
г. Красноярск, VOnufriynok@yandex.ru

*Осуществлён комплексный анализ кристаллической структуры, химического и фазового состава природных пирротинов месторождения Панимба, Красноярский край. Особенность пирротинов этого месторождения – вхождение золота в кристаллическую структуру. Расчёт концентрации точечных дефектов в структуре природных пирротинов различного химического состава сопоставлен с концентрацией катионных вакансий в ней. Концентрация точечных дефектов рассчитана отдельно по дефектам включения Co, Ni, Cu, Zn, Au и катионным вакансиям в кристаллической структуре.*

### Постановка задачи

В геологоразведочной практике на разных стадиях работ широко используются типоморфные признаки главных и примесных минералов руд для оценки уровня эрозионного среза месторождений, положения в рудном теле (фланг, центральное сечение, лежащий, висячий бок рудного тела или месторождения), степени промышленной рудоносности и других геометрических, технологических и экономических параметров по единичным наблюдениям. Ранее нами была предпринята попытка выявить зависимость геохимических свойств и особенностей распределения золота, проявляющуюся в химическом составе и кристаллической структуре породообразующих биотитов, кварцев метаморфических комплексов России и ближнего зарубежья и пиритов из золоторудного месторождения Сарала в Кузнецком Алатау [8, 9]. В настоящем сообщении нами рассматриваются типоморфные кристаллохимические свойства пирротина золоторудного месторождения Панимба в Енисейском крае, Красноярский край.

Практически все природные минералы содержат в кристаллической структуре точечные дефекты различной природы [1, 2]. Концентрация дефектов может достигать 10 % и более. Например, пирротин состава  $Fe_7S_8$  может содержать в среднем 0.125 катионных вакансий на одном узле кристаллической структуры. Относительно высокая концентрация точечных дефектов в структуре отражается в типоморфизме минералов [3, 11]. Типоморфные свойства минералов, их парагенетические ассоциации определяются РТХ-параметрами образования, но природные вариации этих параметров зависят от многих факторов и изучены не в полной мере. Моделирование минералообразующих процессов предполагает многочисленные ограничения в практическом использовании результатов. Поэтому косвенная связь концентраций золота в горных породах и рудах и типоморфных свойств сопутствующих минералов, выражающаяся сложными математическими уравнениями, является объектом пристального внимания при количественном прогнозировании. Геологическими исследованиями многочисленных золоторудных месторождений установлены ассоциирующие с золотом минералы, по минералогическому признаку проведена типизация месторождений, но качественная и количественная корреляция содержания золота в рудах с типоморфными свойствами этих минералов исследована недостаточно. Эти вопросы приобретают особую актуальность в связи с расширением золотодобычи в стране, что требует переоценки известных месторождений, поиска и прогнозирования новых золотоносных объектов. Пирротин различного химического состава с разной концентрацией точечных дефектов часто встречается в золотосодержащей руде. Интерес представляет количественное сопоставление концентраций точечных дефектов, а также их упорядочения в кристаллической структуре с процентным содержанием золота в пирротине. Кроме катионных вакансий в структуре пирротина встречаются атомы внедрения, искажающие основную кристаллическую матрицу. Их влияние на свойства минералов также исследовано фрагментарно.

Уровень развития современной минералогии, с учетом выдвигающейся на первый план нанонауки, требует детального изучения природных нано-объектов [4], в том числе точечных дефектов, прежде всего в нестехиометрических минералах, придающих им особые технологические и технические свойства, в том числе используемые в поисковой минералогии. Нами показана зависимость концентраций золота, никеля, кобальта и т.д. в структуре пирротинов конкретного месторождения от их химического состава и концентрации катионных вакансий. Несомненно, круг научных проблем, связанных с точечными дефектами в минералах, несравненно шире [5, 6, 10, 11]. Отличительной особенностью пирротинов месторождения Панимба является наличие золота в кристаллической структуре пирротина.

Ранее нами была предпринята попытка выявить зависимость геохимических свойств и распределения золота в руде рудника Благодатный, пирротины которого не содержали атомов золота в виде точечных дефектов внедрения [7].

Цель работы: а) проанализировать концентрацию точечных дефектов различной природы в структуре пирротин месторождения Панимба; б) рассчитать по предложенной в работе [7] методике концентрации различных наноразмерных дефектов в структуре пирротина; в) сопоставить расчетные концентрации дефектов с их атомными радиусами; г) разработать представление о роли различных дефектов в кристаллохимических превращениях в пирротинах.

### Образцы для исследования

Исследовались пирротины участка Михайловский месторождения Панимба в Енисейском крае, Красноярский край, Россия. Химический состав пирротин определялся рентгеноспектральным методом (XRS) на установке «CamebaX-Micro» в лаборатории микронзондового анализа СО РАН. Кристаллическая структура и фазовый состав образцов контролировались методами РФА на дифрактометре XRD-7000S фирмы Shimadzu с использованием рентгеновского излучения Cu ( $K_{\alpha}$ ). Расчёт точечных дефектов в структуре пирротин выполнялся по формулам, предложенным в [7]. При этом определялось их процентное содержание на одном узле элементарной ячейки.

### Обсуждение результатов

Для анализа различного рода точечных дефектов в пирротине необходимо рассмотреть его кристаллическую структуру. Он обладает кристаллической структурой типа NiAs (B-8). Базисная элементарная ячейка содержит два катиона и два аниона (структура с базисной элементарной ячейкой 1С). Отличие от стереометрического состава объясняется тем, что часть катионных позиций вакантна. Катионные вакансии могут иметь различного рода упорядочения в кристаллической структуре, в результате этого могут возникать различные сверхструктуры [5, 6, 10]. Их рассмотрение выходит за рамки данной работы и в дальнейших расчётах будем рассматривать базисную элементарную ячейку или нормировать число точечных дефектов на один узел.

Расчётное содержание S и Fe в стехиометрическом составе FeS составляет 63.53 и 36.47 %. Отношение S/Fe в стехиометрическом составе равно 1. Кристаллическая структура в этом случае не содержит катионных вакансий. Если пирротин имеет соотношение S/Fe = 1.130 (обр. № 25 в табл. 1), то его химический состав можно представить как FeS<sub>1.13</sub>. Расчётное содержание S и Fe в этом образце составляет 60.42 и 39.21 %. Таким образом, на один атом Fe в данном случае приходится 1.13 атомов S или на один атом S приходится 0.885 атома Fe. Следовательно, число точечных дефектов, нормированных на один узел, равно 0.115, т.е.  $n$  (№ 25 в табл. 1). В этом случае, кроме катионных вакансий, в кристаллической структуре содержатся внедренные атомы Ni, Co, Cu и Au. Расчёт концентрации внедрённых атомов поясняется ниже по тексту, результаты расчёта представлены в табл. 1. В базисной элементарной ячейке, как отмечалось выше, содержатся два катиона. Число точечных дефектов, нормированное на элементарную ячейку, равно удвоенному значению, т.е.  $2n$ . Зная процентное содержание Fe и S, можно рассчитать концентрацию точечных дефектов в базисной элементарной ячейке или их среднее значение на узле. Если в структуре пирротина не содержатся атомы внедрения, то все точечные дефекты есть катионные вакансии.

Природные пирротины имеют, как правило, не только вакантные катионные позиции, но и различного рода включения в кристаллическую структуру. Например, атомы Co, Ni, Cu и Au (табл. 1) атомы включения занимают, как правило, вакантные катионные позиции. Если известно процентное содержание Ni в пирротине и известна концентрация вакантных катионных позиций (вакансий), то принимая во внимание, что вакансии не имеют массы, можно рассчитать, какая часть катионных вакантных позиций занята атомами Ni. Например, как показал XRS анализ, в образце № 25 его содержится 0.007 %. Это соответствует концентрации 0.0022 точечных дефектов Ni в элементарной ячейке 1С кристаллической структуры пирротина. При нормировке на один узел кристаллической структуры получаем 0.0011. Оставшиеся вакантными катионные позиции могут занимать атомы другого металла, например, Co. Если установить процентное содержание Co в пирротине, то можно вычислить, сколько вакантных позиций занято его атомами, рассчитав, сколько катионных позиций остались вакантными, и т.д.

Таблица 1. Результаты химического анализа (XRS) и расчётов атомов внедрения в структуре пирротинов.

Точность результатов химического анализа  $\sim 10^{-3}$ , теоретических вычислений  $\sim 10^{-4}$ .

Обр.	Сумма приме-сей	S		Fe		Co		Ni		Cu		Au		S/Fe	Точечные дефекты	
		mass % <sup>‡</sup>	mass % <sup>‡</sup>	mass % <sup>‡</sup>	$\cdot 10^{-2}$ #	mass % <sup>‡</sup>	$\cdot 10^{-2}$ #	mass % <sup>‡</sup>	$\cdot 10^{-3}$ #	mass % <sup>‡</sup>	mass % <sup>‡</sup>	mass % <sup>‡</sup>	$10^{-3}$ #		Сумма дефектов, #	Вакансии, #
1	0.124	39.95	59.81	0.0628	0.041	0.1067	0.069	-	-	0.014	0.161	1.16328	0.1404	0.1385		
2	0.177	40.06	59.93	0.0951	0.062	0.0928	0.06	0.059	0.004	0.048	0.551	1.16414	0.1412	0.1387		
3	0.171	39.79	60.20	0.0995	0.065	0.1067	0.069	-	-	0.037	0.423	1.15111	0.1313	0.1287		
4	0.178	40.2	60.13	0.1073	0.07	0.0989	0.064	-	-	0.044	0.504	1.16433	0.1411	0.1385		
5	0.143	39.85	60.20	0.1120	0.073	0.0804	0.052	0.208	0.014	0.004	0.046	1.15285	0.1326	0.1304		
6	0.139	39.65	60.02	0.0875	0.057	0.0696	0.045	-	-	0.028	0.321	1.15050	0.1308	0.1287		
7	0.129	39.76	59.21	0.0954	0.062	0.0510	0.033	-	-	0.012	0.138	1.16947	0.1452	0.1436		
8	0.126	39.65	59.63	0.1046	0.068	0.0541	0.035	-	-	0.017	0.196	1.15802	0.1367	0.1349		
9	0.111	39.59	60.02	0.0862	0.056	0.0417	0.027	-	-	0.028	0.322	1.14876	0.1295	0.1278		
10	0.186	39.73	59.76	0.1718	0.112	0.0928	0.06	-	-	0.014	0.160	1.15784	0.1363	0.1335		
11	0.155	39.79	59.83	0.1410	0.092	0.0974	0.063	-	-	-	-	1.15823	0.1366	0.1342		
12	0.166	39.87	59.82	0.1028	0.067	0.0897	0.058	0.282	0.019	-	-	1.16075	0.1388	0.1366		
13	0.415	40.51	59.76	0.2169	0.144	0.3757	0.243	-	-	0.028	0.313	1.18057	0.1530	0.1467		
14	0.411	40.21	59.96	0.1836	0.122	0.3664	0.237	-	-	0.045	0.504	1.16792	0.1440	0.1380		
15	0.366	40.00	59.70	0.2011	0.133	0.2984	0.193	-	-	0.036	0.405	1.16688	0.1432	0.1378		
16	0.373	39.96	60.11	0.1157	0.077	0.3649	0.236	-	-	0.035	0.393	1.15776	0.1366	0.1312		
17	0.142	39.17	59.81	0.1122	0.073	0.0510	0.033	0.327	0.022	0.013	0.149	1.14056	0.1234	0.1213		
18	0.185	39.56	60.04	0.0997	0.065	0.0788	0.051	-	-	0.049	0.561	1.14751	0.1285	0.1259		
19	0.151	39.42	60.20	0.0567	0.037	0.0928	0.06	-	-	0.038	0.437	1.14041	0.1233	0.1212		
20	0.185	39.76	59.96	0.1098	0.072	0.1639	0.106	-	-	0.007	0.080	1.15485	0.1341	0.1312		
21	0.176	38.87	59.98	0.1284	0.084	0.1144	0.074	-	-	0.018	0.205	1.12862	0.1140	0.1113		
22	0.175	39.54	60.13	0.1166	0.076	0.0788	0.051	0.030	0.002	0.045	0.516	1.14521	0.1270	0.1244		
23	0.168	38.92	60.54	0.1164	0.076	0.0866	0.056	-	-	0.036	0.411	1.11962	0.1068	0.1043		
24	0.147	38.95	60.80	0.1105	0.072	0.0618	0.04	-	-	0.032	0.367	1.11569	0.1039	0.1018		
25	0.167	39.21	60.42	0.1117	0.073	0.1082	0.07	0.177	0.012	0.012	0.137	1.13020	0.1152	0.1126		
26	0.160	39.36	60.44	0.1231	0.08	0.0402	0.026	0.104	0.007	0.031	0.356	1.13415	0.1186	0.1164		
27	0.156	39.46	60.27	0.1153	0.075	0.0510	0.033	0.134	0.009	0.035	0.402	1.14024	0.1232	0.1210		
28	0.102	40.12	60.04	0.1357	0.088	0.0139	0.009	-	-	0.005	0.058	1.16375	0.1407	0.1391		
29	0.164	40.41	60.66	0.0972	0.063	0.0108	0.007	-	0.004	0.047	0.544	1.16018	0.1385	0.1368		

‡ : Результаты лабораторного анализа (XRS).

# : Результаты теоретических расчетов.

В табл. 1 даны результаты XRS анализа и расчёта концентраций точечных дефектов и вакантных катионных позиций в кристаллической структуре пирротинов различного химического состава участка Михайловский месторождения Панимба. В общем случае, для нестехиометрических минералов, содержащих катионы с атомным весом  $M_k$  и анионы с атомным весом  $M_a$ , максимальное процентное содержание атомов внедрения при заполнении всех вакантных позиций в структуре можно рассчитать по формуле [7]:  $\varphi = \{(x-1)y100\} / \{y(x-1) + (M_a x + M_k)\}$  (1), где  $y$  – атомный вес катионов внедрения. Для определенности, отношение  $x = A/K$  можно выбрать такое же, как у пирротинов, т. е.  $1 < x < 1.2$ . Для пирротинов  $A$  – это сера,  $K$  – железо. На основе XRS анализа химического состава природных минералов известно, что атомы внедрения занимают не все вакантные позиции. Тогда для расчета концентрации атомов внедрения необходимо знать массовый процент внедрённых элементов. В этом случае концентрацию атомов внедрения можно рассчитать по формуле:  $\beta = \alpha_{\text{табл}} [(1-1/x)/\varphi(x)]$  (2).

Из представленной схемы расчёта точечных дефектов следует, что любое нестехиометрическое соединение может быть записано в виде химической формулы:  $K_\gamma V_\beta A$  (3), где  $A$  и  $K$  – анионы и катионы основной кристаллической матрицы,  $V$  – катионы внедрения в вакантные позиции этой матрицы,  $\gamma = 1/x$ .

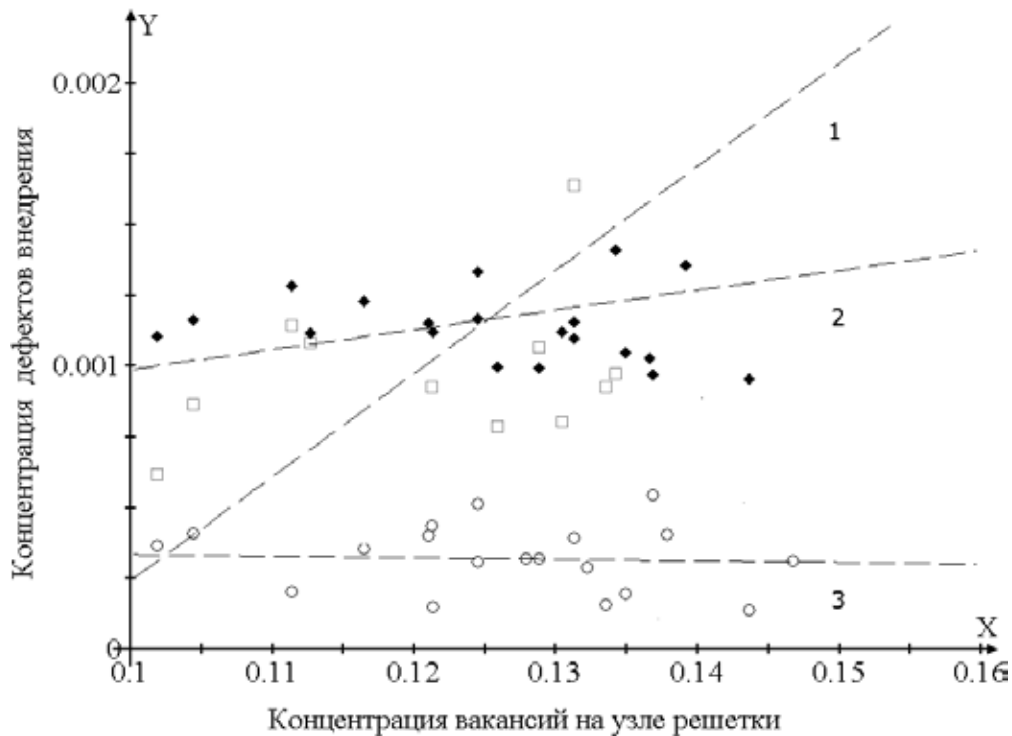


Рис. 1. Зависимость концентраций внедренных атомов и катионных вакансий. 1 – концентрация Ni; 2 – концентрация Co; 3 – концентрация Au.

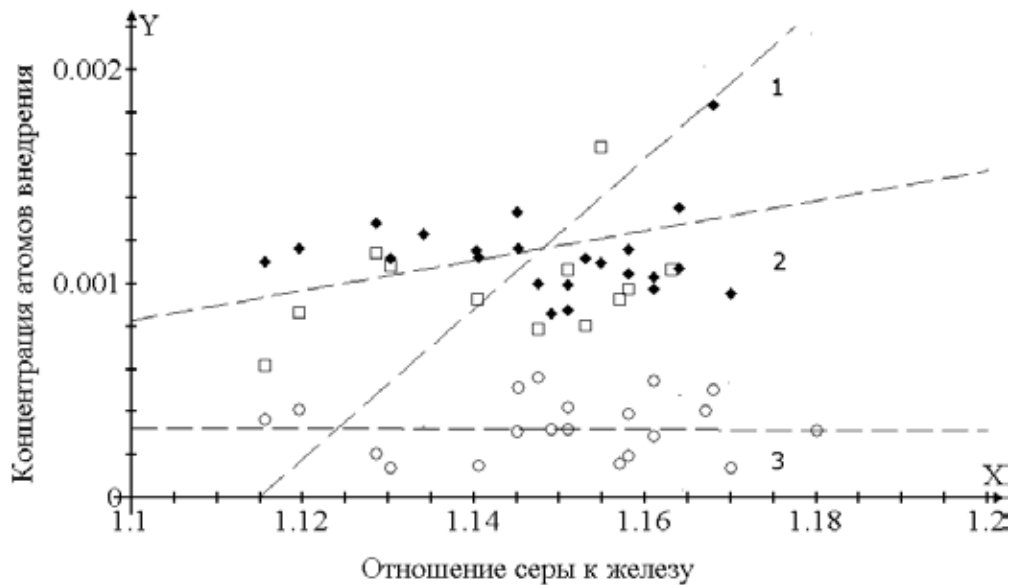


Рис. 2. Зависимость концентраций точечных дефектов (кривая 1) и катионных вакансий (кривая 2) от соотношения S и Fe в пирротине.

Число вакантных позиций, нормированных на один узел кристаллической структуры, легко определить из соотношения  $v = 1 - \gamma - \beta$  (4). Поскольку  $\gamma = 1/x$ , где  $x$  – соотношение A/K, то на основе (4) можно (1) и (2) представить как функции от концентрации вакансий  $v$ . Атомы основной матрицы (Fe и S) выбраны для примера. В общем случае, атомами кристаллической матрицы могут быть Cr и Ni, Ni и Se, S и Cr и т.д. В пирротине катионные позиции занимают, в первую очередь, те атомы, размеры которых близки атомам Fe. Примером могут служить Ni и Co. Рост их концентраций в кристаллической структуре должен сопровождаться возрастанием числа вакантных позиций. Эта зависимость и наблюдается на практике (кривые 1 и 2 на рис. 1). Таким образом, рост числа вакансий сопровождается ростом числа суммарных точечных дефектов.

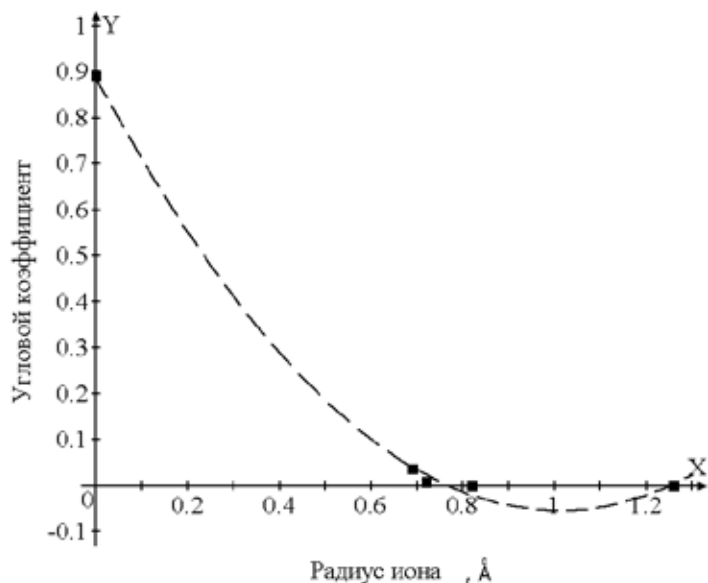


Рис. 3. Зависимость концентрации внедренных атомов от соотношения S и Fe в пирротине. 1 – концентрация Ni; 2 – концентрация Co; 3 – концентрация Au.

Если при формировании пирротина вакантную катионную позицию занимает атом, размеры которого значительно превышают размеры иона Fe, то кристаллическая решетка в этом месте будет деформироваться. Система, стремясь минимизировать потенциал Гиббса и занять состояние с минимумом свободной энергии, будет стремиться вытолкнуть из структуры такие атомы. В кристаллической структуре пирротина при этом возрастает концентрация катионных вакансий. Чем больше атомов тяжелых металлов, в нашем примере Au, вытолкнуто кристаллической структурой, тем больше катионных вакансий будет содержать пирротин и меньше концентрация Au в пирротине. Из данной модели следует: если в золотоносной породе пирротин содержит большую концентрацию вакантных катионных позиций, то атомов Au в кристаллической структуре пирротина должно быть меньше. На основе анализа полученных результатов построен график зависимости содержания Au в кристаллической структуре пирротина от концентрации катионных вакансий. Кривая 3 на рис. 1 подтверждает изложенные выводы. Выявленная зависимость может использоваться в геологоразведочной практике. Но удобнее пользоваться не концентрацией вакансий, а соотношением Fe и S. На рис. 2 представлены зависимости процентного содержания внедренных атомов от соотношения S/Fe в образцах. Аналитически эти зависимости можно представить в виде формул:  $y = (3.51x - 3.91) \cdot 10^{-2}$  (5),  $y = (0.699x - 0.687) \cdot 10^{-2}$  (6),  $y = (4.82 - 1.41x) \cdot 10^{-4}$  (7) для атомов Ni, Co и Au. Анализируя их, можно отметить, что с увеличением радиуса Гольдшмидта внедренных атомов уменьшается угловой коэффициент. Этот факт ранее не отмечался. Таким образом, коэффициент «у» представляет собой спадающую функцию (рис. 3) радиуса Гольдшмидта (x) внедренных атомов:  $y = 0.925x^2 - 1.869x + 0.889$  (8). Отметим, что радиусы имеют значение: Fe<sup>2+</sup> 0.82; Co<sup>2+</sup> 0.72; Ni<sup>2+</sup> 0.69; Au<sup>2+</sup> 1.26 (Å). Для катионных вакансий радиус Гольдшмидта равен нулю.

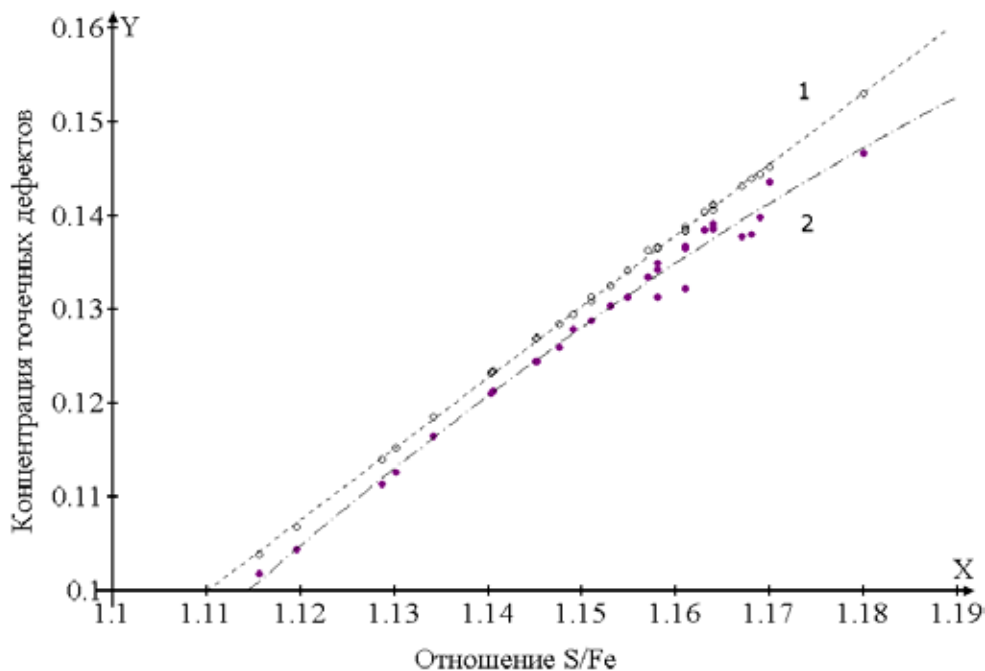


Рис. 4. Зависимость углового коэффициента (y) от радиуса Гольдшмидта (x) внедренных атомов.



На рис. 4 представлены зависимости концентрации точечных дефектов (кривая 1) и катионных вакансий (кривая 2) от соотношения S/Fe в пирротине. Концентрацию внедренных атомов для пирротина определенного состава можно определить в виде разности значений функций, представленных кривыми 1 и 2 при фиксированном  $x$ . Концентрация суммарных дефектов носит практически линейный характер, зависимость концентрации катионных вакансий не линейна. Из характера кривых можно заключить, что концентрация катионных вакансий имеет насыщение, т. е. существует некоторое критическое значение  $n_k$ , после которого реализуется фазовый переход (например, в пирит). Возможны метастабильные состояния кристаллической структуры пирротина с перенасыщенной концентрацией вакансий, когда  $n = n_k + \Delta n$ . Чтобы исключить влияние атомов внедрения в кристаллическую структуру, были синтезированы пирротины в интервале соотношений S/Fe образцах. Гомогенные образцы получались до соотношения S/Fe = 1.18. В этом случае  $n = 0.153$ . После тридцатилетней выдержки образцов в лабораторных условиях повторный XRS и XRD анализы показали, что максимальное значение S/Fe в гомогенных образцах не превышает 1.14. Если предположить, что выдержанные образцы перешли в стабильное состояние (это подтверждается литературными источниками [11]), то  $n_k = 0.125$ ,  $\Delta n = 0.028$ . Расчёт катионных вакансий выполнен по методике [7]. При сравнении критической концентрации катионных вакансий в кристаллической структуре пирротинов, содержащих атомы внедрения ( $n_k = 0.1467$ ; табл. 1, № 13), можно заключить, что атомы внедрения стабилизируют критическую концентрацию вакансий нестабильных пирротинов (рис. 1, кривая 2).

Критическая концентрация вакансий нестабильных пирротинов превышает критическое значение концентрации катионных вакансий в структуре природных пирротинов, содержащих атомы внедрения. Гомогенными природные пирротины остаются до соотношения S/Fe = 1.18 (табл. 1, № 13). Линейный характер точечных дефектов можно объяснить тем, что атомы Ni или Co замещают атомы материнской матрицы (Fe), хотя и в этом случае существует критическая концентрация внедрённых атомов. Можно предположить, что критическая концентрация атомов внедрения существенно превышает  $n_k$ . Этим и объясняется различный характер поведения данных функций (кривые 1 и 2 на рис. 2).

Анализ синтетических пирротинов позволяет заключить, что существует определённая начальная концентрация ( $n_0$ ) катионных вакансий. Образцы в интервале составов FeS – FeS<sub>1,03</sub> не были гомогенными, а состояли из фаз FeS и FeS<sub>1,03</sub>. Следовательно, начальная концентрация катионных вакансий  $n_0 = 0.029$ . Концентрация катионных вакансий ниже этого значения невозможна и у синтетических, и у природных пирротинов. Тем не менее, остаётся не ясным влияние на это значение атомов внедрения различной природы. Синтетические пирротины в интервале составов FeS<sub>1,03</sub> – FeS<sub>1,18</sub> были практически гомогенны, т.е. концентрация вакансий в структуре этих образцов изменялась плавно. Возможно, и для концентрации атомов внедрения существует аналогичный параметр  $n_0$ . Таким образом, концентрация внедрённых атомов может иметь предельное значение. Можно предположить, что эта величина зависит от рода атомов внедрения, концентрации катионных вакансий и соотношения S/Fe. Например, из рис. 3 следует, что атомов внедрения нет при соотношении S/Fe < 1.115 (табл. 1, № 24). Концентрация катионных вакансий для этого образца равна 0.1018, это значение и будет определять в данном случае параметр  $n_0$  для пирротинов. Такая концентрация вакансий соответствует синтетическому пирротину состава FeS<sub>1,113</sub>, а природный пирротин с такой же концентрацией катионных вакансий имеет состав FeS<sub>1,115</sub>. Природный пирротин отличается от синтетического наличием атомов внедрения. Очевидно, все эти вопросы нуждаются в дальнейших исследованиях. Предложенная методика расчёта точечных дефектов [7] является необходимым инструментом.

### Выводы

На основе предложенного метода вычисления концентрации точечных дефектов в структуре нестехиометрических минералов выполнен расчёт концентрации точечных дефектов в кристаллической структуре природных пирротинов различного химического состава. Концентрация точечных дефектов рассчитывалась отдельно по дефектам включения (Co, Ni, Cu, Au) и катионным вакансиям в кристаллической структуре. На основании теоретических вычислений и экспериментальных данных установлено:

а) если радиусы Гольшмида внедрённого атома (Co, Ni) и атома материнской кристаллической матрицы (Fe) близки, то с увеличением концентрации катионных вакансий концентрация внедрённых атомов возрастает;

б) концентрации внедрённых атомов, катионных вакансий и суммарная концентрация точечных дефектов возрастают с увеличением содержания S в пирротине; если концентрация суммарных дефектов носит линейный характер, то концентрация катионных вакансий нелинейна;

- в) с увеличением концентрации катионных вакансий в кристаллической структуре уменьшается концентрация атомов Au в пирротине;
- г) атомы внедрения стабилизируют критическую концентрацию вакансий метастабильных пирротинов;
- д) предложена химическая формула для нестехиометрических минералов, содержащих в кристаллической структуре атомы, отличные от атомов образующей матрицы.

### Список литературы

1. Вотяков С.Л., Куприянова И.И., Кукушкина О.А. и др. Точечные дефекты структуры парагенных кальциевых минералов бериллиевых месторождений: типоморфизм и сопряженность спектроскопических свойств // Зап. РМО. 2003. Т. 132. № 4. С. 78-95.
2. Доливо-Добровольский В.В. Дефекты кристаллической структуры минералов // Зап. РМО. 2002. Т. 131. № 6. С. 111-112.
3. Колмаков Ю.В., Сазонов А.М., Врублевский В.В. и др. Вариации фугитивности серы в рудообразующем растворе: фактор магнитной зональности золотосульфидных месторождений // Изв. ТПУ. 2010. Т. 317. № 1. С. 87-91.
4. Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества // Спб.: Наука, 2005. С. 581.
5. Онуфриёнок В.В. Температурные изменения намагниченности пирротинов в метастабильном фазовом состоянии // Изв. ВУЗов. Физика. 1989. № 4. С. 56-61.
6. Онуфриёнок В.В., Звезгинцев А.Г. Высокотемпературное магнитное упорядочение в гексагональном пирротине // Геомагнетизм и Аэрономия. 1981. Т. 21. № 5. С. 898-902.
7. Онуфриёнок В.В., Сазонов А.М. Анализ точечных дефектов в золотосодержащей горной породе на примере пирротинов рудника «Благодатный» // Тр. Всерос. (с межд. участием) научн. конф., посв. 80-летию КНЦ РАН. Апатиты: К & М, 2010. С. 117-122.
8. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Кривоуцкая Л.М. и др. Структурная и химическая неоднородность пирита Саралинского месторождения, Кузнецкий Алатау // Геол. и геофиз. 1992. № 8. С. 87-95.
9. Сазонов А.М., Кременецкий А.А. Геохимия золота в метаморфическом комплексе Сев. Приладожья // Геохимия. 1994. № 10. С. 1451-1465.
10. Sazonov A.M., Gertner I.F., Zvyagina E.A. et al. Ore-forming conditions of the Blagodat gold deposit in the Riphean metamorphic rocks of the Yenisey ridge according to geochemical and isotopic data // J. Siberian Federal University. Engineering & Technologies. 2009. N 2. P. 203-220.
11. Ward J.C. Interaction between cation vacancies in pyrrhotite // Solid State Comm. 1971. V. 9. P. 357- 361.

## **СУЛЬФИДНЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ: ТИПЫ, РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ**

Войтеховский Ю.Л., Карпов С.М., Волошин А.В., Пожиленко В.И., Борисов А.Е.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru

*По минеральному составу сульфидные рудопроявления Имандра-Варзугской структурной зоны разделены на четыре типа: медно-сульфидный, колчеданный, золото-теллуридный и золото кварцевый. Для большинства рудопроявлений характерно пространственное совмещение различных типов, по генезису относимых к вулканогенно-осадочным, вулканогенно-гидротермальным и гидротермально-метасоматическим. Рудопроявления, образуя полосу протяженностью до 150 км, пространственно приурочены к Южной зоне ИВСЗ, смешанный геохимический тип пород которой (толеитовых базальтов в сочетании с эффузивами среднего и кислого состава) позволяет отнести её к окраинно-континентальному типу, включая проявления магматизма тыловых зон растяжения и задугового спрединга.*

Интерес к сульфидным проявлениям в вулканогенно-осадочных толщах ИВСЗ вызван разнообразием и неоднозначностью их структурной позиции и генезиса, приуроченностью к определенным стратиграфическим уровням, а также повышенным аномальным геохимическим фоном благородных и других металлов (прежде всего Au и Ag). ИВСЗ является изолированной частью крупного палеопротерозойского Полмак – Пасвик – Печенга – Имандра-Варзугского – Усть-Панойского зеленокаменного пояса, расположенного в северо-восточной части Балтийского щита (рис. 1) [1].

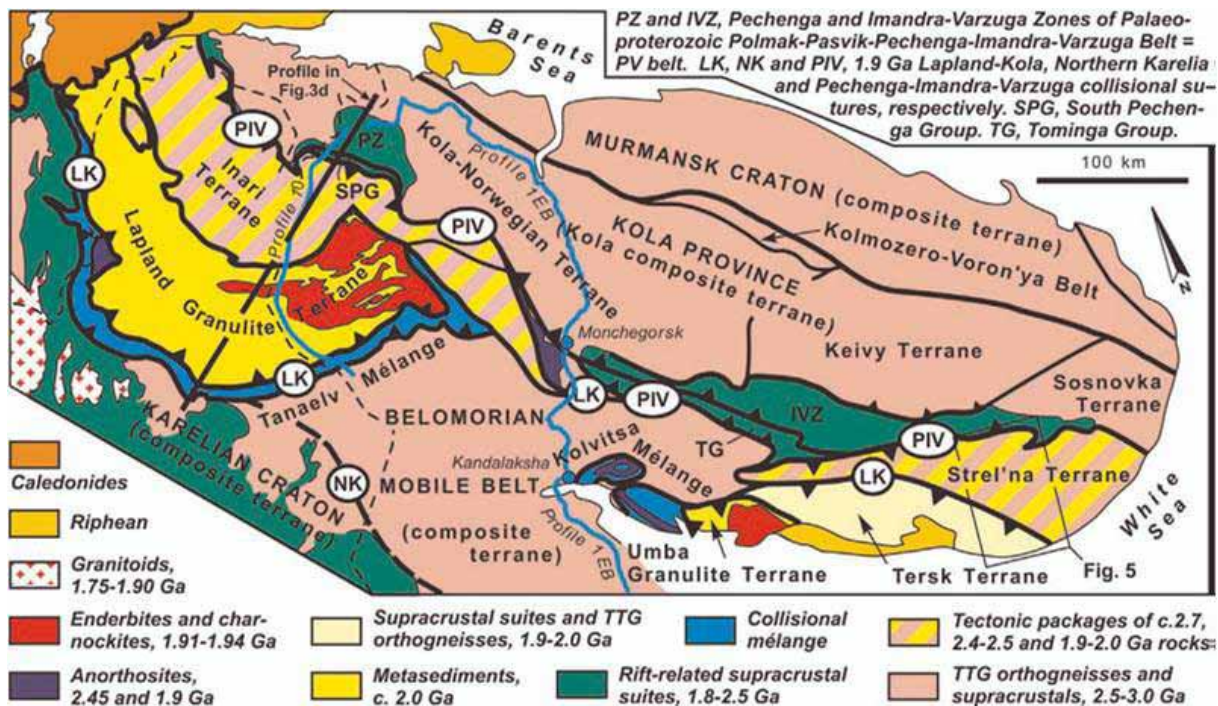


Рис. 1. Тектоническая карта Кольского п-ова и сопредельных регионов севера Феноскандинавии [1].

ИВСЗ выполнена раннепротерозойским (карельским) вулканогенно-осадочным комплексом пород и прослеживается от западного побережья оз. Имандра на 330 км в ЮВ направлении при ширине 50 км в центральной части и 10-15 км на флангах (рис. 2). Суммарная мощность супракустальных пород не менее 15 км. Строение ИВСЗ по простиранию и вкрест простирания зональное. Северная зона – моноклинального строения с фрагментами центриклинального замыкания на восточном фланге. Считается, что несмотря на значительные проявления блоковых вертикальных смещений и надвигов, в Северной

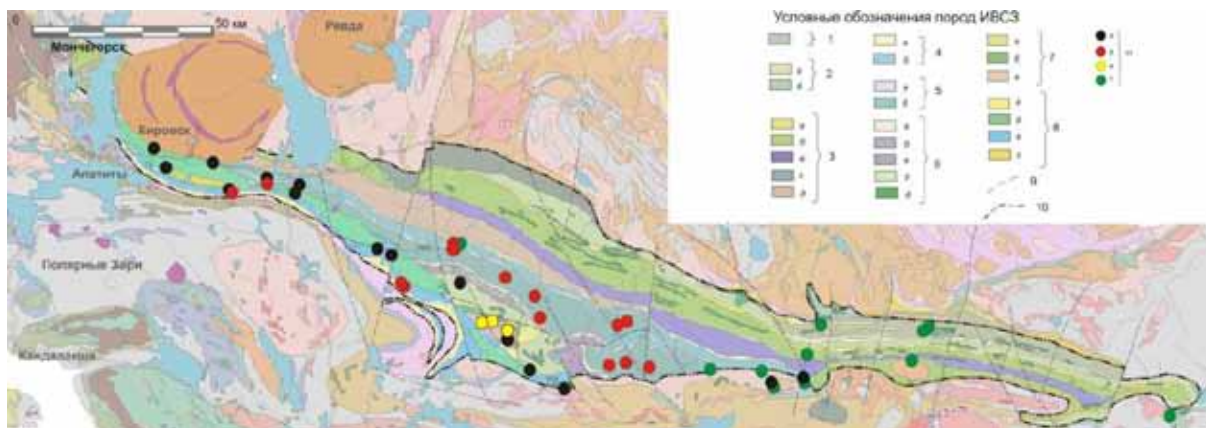


Рис. 2. Схема геологического строения Имандра-Варзугской структурной зоны [10].

1 – *пурначская свита*: амфиболиты, андезит-базальты. 2 – *кукишская свита*: а) аркозовые метапесчаники, конгломераты; б) диабазы, амфиболиты. 3 – *сейдореченская свита*: а) кварциты, полевошпат-кварцевые метапесчаники; б) мандельштейны, диабазы; в) базальтовые порфириты; г) перидотиты, пироксениты, габбронориты, массивы: Мончегорский, Федорово-Панский, Ондомозерский; д) риолито-дациты, дациты, андезит-дациты. 4 – *полисарская свита*: а) конгломераты, полимиктовые, аркозовые песчаники, кварциты; б) пикритовые, диабазовые порфириты, туфы. 5 – *улбинская свита*: а) кварциты, песчаники, сланцы, доломиты; б) диабазы, базальтовые, андезитовые порфириты, туфы. 6 – *ильмозерская свита*: а) аркозовые песчаники, кварциты; б) известняки, доломиты; в) алевролитовые сланцы, филлиты; г) диабазы, туфы, туфобрекчии; д) габбро, пироксениты кукишского комплекса. 7 – *панареченская свита*: а) кварц-серицитовые, карбонатные сланцы, песчаники; б) диабазовые, пикритовые порфириты, туфы, подушечные лавы; в) риолиты, дацитовые, андезит-дацитовые порфириты. 8 – *томингская серия (солёноозерская, самингская свиты)*: а) филлиты, туфосланцы с линзами карбонатных пород и кварцитов; б) базальты, зеленые и углеродистые сланцы; в) переслаивание андезитовых и базальтовых порфиритов, туфов, алевропелитовых сланцев; г) Соустовский массив нефелиновых сиенитов. 9 – разрывные нарушения. 10 – граница ИВСЗ. 11 – рудопроявления: а) колчеданные; б) медно-сульфидные; в) золото-теллуридные; г) золотокварцевые.

зоне сохранена автохтонность структуры. Южная зона представляет собой структурный ансамбль из изменённых в разной степени пластин, надвинутых с юга на Северную зону [6].

Вулканогенно-осадочные комплексы ИВСЗ характеризуются формационными и геохимическими признаками накопления в геодинамических обстановках континентально-рифтового, субокеанического, островодужного и окраинно-континентального типов. На протяжении почти 700 млн. лет эволюции она пережила несколько этапов с длительными перерывами в осадконакоплении: континентальный рифтогенез, стадию океанизации, островодужную стадию и коллизию. Главные этапы развития Печенгско-Имандра-Варзугского пояса датируются следующим образом [1]: 2.51-2.4 млрд. лет – заложение рифта; 2.4-2.1 млрд. лет – растяжение, наращивание разрезов, отдельные участки рифта трансформируются в бассейны с океанической корой; 2.1-1.95 млрд. лет – преобразование в узкую океаническую структуру красноморского типа; 1.9 млрд. лет – закрытие океанов и образование коллизионных швов (сутур).

Отмечается закономерная приуроченность рудопроявлений к Южной зоне, которая сложена пёстрым набором осадков и вулканитов ильмозёрской, панареченской, солёноозерской и самингской свит (рис. 2). Для большинства рудопроявлений характерно пространственное совмещение различных типов. Ильмозёрские и панареченские базальты петрохимически близки к океаническому типу, а смешанный геохимический тип пород Южной зоны ИВСЗ в целом (толеитовые базальты с эффузивами среднего и кислого состава) позволяет отнести её к окраинно-континентальному типу, включая проявления магматизма тыловых зон растяжения и задугового спрединга [5].

По минеральному составу среди рудопроявлений ИВСЗ авторы выделяют четыре типа: колчеданный, медно-сульфидный, золото-теллуридный и золото-кварцевый. Минеральный состав трёх основных типов охарактеризован в табл. 1.

Таблица 1. Минералы рудопроявлений Имандра-Варзугской структурной зоны.

Типы рудопроявлений и рудные минералы
<b>Колчеданный:</b> <b>пирротин, пирит*</b> , халькопирит, сфалерит, марказит, галенит, пентландит, халькозин, ковеллин, мельниковит, маухерит, герсдорфит, саффорит, арсенопирит, ульманит, ильменит, гематит, золото, теллуриды Au-Ag, теллуриды Pb.
<b>Медно-сульфидный:</b> <b>борнит, дигенит, халькозин, магнетит</b> , ковеллин, халькопирит, медь, серебро, куприт, интерметаллид Cu-Zn, гематит.
<b>Золото-теллуридный:</b> <b>пирит, халькопирит, галенит, сфалерит</b> , золото, серебро, джирит, дигенит, молибденит, халькозин, ковеллин, кубанит, борнит, виттихенит, фаматинит, тетраэдрит, буланжерит, арсенопирит, кобальтин, герсдорфит, костибит, стибнит, теллуриды и сульфотеллуриды Au-Ag, теллуриды и сульфотеллуриды Bi и Pb, пирротин, марказит, аргентопентландит, макинавит, виоларит и др.
<b>Золото-кварцевый:</b> <b>пирит, арсенопирит</b> , сфалерит, галенит, золото, халькопирит, медь, пирротин, пентландит, ульманит, гематит, аргентопентландит

Примечание: \* красным цветом отмечены главные минералы.

**Колчеданные** рудопроявления выявлены в Южной зоне и западной части ИВСЗ в вулканогенно-осадочных породах умбинской, ильмозерской, солёноозерской и самингской свит: углеродистых и сульфид-углеродистых сланцах, метапесчаниках, метаалевролитах, кварцитах, кварцито-песчаниках и квар-серицит-карбонатных сланцах. Среди них наибольшим распространением пользуются сульфидно-углеродистые сланцы, которые представляют собой тонкополосчатые породы чёрного цвета. Полосчатость обусловлена чередованием разновидностей алевро-пелитовой размерности с различным количеством сульфидов, до самостоятельных сульфидных слоёв. Эти породы часто имеют ярко выраженную плейчатую текстуру. Наблюдаемые в разрезах по скважинам прослои колчеданных руд, как правило, залегают среди сульфидно-углеродистых сланцев и имеют мощность от первых десятков сантиметров до первых метров. Таких прослоев в разрезе скважины может быть несколько, они разделены относительно бессульфидными сланцами. Внутреннее строение рудных прослоев однообразно. Их центральная часть сложена массивным пирит-пирротинным мелко-тонкокристаллическим агрегатом, отмечены брекчиевидные текстуры. С приближением к кровле или подошве рудного пласта в массивной руде появляются тонкие прослои терригенно-глинистого материала, их число и мощность растут к краям вплоть до образования полосчатых руд и, далее, к обычным сульфидно-углеродистым сланцам. Такая же картина наблюдается вдоль простирания рудных пластов. Отмечается высокое содержание сульфидов в базальтовых лавах, преслаивающихся со сланцами, вблизи массивных руд.

**Медно-сульфидные** рудопоявления расположены в центральной и южной части ИВСЗ и приурочены к определенному стратиграфическому уровню – умбинским вулканитам, образуя полосу протяженностью до 150 км [7]. Умбинская свита сформировалась на ятулийском этапе развития ИВСЗ, который рассматривается как период рассеянного рифтинга и умеренного проявления щелочно-базальтового вулканизма [9]. Рудные тела локализованы в приконтактных частях покровов лав с горизонтами и линзами осадочных и туфогенных пород в виде линзовидных тел мощностью от десятков см до первых десятков метров и протяженностью до 100 м. По минеральному составу рудопоявления образуют две ветви: сульфидные, и сульфидно-оксидные. Минерализация представлена гнездовыми выделениями с приуроченностью рудных минералов к миндалинам и прожилкам, выполненным кальцитом, эпидотом и альбитом. Формирование медной минерализации связывается с ювенильными гидротермальными растворами, богатыми медью и серой [2, 7].



Рис. 3. Схематическая геологическая карта Панареченской структуры, по данным ОАО ЦКЭ, 2000 г.

**Золото-теллуридные** рудопоявления приурочены к Панареченской вулcano-тектонической структуре (ПРВТС) в центральном блоке Южной зоны ИВСЗ. ПРВТС представляет собой автономную, брахиформную, эллипсоидальную структуру, вытянутую в СЗ направлении на 18 км при ширине до 6 км (рис. 3). Структура разделена разломом на два блока, смещенных в плане относительно друг друга на 4 км и сложена нижнепротерозойскими метаосадками и метавулканидами основного состава панареченской свиты, на которые наложена более молодая вулканическая постройка типа кальдеры, сложенная средне-кислыми эффузивами и туфами самингской свиты. Характерная особенность рудопоявления – пространственное совмещение двух типов проявлений: колчеданных и медно-сульфидных, на которые наложена золото-теллуридная минерализация. Рудные тела в виде субсогласных рудных тел мощностью 1-2 м и протяженностью до 250 м локализованы в различных породах: углеродистых и сульфидно-углеродистых сланцах, серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах, хлорит-карбонатных метасоматитах и массивных пиритовых рудах [4, 11]. Учитывая смешанный геохимический тип пород панареченской свиты с преобладанием вулканидов среднего и кислого состава, их можно отнести к окраинно-континентальному островодужному типу.

По поводу металлоносности углеродистых толщ ИВСЗ ранее отмечалось, что «основным источником рудных и малых элементов и серы в них являются вулканические и в первую очередь эксгалятивные процессы» и определяющая роль принадлежит эксгалятивной сере, обеспечивающей осаждение халькофилов и создание восстановительной среды в осадках [8]. Позднее в [3] было отмечено, что формирование стратиформных колчеданных руд среди сульфидно-углеродистых сланцев и базальтовых лав Печенгско-Варзугской рифтовой системы в значительной мере сходно с механизмом «чёрных курильщиц» в современных океанах. Считалось также, что в формировании эпигенетических руд в продуктивных толщах Печенги и ИВСЗ одним из главных факторов была субмаринная «деятельность флюидно-гидротермальных систем мантийного и/или корового уровня» [5, 9]. Таким образом, представляется обоснованной и требует проверки гипотеза о сходном механизме образования сульфидных руд ИВСЗ с уральскими колчеданными месторождениями и рудами гидротермальных систем Мирового океана.

#### Список литературы

1. Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Структура и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2006. С. 158-171.
2. Борисов А.Е. Вулканизм и самородное медное оруденение в раннем протерозое Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1990. 65 с.
3. Борисов А.Е., Нерадовский Ю.Н. Стратиформное колчеданное оруденение Печенгско-Варзугской раннепротерозойской рифтовой системы, Кольский п-ов // Литология и полезные ископаемые центральной России. Воронеж: ВГУ, 2000. С. 15.
4. Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л. и др. Минералы системы Bi (Pb) – Te – S в Панареченском Au-Ag эпитептермальном месторождении, Кольский п-ов // Современная минералогия: от теории к практике. Матер. XI съезда РМО. СПб.: СПГГИ (ТУ), 2010. С. 161-162.
5. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. Т. 2. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. 400 с.
6. Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид: геология, геохимия, история развития. Л.: Наука, 1982. 280 с.
7. Зильбер М.Е. К вопросу о стратиграфии и меденосности эффузивов умбинской свиты Имандра-Варзугской зоны на Кольском п-ове // Матер. по геологии и металлогении Кольского п-ова. Вып. 3. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1972. С. 3-7.
8. Мележик В.А., Басалаев А.А., Предовский А.А. и др. Углеродистые отложения ранних этапов развития Земли: геохимия и обстановка накопления на Балтийском щите. Л.: Наука, 1988. 197 с.
9. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.
10. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской обл. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 359 с.
11. Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В. и др. Au-Ag-Te минералы в малосульфидных эпитептермальных месторождениях Кольского п-ова и Сев. Карелии // Золото Кольского п-ова и сопредельных регионов. Тр. Всерос. научн. конф. Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 203-209.

### МИНЕРАЛОГИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ

Волошин А.В., Карпов С.М., Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, vol@geoksc.apatity.ru

*В статье дана характеристика минерального состава разных типов сульфидных рудопроявлений Имандра-Варзугской структурной зоны (колчеданного, медно-сульфидного, золото-теллуридного). Выделены главные и второстепенные рудные ассоциации, приведены результаты изучения их неоднородности. Результаты исследования существенно расширяют представления о золоторудной минерализации Кольского п-ова.*

Сульфидные рудопроявления в породах Имандра-Варзугской структурной зоны (ИВСЗ) выявлены в результате геологоразведочных работ в период 1930-90 гг. при поисках медно-никелевых месторождений. Минеральный состав рудопроявлений изучен недостаточно, на многих объектах детального изуче-

ния минералогии руд не проводилось. Цель статьи – представление и обобщение результатов наших исследований в данном направлении. В ходе работ решались следующие задачи: изучение минерального состава разных типов сульфидных руд; выявление главных и второстепенных ассоциаций рудных минералов, изучение неоднородности (фазовой и внутрифазовой) минералов. Объектами исследований были собственные материалы, собранные в период полевых работ 2009-10 гг., образцы и аншлифы из фондов ОАО ЦКЭ и отдельные образцы из коллекций музея ГИ КНЦ РАН по рудопроявлениям: Панареченское, Полисарские горы, Среднеюзинское, Пирротиновое ущелье, Известковый карьер, «33 км» и «45 км». Изучение рудных минералов в аншлифах проводилось на оптическом микроскопе Ахиоплан и сканирующем электронном микроскопе LEO-1450 с оценкой состава фаз с помощью энергодисперсионной приставки Röntec. Диагностика минералов осуществлялась рентгенофазовым методом.

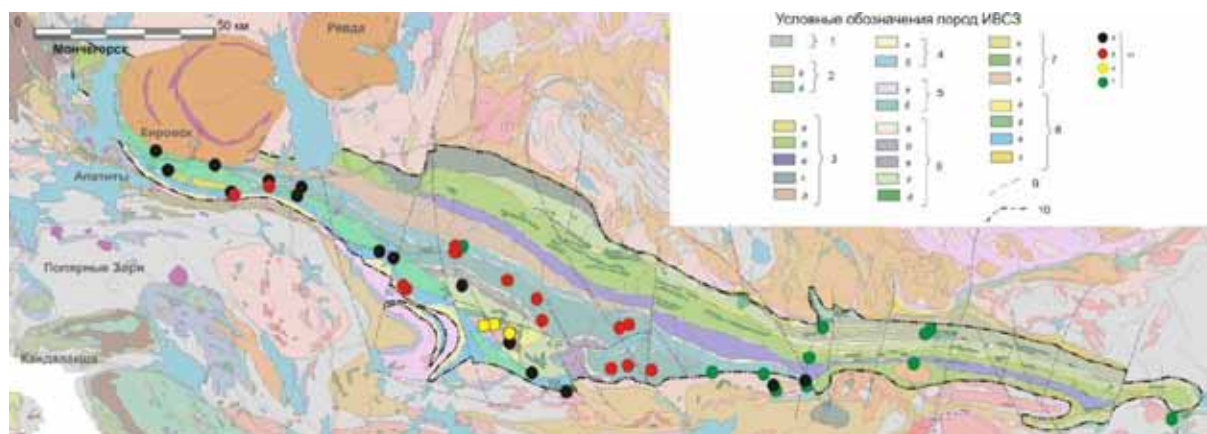


Рис. 1. Схема геологического строения ИВСЗ [6] и рудопроявления в ней. Условные обозначения см. на рис. 2 в предыдущей статье (с. 57).

Большинство рудопроявлений расположено в южной части ИВСЗ, образуя полосу протяженностью более 150 км (рис. 1). По минеральному составу среди них выделяются четыре типа: медно-сульфидный, колчеданный, золото-теллуридный и золото-кварцевый. Ниже проведены результаты исследований по трём наиболее интересным типам (табл. 1).

Таблица 1. Типы рудопроявлений ИВСЗ.

Тип рудопроявлений	Рудные минералы*	Участки**
Колчеданный	<b>Пирротин, пирит</b> , халькопирит, сфалерит, марказит, галенит, пенгландит, халькозин, ковеллин, мельниковит, маухерит, герсдорфит, сафлорит, арсенопирит, ульманит, ильменит, гематит, золото, теллуриды Au-Ag, теллуриды Pb.	Тахтарвумчорр; Старый аэропорт; <b>Пирротиновое ущелье</b> ; Известковый карьер; 33 км; <b>45км</b> ; Берёзовка; оз. Солёное; Полисарские горы; Правобережье р. Б. Варзуга; г. Саминга; руч. Ворговый.
Медно-сульфидный	<b>Борнит, дигенит, халькозин, магнетит, медь, куприт</b> , ковеллин, халькопирит, серебро, интерметаллид Cu <sub>2</sub> Zn, гематит.	<b>Известковый карьер; 33км</b> ; оз. Белозеро; оз. Полисарское; <b>Полисарские горы</b> ; руч. Сухой; <b>Среднеюзинское</b> ; Уч. IX; Низовья р. Юзия.
Золото-теллуридный	<b>Пирит, халькопирит, галенит, сфалерит</b> , золото, серебро, джирит, дигенит, молибденит, халькозин, ковеллин, кубанит, борнит, виттихенит, фаматинит, тетраэдрит, буланжерит, арсенопирит, кобальтин, герсдорфит, костибит, стибнит, теллуриды и сульфотеллуриды Au-Ag, <b>теллуриды и сульфотеллуриды Bi и Pb</b> , пирротин, марказит, аргентопентландит, макинавит, виоларит и др.	<b>Панареченское</b>

Примечание: \* жирным шрифтом показаны главные рудные минералы; \*\* красным цветом обозначены объекты, на которых проведены минералогические исследования.

**Колчеданные (пирит-пирротиновые) рудопроявления** приурочены к вулканогенно-осадочным породам в центральной и южной частях ИВСЗ (рис. 1). Они залегают среди сульфид-углеродистых сланцев, метапесчаников, металавролитов, кварцитов, кварцито-песчаников, кварц-серицит-карбонатных сланцев, часто на нескольких уровнях разреза. Рудные тела образуют пластовые и линзовидно-пластовые залежи мощностью от нескольких см до 25 м и протяженностью от п\*10 м до п\*100 м. Текстуры руд плосчатые, сетчатые, брекчиевидные, густовкрапленные до массивных. Главный рудный минерал – пирротин (табл. 2).

Таблица 2. Рудные минералы колчеданных руд.

Минералы *	Формула	Распространённость**
<b>Элементы и интерметаллиды</b>		
Золото	Au	+
Железо	Fe	+
Графит	C	+
Cu <sub>2</sub> Zn	Cu <sub>2</sub> Zn	+
<b>Сульфиды и аналоги</b>		
Пирротин	Fe <sub>7</sub> S <sub>8</sub>	+++
Пирит	FeS <sub>2</sub>	++
Ульманит	NiSbS	+
Марказит	FeS <sub>2</sub>	+
Арсенопирит	FeAsS	+
Лёллингит	FeAs <sub>2</sub>	+
Саффорит	CoAs <sub>2</sub>	+
Сфалерит	ZnS	++
Халькопирит	CuFeS <sub>2</sub>	++
Галенит	PbS	+
Алтаит	PbTe	+
Молибденит	MoS <sub>2</sub>	+
Гессит	Ag <sub>2</sub> Te	+
<b>Оксиды</b>		
Магнетит	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	+
Ильменит	FeTiO <sub>3</sub>	++
Рутил	TiO <sub>2</sub>	++

Примечание: \* красным цветом выделены минералы, установленные в изученных проявлениях впервые; \*\* +++ главные, ++ второстепенные, + аксессуарные и редкие.

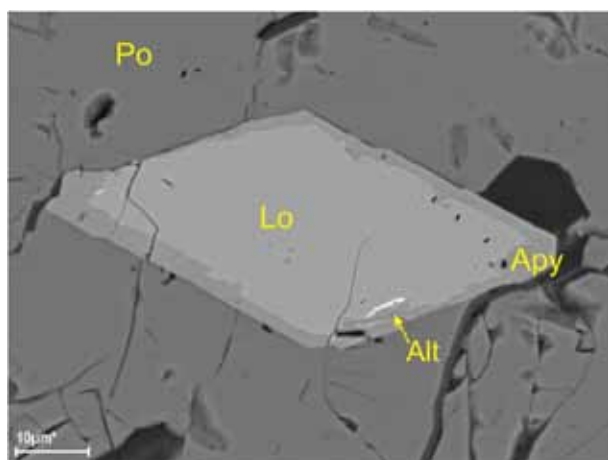


Рис.2. Лёллингит (Lo) с зоной арсенопирита (Ару) и алтаита (Alt) по границе этих минералов. Снимок в отражённых электронах.

На локальных участках отмечаются руды пиритового состава. Повсеместно присутствуют халькопирит и сфалерит. Во всех изученных образцах отмечаются арсениды и сульфоарсениды Fe и Co, относимые к высокотемпературным минералам, содержание их в аншлифах достигает 1%. Из арсенидов установлены арсенопирит, лёллингит и саффорит, с которыми часто ассоциируют теллуриды Pb (рис. 2), теллуриды Ag и золото (рис. 3). Кроме того, мелкие выделения алтаита установлены в пирротине (рис. 4) и сфалерите (рис. 5).

**Медно-сульфидные проявления** приурочены к определенному стратиграфическому уровню ИВСЗ – умбинским вулканитам, образуя полосу протяженностью до 100 км (рис. 6). Рудопроявления локализованы в приконтактных частях



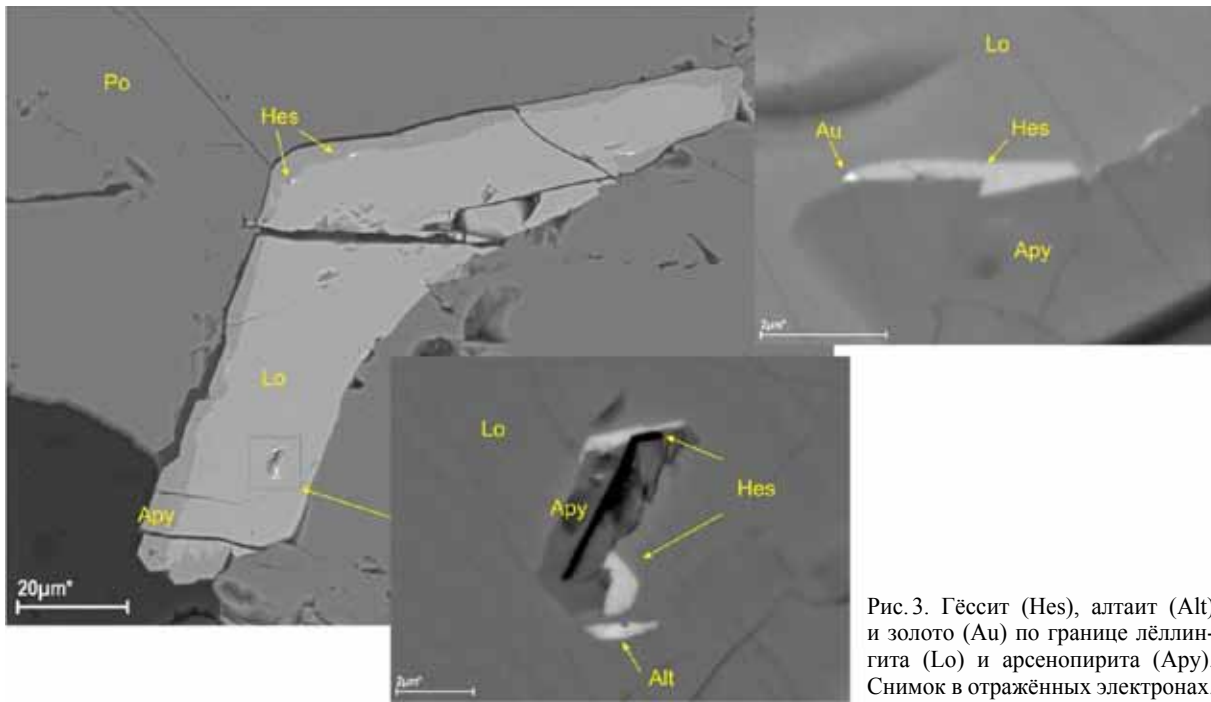


Рис. 3. Гёссит (Hes), алтаит (Alt) и золото (Au) по границе лёллингита (Lo) и арсенопирита (Apy). Снимок в отражённых электронах.

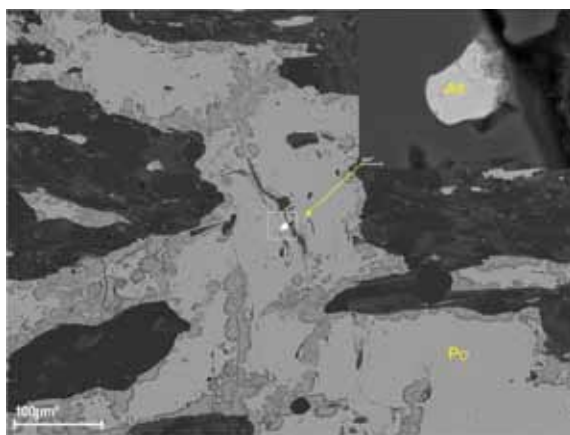


Рис. 4. Алтаит (Alt) в пирротине (Po). Снимок в отражённых электронах.

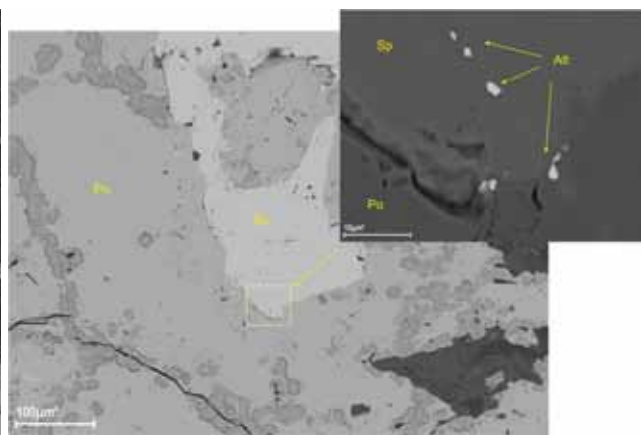


Рис. 5. Алтаит (Alt) в сфалерите (Sp). Снимок в отражённых электронах.

лавовых покровов с горизонтами и линзами осадочных и осадочно-туфогенных пород. Форма рудных тел линзообразная, мощность от десятков сантиметров до первых метров, протяженность зон минерализации не более 100 м [1, 4]. По минеральному составу рудопроявления подразделяются на две ветви: сульфидные и сульфидно-оксидные (табл. 3). Геологическая позиция и пространственная близость позволяют рассматривать их в едином ряду.

Минеральный состав рудопроявлений с ведущей ролью сульфидов представлен полиминеральными агрегатами, состоящими из борнита, дигенита, халькозина, ковеллина, халькопирита и образующие характерные структуры распада твёрдого раствора (рис. 7).

Одним из главных минералов медных рудопроявлений ИВСЗ, составляющим до 40 % от массы минералов меди, является фаза, условно названная Mrh «Cu1». Она образует зёрна и крупные (до 1.5 см) вкрапленники и по данным рентгенофазового анализа фаза имеет халькопиритоподобную структуру. Внутреннее строение агрегатов Mrh «Cu1» крайне неоднородное, структура различима только при больших увеличениях. По внешнему облику она представляет собой тонкую решётку ламелл шириной менее 1 мкм, закономерно ориентированных в агрегате (рис. 8).

В рудах участка «33 км» установлен интерметаллид  $Cu_2Zn$ , химически и структурно идентичный искусственной  $\alpha$ -фазе латуни. Мелкие выделения (до 20-30 мкм) с основными медными минералами не контактируют и наблюдаются в ассоциации с силикатами, иногда концентрируясь по зальбандам микро-

трещин, выполненных кальцитом. Среди гипергенных минералов установлены: малахит, гётит, брошантит и цианотрихит.

Таблица 3. Минералы медно-сульфидных рудопроявлений.

Минералы и минеральные фазы**	Сульфидные	Сульфидно-оксидные
<i>Самородные элементы и интерметаллиды</i>		
Медь	+	+++
Серебро**		+
Cu,Zn	+	
<i>Сульфиды</i>		
Борнит	+++	
Дигенит	+++	
Халькозин	++	
Ковеллин	++	
Халькопирит	++	
Галенит	+	
Мрп «Cu1»	+++	
<i>Оксиды</i>		
Куприт		+++
Магнетит	+++	+++
Гематит	+	+
<i>Гидрокарбонаты, гидросульфаты, оксигидриды</i>		
Малахит	+++	+++
Азурит		+++
Гётит	+	+
Брошантит	++	
Цианотрихит	+	

Примечание: \* +++ главные; ++ второстепенные; + аксессуарные и редкие; \*\* красным цветом выделены минералы, установленные впервые.

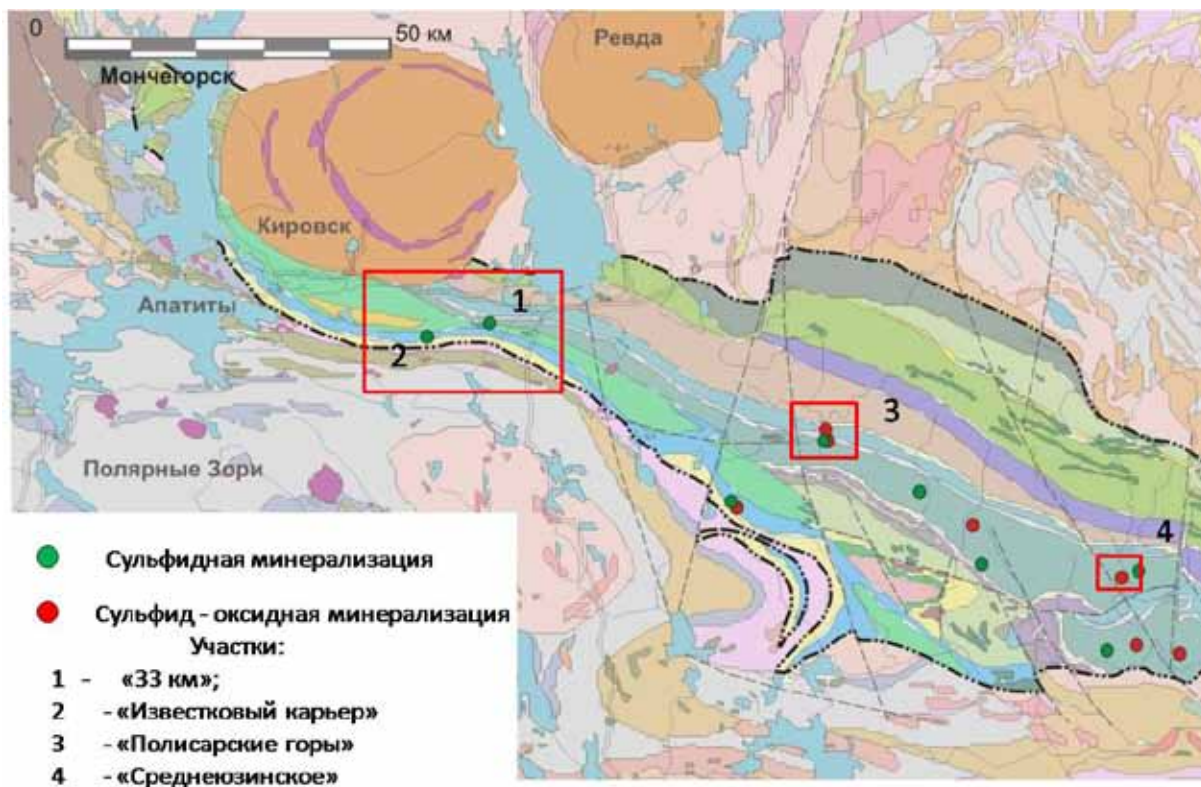


Рис. 6. Положение медных рудопроявлений ИВСЗ.

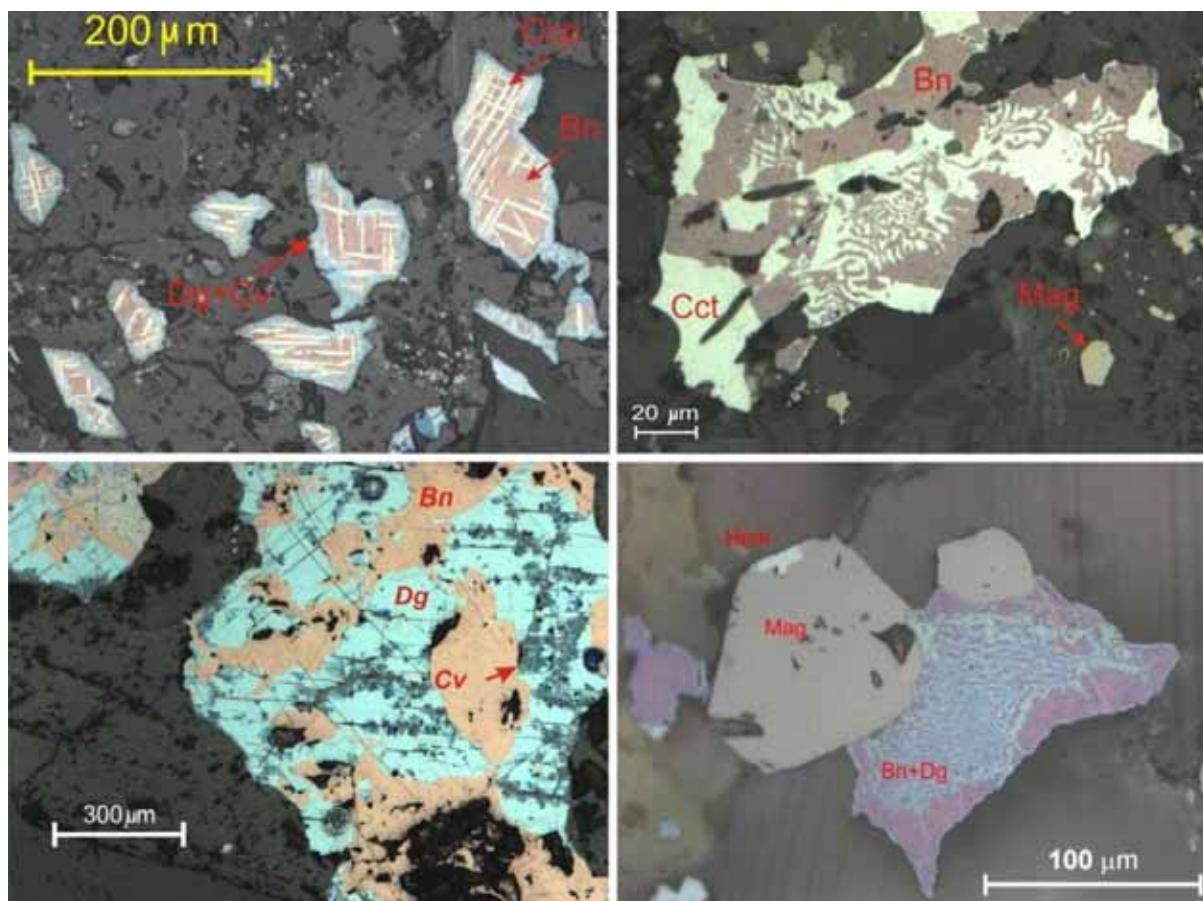


Рис. 7. Взаимоотношения и внутреннее строение минеральных агрегатов в рудопрооявлениях с ведущей ролью сульфидов. Снимки в отражённом поляризованном свете. Bn – борнит, Dg – дигенит, Cv – ковеллин, Cct – халькозин, Csp – халькопирит, Mag – магнетит, Hem – гематит.

Медные рудопрооявления сульфидно-оксидной ветви, как и медно-сульфидные руды, приурочены к умбинским вулканитам в центральной части их распространения. Минеральный состав: куприт, магнетит, медь, малахит, азурит и гётит [9]. Медь всегда находится в тесной ассоциации с купритом, иногда образуя самородки в виде сложных дендритов, состоящих из октаэдрических кристаллов, предположительно – псевдоморфоз по раннему куприту (рис. 9).

Кроме меди в куприте постоянно устанавливается серебро в виде мелких включений (рис. 10). Куприт часто наблюдается в смеси с гётитом. Установлена высокая фазовая и внутрифазовая однородность меди и серебра, что не характерно для этих минералов и свидетельствует в пользу их более позднего образования.

Таким образом, медно-сульфидные проявления ИВСЗ характеризуются широким разнообразием минеральных видов системы Cu-Fe-S. Выделения рудных минералов представлены полиминеральными агрегатами с характерными структурами распада, свидетельствующими о высокотемпературном образовании ранних твёрдых растворов. Минеральный состав сульфидно-оксидных проявлений меди сформировался, вероятно, при восстановлении первичных сульфидных руд в зоне вторичного обогащения.

**Золото-теллуридный тип** сульфидных рудопрооявлений ИВСЗ – новый и наиболее интересный для Кольского региона. Рудопрооявление Панареченское расположено в одноименной вулcano-тектонической структуре (ПРВТС). Его характерная особенность – пространственная совмещённость проявлений двух типов: колчеданных и медно-сульфидных, на которые наложена золото-теллуридная минерализация. Рудные тела локализованы в разных типах пород: углеродистых и сульфидно-углеродистые сланцах, серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах, хлорит-карбонатных метасоматитах и массивных пиритовых телах. Вся рудная минерализация приурочена к зонам интенсивных метасоматических преобразований (окварцевание, серицитизация). Субсогласные рудные тела прослеживаются по простиранию до 250 м при мощности 1-2 м.

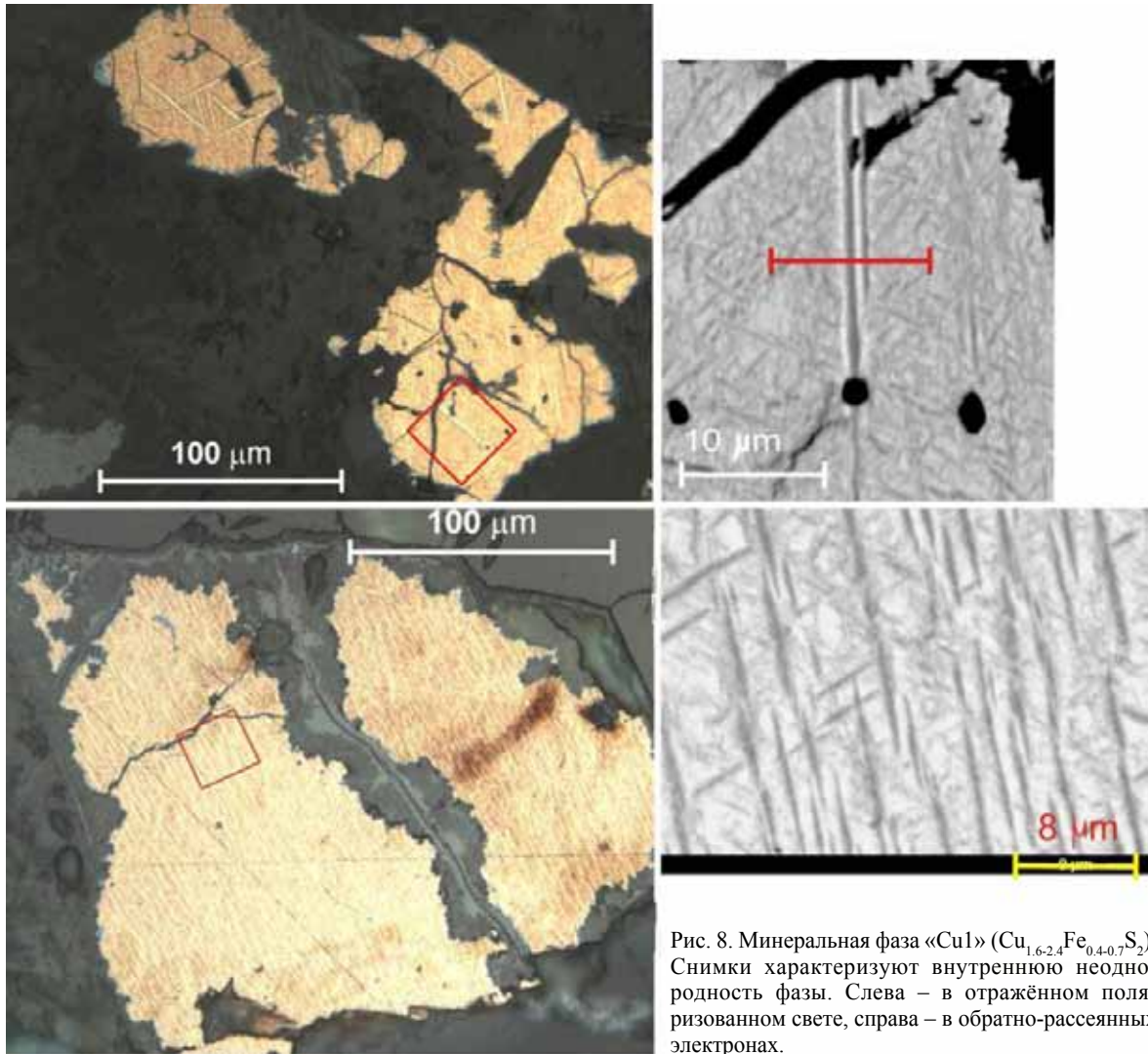


Рис. 8. Минеральная фаза «Cu1» ( $\text{Cu}_{1.6-2.4}\text{Fe}_{0.4-0.7}\text{S}_2$ ). Снимки характеризуют внутреннюю неоднородность фазы. Слева – в отражённом поляризованном свете, справа – в обратно-рассеянных электронах.

Таблица 4. Рудные минералы рудопроявления Панареченское [8].

Минерал	Формула	Распространение *	Минерал	Формула	Распространение
<i>Элементы</i>			<i>Группа сфалерита-халькопирита</i>		
Золото	Au	●●	Сфалерит	ZnS	●●●
Серебро	Ag	●●●	Гриноцит	CdS	●
Висмут	Bi	●●	Халькопирит	CuFeS <sub>2</sub>	●●●
Теллур	Te	●●	<i>Группа галенита</i>		
Никель	Ni	●●	Галенит	PbS	●●●
<i>Сульфиды сидерофильных элементов</i>			<i>Не сгруппированные сульфиды, сульфосоли</i>		
Пирротин	Fe <sub>1-x</sub> S	●●	Молибденит	MoS <sub>2</sub>	●
Пентландит	(Fe,Ni) <sub>9</sub> S <sub>8</sub>	●●	Бисмутинит	Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	●
Аргентопентландит	Ag(Ni,Fe) <sub>8</sub> S <sub>8</sub>	●	Буланжерит	Pb <sub>5</sub> Sb <sub>4</sub> S <sub>11</sub>	●
Макинавит	(Fe,Ni) <sub>9</sub> S <sub>8</sub>	●●	Стибнит	Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	●
Виоларит	FeNi <sub>2</sub> S <sub>4</sub>	●	Фрейеслебениит	AgPbSbS <sub>3</sub>	●●
Пирит	FeS <sub>2</sub>	●●●			
Герсдорфит	NiAsS	●			
Кобальтин	CoAsS	●			
Марказит	FeS <sub>2</sub>	●●			
Арсенопирит	FeAsS	●●●			
Костибит	CoSbS	●			

Примечание: \* ●●● распространённый минерал, ●● редкий минерал, ● единичные находки.

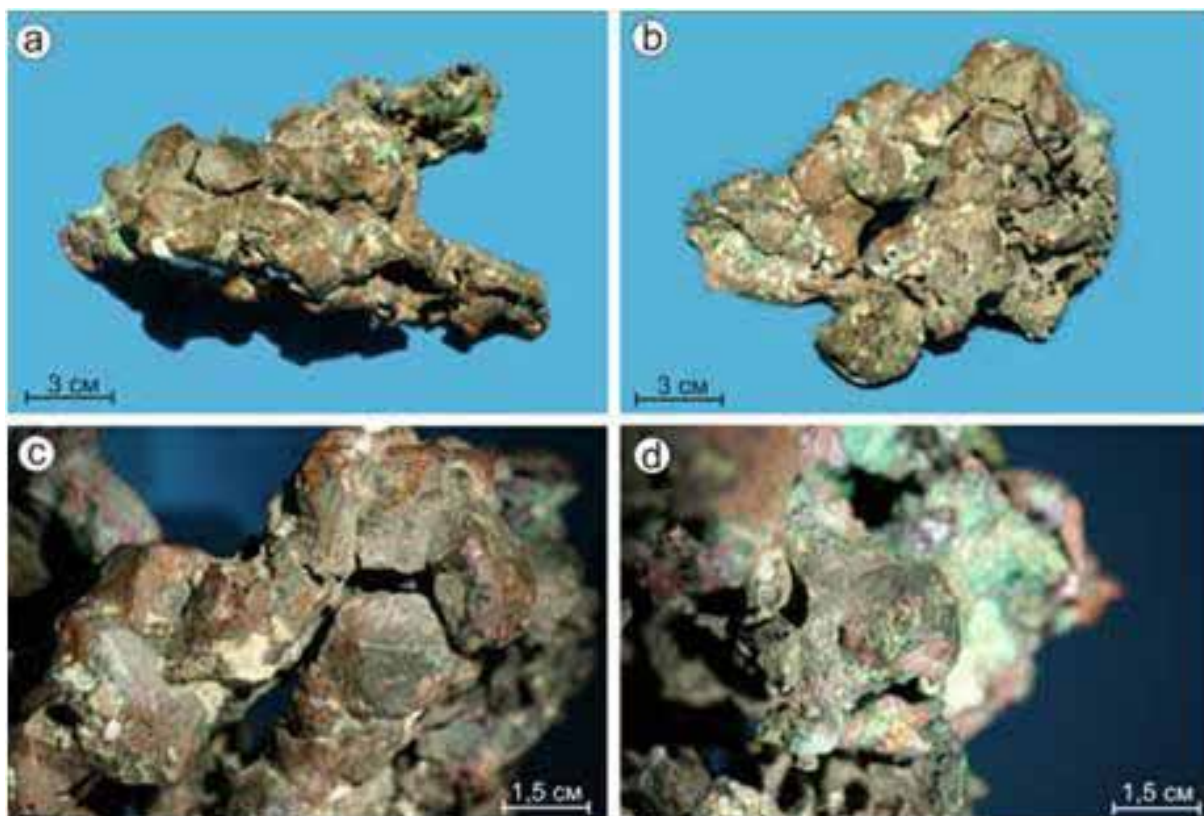


Рис. 9. Куприт с медью и малахитом: а, b – вид с двух сторон; с, d – октаэдры куприта замещены Cu; зелёное – плёнки малахита.

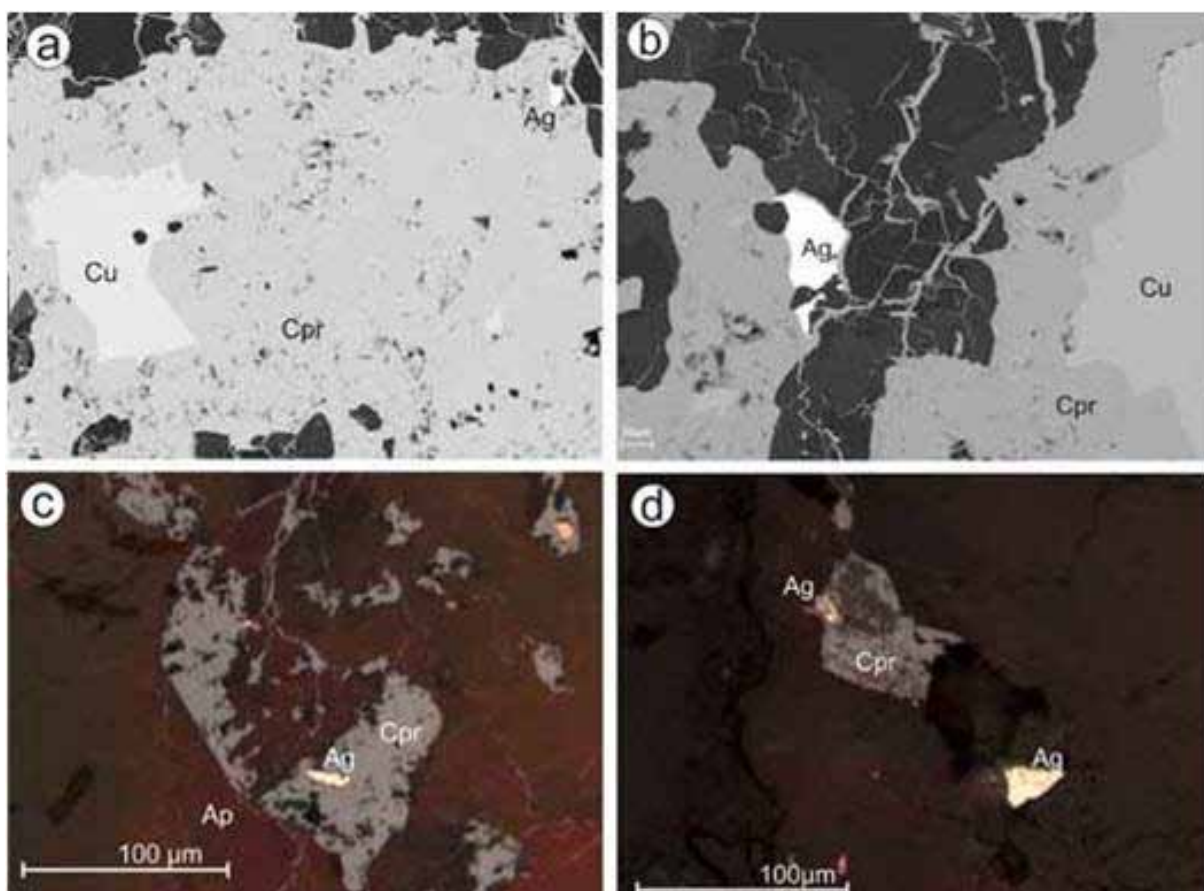


Рис. 10. Морфология выделений меди (Cu), серебра (Ag) и куприта(Cpr).

Таблица 5. Минералы сульфидов меди проявления Панареченское.

Минерал	Формула	Минерал	Формула
Халькозин	$Cu_2S$	Эмплектит	$CuBiS_2$
Джирит	$Cu_{8,5}S_5$	Виттихенит	$Cu_3BiS_3$
Дигенит	$Cu_{1,8}S$	Фаматинит	$Cu_3SbS_4$
Ковеллин	$CuS$	Тетраэдрит	$(Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13}$
Борнит	$Cu_3FeS_4$	Аргентотеннантит	$(Ag,Cu)_{10}Fe_2As_4S_{13}$
Кубанит	$CuFe_2S_3$		

Таблица 6. Au-Ag-Te(Se)-Bi минералы [7].

Минерал	Формула	Минерал	Формула
<i>Минералы с видообразующей ролью Ag, Au</i>		<i>Минеральная ассоциация Bi – Te – S</i>	
Эмпресит	$AgTe$	Теллур	$Te$
Гессит	$Ag_2Te$	Алтаит	$PbTe$
Штютцит	$Ag_{5-x}Te_3$	Висмутин	$Bi_2S_3$
Вольнскит	$AgBiTe_2$	Тетрадимит	$Bi_2Te_2S$
Петцит	$Ag_3AuTe_2$	Цумоит	$BiTe$
Нагиагит	$Pb_3Au(Te,Sb)_4S_{5-8}$	Теллуrowисмутит	$Bi_2Te_3$
Бенлеонардит	$Ag_8(Sb,As)Te_2S_3$	Пильзенит	$Bi_4Te_3$
		Хедлейит	$Bi_7Te_3$
		Жозеит-А	$Bi_4TeS_2$
		Баксанит	$Bi_6Te_2S_3$
		Ингодит	$Bi_2TeS$
		Раклиджит	$PbBi_2Te_4$
		Кочкарит	$PbBi_4Te_7$
		Алексит	$PbBi_2Te_2S_2$
		Радхакришнаит	$PbTe_3(Cl,S)_2$
		Колорадоит	$HgTe$

Таблица 7. Минералы групп тетрадимита и алексита [2].

Группа тетрадимита					
$Bi_2Te_3 - Bi_2Se_3 - Bi_2S_3$		$BiTe - BiSe - BiS$		$Bi_4Te_3 - Bi_4Se_3 - Bi_4S_3$	
<b>Теллуrowисмутит</b>	<b><math>Bi_2Te_2Te</math></b>	<b>Цумоит</b>	<b><math>BiTe</math></b>	<b>Пильзенит</b>	<b><math>Bi_4Te_3</math></b>
<b>Тетрадимит</b>	<b><math>Bi_2Te_2S</math></b>	Сульфоцумоит	$Bi_3Te_2S$	<b>Жозеит-А</b>	<b><math>Bi_4TeS_2</math></b>
Кавазулит	$Bi_2Te_2Se$	Невскит	$Bi(Se,S)$	Жозеит-В	$Bi_4Te_2S$
Скиппенит	$Bi_2Se_2Te$	Теллуrowневскит	$Bi_3TeSe_2$	<b>Баксанит</b>	<b><math>Bi_6Te_2S_3</math></b>
Гуанахуатит	$Bi_2Se_3$	<b>Ингодит</b>	<b><math>Bi_2TeS</math></b>	Лайтакарит	$Bi_4Se_3$
Парагуанахуатит	$Bi_2Se_3$	Строкаит	$Bi_3TeS_2$	Икунолит	$Bi_4(S,Se)_3$
<b>Висмутин</b>	<b><math>Bi_2S_3</math></b>			Вихорлагит	$Bi_{24}Se_{17}Te_4$
				<b>Хедлейит</b>	<b><math>Bi_7Te_3</math></b>
Группа алексита					
$(Pb+Bi)_3Te_4 - (Pb+Bi)_3Se_4 - (Pb+Bi)_3S_4$		$(Pb+Bi)Te - (Pb+Bi)Se - (Pb+Bi)S$		$(Pb+Bi)_4Te_3 - (Pb+Bi)_4Se_3 - (Pb+Bi)_4S_3$	
<b>Раклиджит</b>	<b><math>PbBi_2Te_4</math></b>	Саддлебакит	$Pb_2Bi_2Te_2S_3$	Бабкинит	$Pb_2Bi_2S_3$
Поубаит	$PbBi_2(SeTe,S)_4$				
Платинит	$PbBi_2Se_4$				
<b>Алексит</b>	<b><math>PbBi_2Te_2S_2</math></b>				
<b>Кочкарит</b>	<b><math>PbBi_4Te_7</math></b>				

Примечание: красным цветом выделены минералы, установленные в проявлении Панареченское.

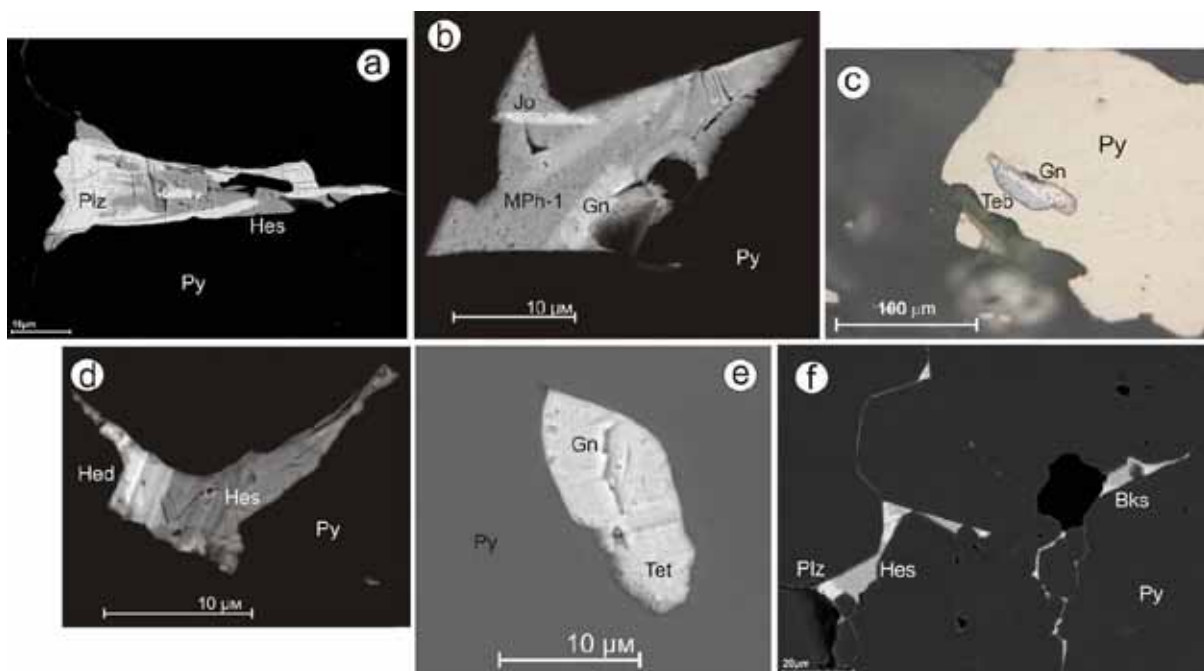


Рис. 11. Характер выделений минералов группы тетрадимита. Py – пирит, Hes – гессит, Hed – хедлейит, Gn – галенит, Tet – тетраэдрит, Teb – теллуровисмутит, Jo – жозеит-А, Ptz – петцит, Bks – баксанит.

В заключение отметим, что в рудных ассоциациях Панареченского проявления минеральные формы теллуридов довольно широко распространены как в видовом, так и в количественном отношении. Сравнение минералогической специализации различных рудно-фациальных типов современных и древних колчеданных месторождений и проявлений приведены в табл. 8.

Таблица 8. Сравнительная таблица минералов Cu-Fe в рудах гидротермальных систем Мирового океана – 1 [5], колчеданных месторождений Урала – 2 [3] и рудопроявлений ИВСЗ – 3 (наши данные).

Минерал	Формула	1	2	3	Минерал	Формула	1	2	3
Медь	Cu	+	+	+	Нукундамит	$Cu_{3,4}Fe_{0,6}S_4$	+		
Халькозин	$Cu_2S$	+	+	+	Идаит	$Cu_3FeS_4$	+	+	
Джарлеит	$Cu_{31}S_{16}$	+	+		Халькопирит	$CuFeS_2$	+	+	+
Анилит	$Cu_7S_4$	+	+		Кубанит	$CuFe_2S_3$	+	+	+
Дигенит	$Cu_{1,8}S$	+	+	+	Изокубанит	$CuFe_2S_3$	+	+	
Роксбиит	$Cu_{1,78}S$	+			Тетраэдрит	$(Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13}$	+	+	+
Джирит	$Cu_{8,5}S_5$	+		+	Теннантит	$(Cu,Fe)_{12}As_4S_{13}$	+		
Спионкопит	$Cu_{1,32}S$	+	+		Аргентотеннантит	$(Ag,Cu)_{10}Fe_2As_4S_{13}$			+
Ярроуит	$Cu_{1,2}S$	+			Эмплектит	$CuBiS_2$		+	+
Ковеллин	CuS	+	+	+	Виттихенит	$Cu_3BiS_3$		+	+
Борнит	$Cu_5FeS_4$	+	+	+	Фаматинит	$Cu_3SbS_4$		+	+

### Список литературы

1. Бекасова Н.Б., Пушкин Г.Ю. К проблеме меденосности Имандра-Варзугской зоны // Геология и геохимия метаосадочных комплексов Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1975. С. 141-149.
2. Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л. и др. Минералы системы Bi (Pb) – Te – S в Панареченском Au-Ag эпитеpмальном месторождении, Кольский п-ов // Современная минералогия: от теории к практике. Матер. XI съезда РМО. СПб.: СПГИ (ТУ), 2010. С. 161-162.
3. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В. и др. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана // Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 212 с.

4. Зильбер М.Е. К вопросу о стратиграфии и меденосности эффузивов умбинской свиты Имандра-Варзугской зоны на Кольском п-ове // Матер. по геологии и металлогении Кольского п-ова. Вып. 3. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1972. С. 3-7.
5. Мелекесцева И.Ю. Кадастр гидротермальных систем Мирового океана с рудной минерализацией // Металлогения древних и современных океанов. Достижения на рубеже веков. Т. 2. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 232-252.
6. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В. и др. Геология рудных районов Мурманской обл. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 359 с.
7. Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В. и др. Au-Ag-Te минералы в малосульфидных эпитеермальных месторождениях Кольского п-ова и Сев. Карелии // Золото Кольского п-ова и сопредельных регионов. Тр. Всерос. научн. конф. Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 203-209.
8. Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В. и др. Благороднометалльная и сульфидная минерализация в породах Панареченской вулcano-тектонической структуры // Тр. VI Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: Изд-во К & М, 2009. С. 151-156.
9. Чернявский А.В., Волошин А.В., Борисова В.В. и др. Самородные Cu и Ag в эффузивах Имандра-Варзуги // Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: Изд-во К & М, С. 106-109.

### **СУЛЬФОАРСЕНИДЫ Fe, Co и Ni В РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ ПАНАРЕЧЕНСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ**

Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В., Савченко Е.Э.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, chernyavsky@geoksc.apatity.ru

*Статья посвящена характеристике минеральной ассоциации сульфидов Fe, Co и Ni в рудопроявлениях Панареченской вулcano-тектонической структуры, оказавшихся уникальными по разнообразию минеральных видов. Охарактеризованы химический состав, формы проявления и особенности сростаний следующих минералов: пирит, герсдорфит, кобальтин, арсенопирит и костибит. Установлена последовательность минералообразования.*

Панареченская вулcano-тектоническая структура (ПРВТС) относится к типу малосульфидных Au-Ag эпитеермальных месторождений. Северо-западный блок структуры, где наиболее развиты минеральные формы теллуридов, рассматривается как месторождение золото-теллуридного типа. В системе Au-Ag-Te в ряду эпитеермальных золото-серебряных месторождений отмечаются широкие вариации состава минеральных парагенезисов и отдельных минералов [3]. В рудопроявлениях ПРВТС установлена обширная группа главных рудных минералов – сульфидов и сульфосолей [2]. В ней выделены две ветви: пиритовая (пирит – герсдорфит – кобальтин) и марказитовая (марказит – арсенопирит – костибит) (табл. 1, рис. 1).

Таблица 1. Сульфиды Fe, Co, Ni в рудопроявлениях ПРВТС.

Минерал	Формула	Анализ		СЗБ	ЮВБ
		MS	LEO		
<i>Группа пирита</i>					
Пирит	FeS <sub>2</sub>	+	+	●●	●●
Герсдорфит	NiAsS		+	●●	
Кобальтин	CoAsS	+		●	●●
<i>Группа марказита</i>					
Марказит	FeS <sub>2</sub>		+	●●	●●
Арсенопирит	FeS	+	+	●●	●●
Костибит	CoSbS		+	●	

Примечание: MS-46 Cameca; LEO-1450. Группы рудоносных пород: 1 – углеродистые и сульфидно-углеродистые сланцы, 2 – серицит-карбонат-альбит-кварцевые метасоматиты, 3 – хлорит-карбонатные метасоматиты, 4 – массивные пиритовые руды. Распространение минералов: ●● распространённый, ● редкий.



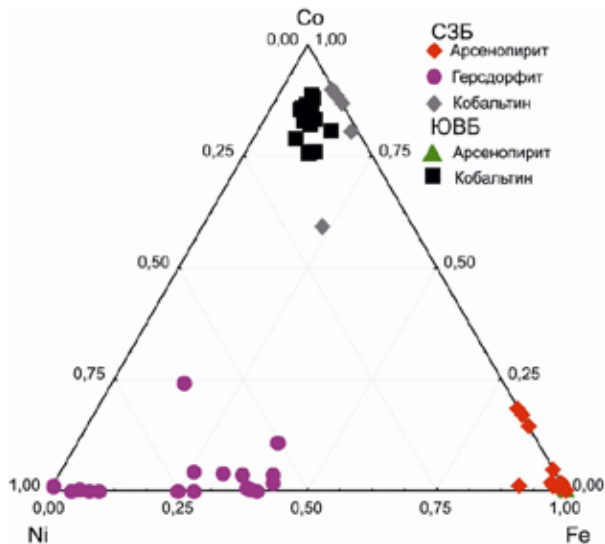


Рис. 1. Состав сульфоарсенидов Fe, Ni, Co.  
СЗБ – северо-западный блок, ЮВБ – юго-восточный блок.

**Пирит.** Содержание более 15 %, в виде разнообразных по форме кристаллов, округлых зёрен и агрегатов. Преобладают кубические кристаллы размером до 0.5 мм, агрегаты до 1.5 мм. Выделяются две генерации: первая образует тонкозернистые вкрапления или губчатые агрегаты; вторая образует преимущественно идиоморфные кристаллы размером до 0.2 мм, иногда нарастающие на первую генерацию. Характерно появление пирита-2 необычного розового оттенка и блочной анизотропии. Это говорит, возможно, о присутствии примесей Co, Ni и др. Обе генерации пирита развиваются по более раннему парагенезису пирротин + халькопирит + сфалерит (+ теллуриды), который встречается в виде реликтов внутри кристаллов пирита (рис. 2).

**Герсдорфит.** Отмечен исключительно в пределах СЗ блока. Представлен мелкими зёрнами неправильной формы размера 20-100 мкм, иногда образует петли. Располагается среди зёрен пирита, замещает пирротин. Встречаются мелкие включения в кварце, кальците и пирите. Ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом, виоларитом, галенитом, аргентопентландитом, рутилом и апатитом. Химический состав близок к теоретическому NiAsS (табл. 2). Содержание компонентов варьирует (масс.%): Ni 17.23-34.18, Fe 1.4-13.98, Co 0-8.56, As 39.22-46.9, S 19.6-21.35, Sb 0.61-7.05. Соотношение (Ni, Fe, Co) : (S, As, Sb) ≈ 1 : 2, отношение As : S ≈ 1 : 1. Анализы удовлетворительно рассчитываются на кристаллохимическую формулу  $(\text{Ni}_{0,481-0,965}\text{Fe}_{0-0,407}\text{Co}_{0-0,236})_{0,922-1,006}(\text{As}_{0,883-1,027}\text{Sb}_{0-0,098})_{1,006-1,142}\text{S}_{1,006-1,081}$ . В герсдорфите преобладает Fe, Co варьирует незначительно. Содержание Fe увеличивается с глубиной, на самых нижних отметках в составе появляется Co. В составе минералов вверху разреза отмечена примесь Sb.

Таблица 2. Химический состав минералов группы пирита (масс. %).

	Пирит					Герсдорфит					Кобальтин					
	Fe	52.15	45.86	46.63	46.36	40.42	12.61	12.58	13.38		4.59	2.67	3.34	3.4	6.16	7.61
Ni		0.08				21.05	21.51	18.82	33.55	21.65	4.51	0.06		0.46	6.15	
Co					4.24	0.14	0.27	1.27	0.35	8.56	27.51	32.3	32.32	28.96	20.58	
Cu			0.45	0.38								0.14				
S	47.85	52.95	53.41	52.1	50.4	20.35	19.6	20.57	19.84	21.35	19.96	19.85	21.16	20.78	21.95	
As		0.22		0.63	4.94	45.86	46.04	45.97	39.22	43.84	43.3	44.88	43.12	43.65	43.7	
Sb									7.05		2.05					
Сум- ма	100.00	99.11	100.49	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.57	100.00	100.00	100.00	100.00

**Кобальтин.** Отмечается в обоих блоках структуры, но количественно преобладает в юго-восточном. Здесь он, как правило, идиоморфен. В срезе имеет форму шестигранника (рис. 3). Встречаются эродированные кристаллы. Находится в виде включений и в сростках с пирротинном. Ассоциирует с халькопиритом, титанитом, кальцитом, кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом и амфиболом. Химический состав варьирует (масс.%): Co 25.84-31.09, Fe 1.86-4.78, Ni 1.68-4.51, As 42.89-46.46, S 18.21-20.69 (табл. 2). Почти всегда фиксируется примесь Sb (0.16-2.05), иногда незначительное количество Cu (до 0.02).

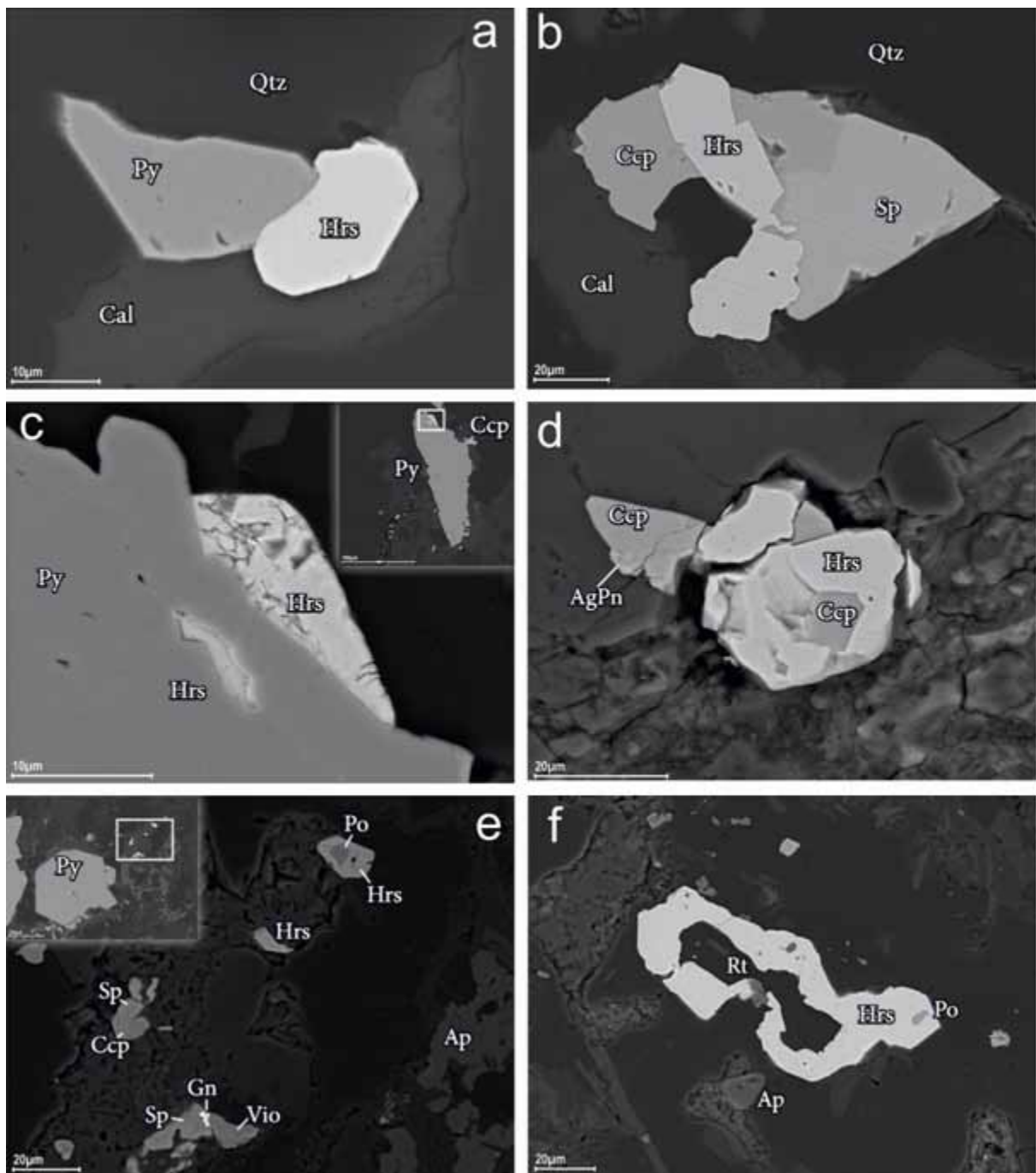


Рис. 2. Минералы системы Fe-Ni-Co в ПРВТС, снимок в обратно-рассеянных электронах: а – герсдорфит (Hrs) в сростании с пиритом (Py) в кальците (Cal) и кварце (Qtz); б – метасома герсдорфита (Hrs), халькопирита (Ccp) и сфалерита (Sp) в кальците (Cal) и кварце (Qtz); в – герсдорфит (Hrs) в сростании с пиритом (Py); Ccp – халькопирит; д – герсдорфит (Hrs) в сростании с халькопиритом (Ccp) и аргенопентландитом (AgPn); е – герсдорфит (Hrs) с включением пирротина (Po) в ассоциации со сфалеритом (Sp), халькопиритом (Ccp), галенитом (Gn), виоларитом (Vio) и апатитом (Ap). Py – пирит; ф – герсдорфит (Hrs) с включением пирротина (Po) и рутила (Rt).

Кобальтин СЗБ образует тонкие агрегаты неправильной формы. Находится в тесной ассоциации с пиритом и арсенопиритом (рис. 4). Замещает пирит и замещается арсенопиритом. В зёрнах арсенопирита присутствует галенит как реликт от замещения более ранней ассоциации. Химический состав варьирует (масс.%): Co 20.58-32.32, Fe 3.27-7.61, Ni 0.06-6.15, As 43.12-44.88, S 19.85-21.95. Кобальтин отмечается на разных уровнях разреза. Вверху отмечается постоянная примесь Cu (0.09-0.14 мас. %). С глубиной содержание Co уменьшается, Fe и Ni – растёт, причем Fe преобладает над Ni (рис. 1).

**Арсенопирит.** Наиболее распространенный минерал из группы сульфоарсенидов. Отлагался, вероятно, между пиритом-1 и 2. Представлен однородными зёрнами до 0.2 мм, часто ромбического сечения

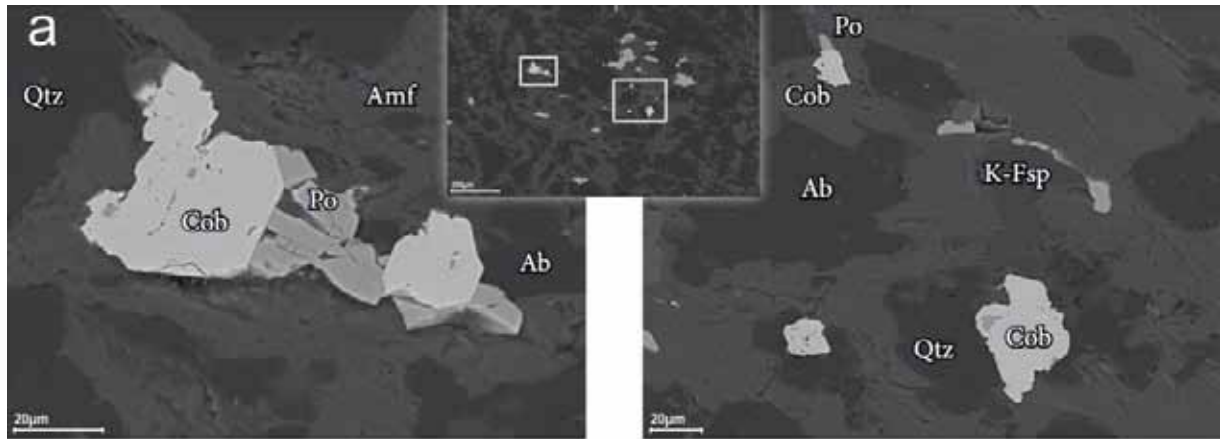


Рис. 3. Минералы системы Fe-Ni-Co в ПРВТС, снимок в обратно-рассеянных электронах: а – кобальтин (Cob) в сростании с пирротинем (Po) с кварцем (Qtz), амфиболом (Amf), альбитом (Ab) и калиевым полевым шпатом (K-Fsp); б – кобальтин (Cob) в пирротине (Po) с халькопиритом (Ccp), титанитом (Tit), кальцитом (Cal), кварцем (Qtz) и амфиболом (Amf).

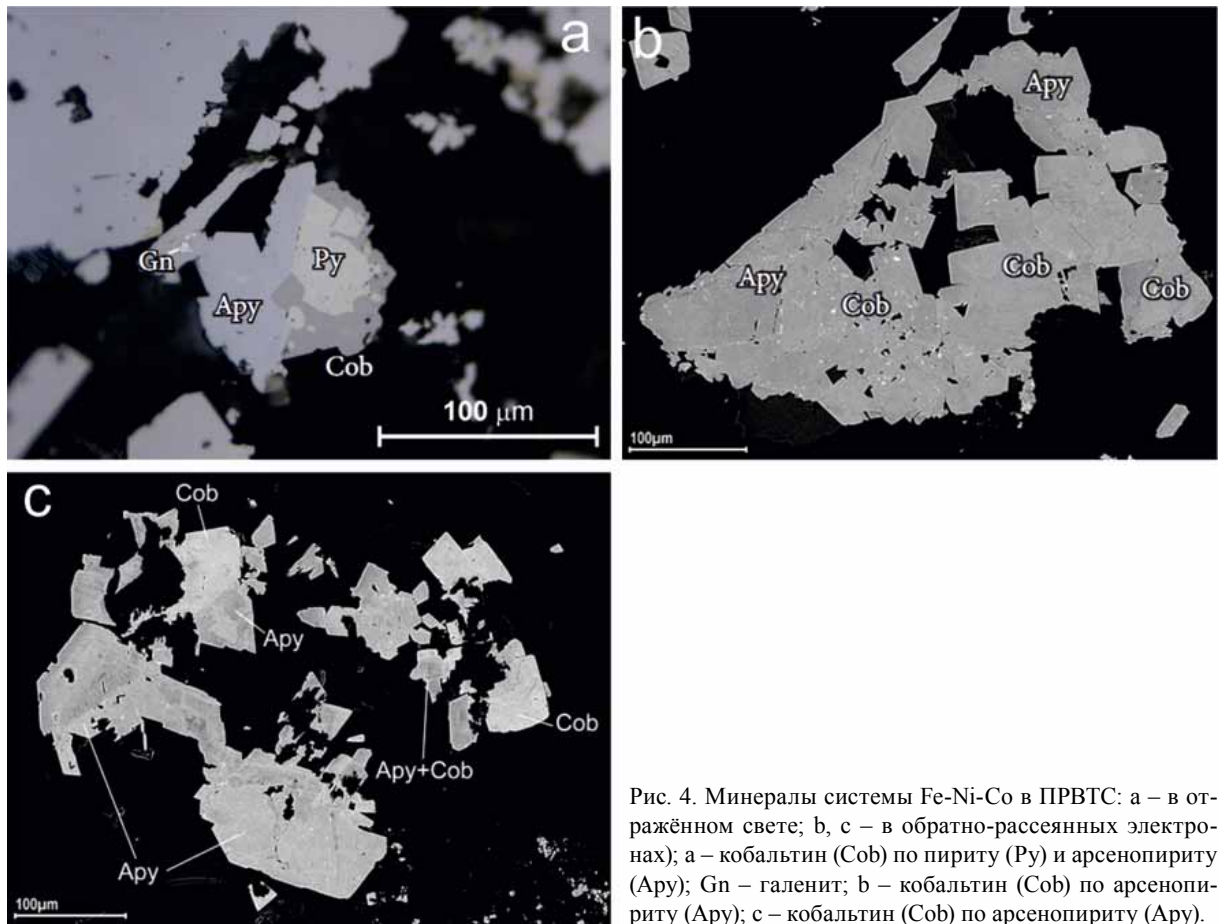


Рис. 4. Минералы системы Fe-Ni-Co в ПРВТС: а – в отражённом свете; б, с – в обратно-рассеянных электронах; а – кобальтин (Cob) по пириту (Py) и арсенопириту (Apy); Gn – галенит; б – кобальтин (Cob) по арсенопириту (Apy); с – кобальтин (Cob) по арсенопириту (Apy).

с голубоватым оттенком, и сростками, среди которых встречаются кристаллы с хорошо выраженной зональностью по As (рис. 4). Метасоматически замещает сульфиды и вмещающую породу, а также нарастает на пирит-1. Замещается пиритом-2. Химический состав варьирует (масс.%): Fe 27.95-35.52, Co 0-6.72, Ni 0-3.02, As 40.37-48.52, S 17.92-24.91 (табл. 3). Из примесей отмечены: Cu 0-0.68, Cd 0-0.14, Zn 0-0.04, Te 0.04-2.18, Sb 0.07-0.89. Анализы удовлетворительно рассчитываются на формулу  $(\text{Fe}_{0,816-1,002}\text{Co}_{0-0,186}\text{Ni}_{0-0,083}\text{Cu}_{0-0,017}\text{Cd}_{0-0,002}\text{Zn}_{0-0,001})_{0,800-1,066}(\text{As}_{0,834-1,068}\text{Te}_{0-0,029}\text{Sb}_{0-0,012})_{0,694-1,129}\text{S}_{0,939-1,203}$ .

Таблица 3. Химический состав минералов группы марказита (масс. %).

	Марказит					Арсенопирит									Костибит
Fe	47.58	46.27	46.18	46.55	46.47	33.26	34.3	33.38	33.91	32.39	33.1	33.09	33.31	30.55	5.08
Ni								0.64			0.12	0.70		3.02	3.90
Co			0.03	0.09				0.73	0.69	0.42	0.56	0.35	1.81	0.42	22.59
Cu													0.68		
Zn										0.04					
Cd									0.14						
S	52.79	49.44	54.43	53.12	53.12	17.92	20.65	19.36	19.68	21.04	20.12	21.22	22.17	20.76	14.56
As		4.29				45.99	44.16	45.74	45.44	46.44	46.19	44.64	42.02	45.25	
Sb							0.89				0.07				53.86
Te						2.18									
Сумма	100.37	100.00	100.64	99.76	99.59	99.35	100.00	99.85	99.86	100.33	100.16	100.00	100.00	100.00	100.00

**Костибит.** Редкий рудный минерал. Зёрна таблитчатой формы отмечены на периферии зерна пирротина в ассоциации с галенитом (рис. 5). В той же ассоциации отмечаются пильзенит, гессит и висмут. Размеры зёрен 5-10 мкм. Химический состав дан в табл. 3. Состав костибита удовлетворительно рассчитывается на кристаллохимическую формулу:  $(\text{Co}_{0,844}\text{Fe}_{0,200}\text{Ni}_{0,146})_{1,191}\text{Sb}_{0,974}\text{S}_1$ .

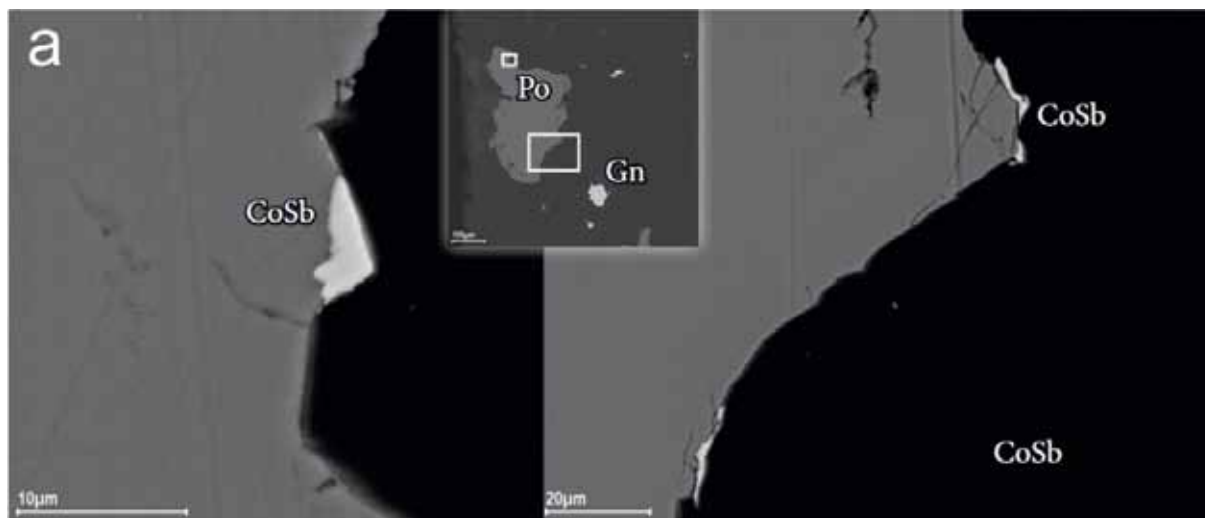


Рис. 5. Минералы системы Fe-Ni-Co в ПРВТС; снимок в обратно-рассеянных электронах: а – костибит (CoSb) развивается по краю пирротина (Po), Gn – галенит.

Последовательность минеральных ассоциаций представляется следующим образом: халькопирит + сфалерит + пирротин (+ галенит ?) → теллуриды → пирит-1 → арсениды и сульфоарсениды → пирит-2. Теллуриды и арсениды наложены на сульфидную минерализацию. В результате периодического осаждения из минералообразующих растворов S, Co и Fe возникли герсдорфит, Fe-Co-герсдорфит, Fe-Ni-кобальтин и арсенопирит. Они кристаллизовались обособленно и замещали более ранние арсениды. Беспримесный кобальтин в ПРВТС отсутствует, развиты Ni-кобальтин и Fe-Ni-кобальтин. Вероятно, причиной этого была высокая концентрация Ni в минералообразующих растворах [1].

## Список литературы

1. Гриценко Ю.Д., Спиридонов Э.М. Сульфоарсениды и сульфоантимониды никеля, кобальта, железа и крутовит метаморфогенно-гидротермальных карбонатных жил норильского рудного поля // Новые данные о минералах. М., 2006. Вып. 41. С. 46-55.
2. Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В. и др. Рудные минералы Панареченского эпитеермального малосульфидного Au-Ag месторождения // Петрология и минерогения Кольского региона. Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. С. 109-114.
3. Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В. и др. Au-Ag-Te минералы в малосульфидных эпитеермальных месторождениях Кольского п-ова и Сев. Карелии // Золото Кольского п-ова и сопредельных регионов. Тр. Всерос. (с межд. участием) научн. конф. Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 203-209.

## АНАТОМИЯ ПИРИТА В РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ ПАНАРЕЧЕНСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Чернявский А.В., Волошин А.В., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, chernyavsky@geoksc.apatity.ru

*В статье охарактеризован пирит как главный рудный минерал в рудопроявлениях Панареченской вулcano-тектонической структуры. Выделены две его генерации, для каждой показаны особенности морфологии анатомии. Предложены вероятные механизмы образования: для пирита-1 – диагенетическое породообразование серосодержащей породы, для пирита-2 – перекристаллизация с замещением более ранних халькопирита, пирротина и сфалерита.*

На территории Панареченской вулcano-тектонической структуры на основе минералогических данных выделены два неравноценных по перспективности блока – Северо-Западный (СЗБ) и Юго-Восточный (ЮВБ). СЗБ относится к новому для Кольского п-ова золото-теллуричному генетическому типу месторождений; ЮВБ – к золото-кварцевому типу. На СЗБ отмечается широкое разнообразие рудных минералов Au-Ag-Te и Bi-Te-(S+Se) систем, а также различных сульфидов и сульфосолей.

Главный рудный минерал – пирит. Он находится в виде разнообразных по форме кристаллов, округлых зерен и агрегатов. Преобладают кубические кристаллы размером до 0.5 мм, агрегаты до 5 мм. Выделяются две генерации пирита: пирит-1 образует тонкозернистые вкрапления или сростки, характеризуется идиоморфными очертаниями, обычно без включений других минералов. Пирит-2 морфологически более разнообразен, особенно в сростаниях с другими сульфидами, образует преимущественно идиоморфные кристаллы (кубы, октаэдры и др.), встречаются выделения овальной и неправильной формы и размерами до 0.2 мм, иногда нарастает на первую генерацию (рис. 1). Характерная особенность пирита-2 – неоднородность, проявленная в множестве минеральных включений.

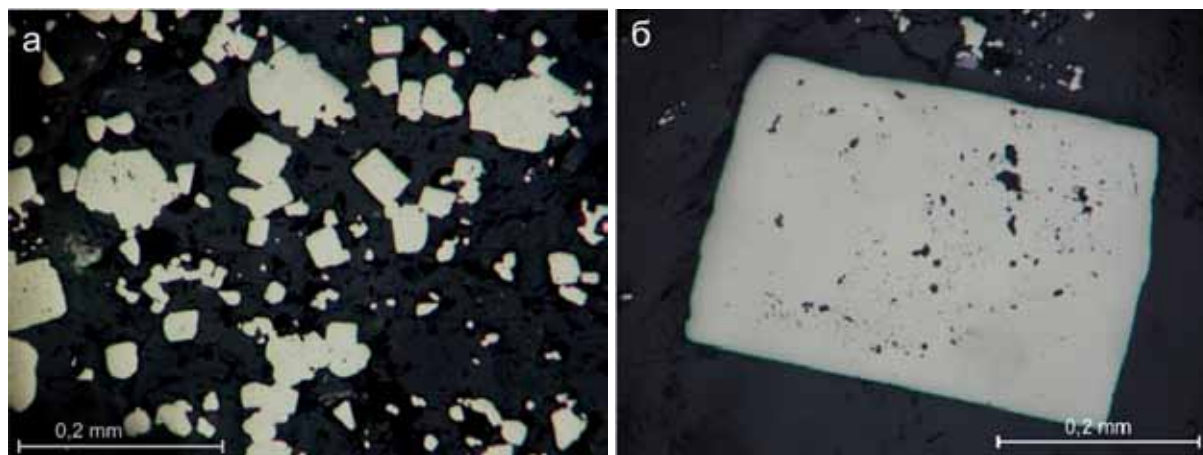


Рис. 1. Пирит ранней (а) и поздней (б) генераций. Снимки в отражённом поляризованном свете.

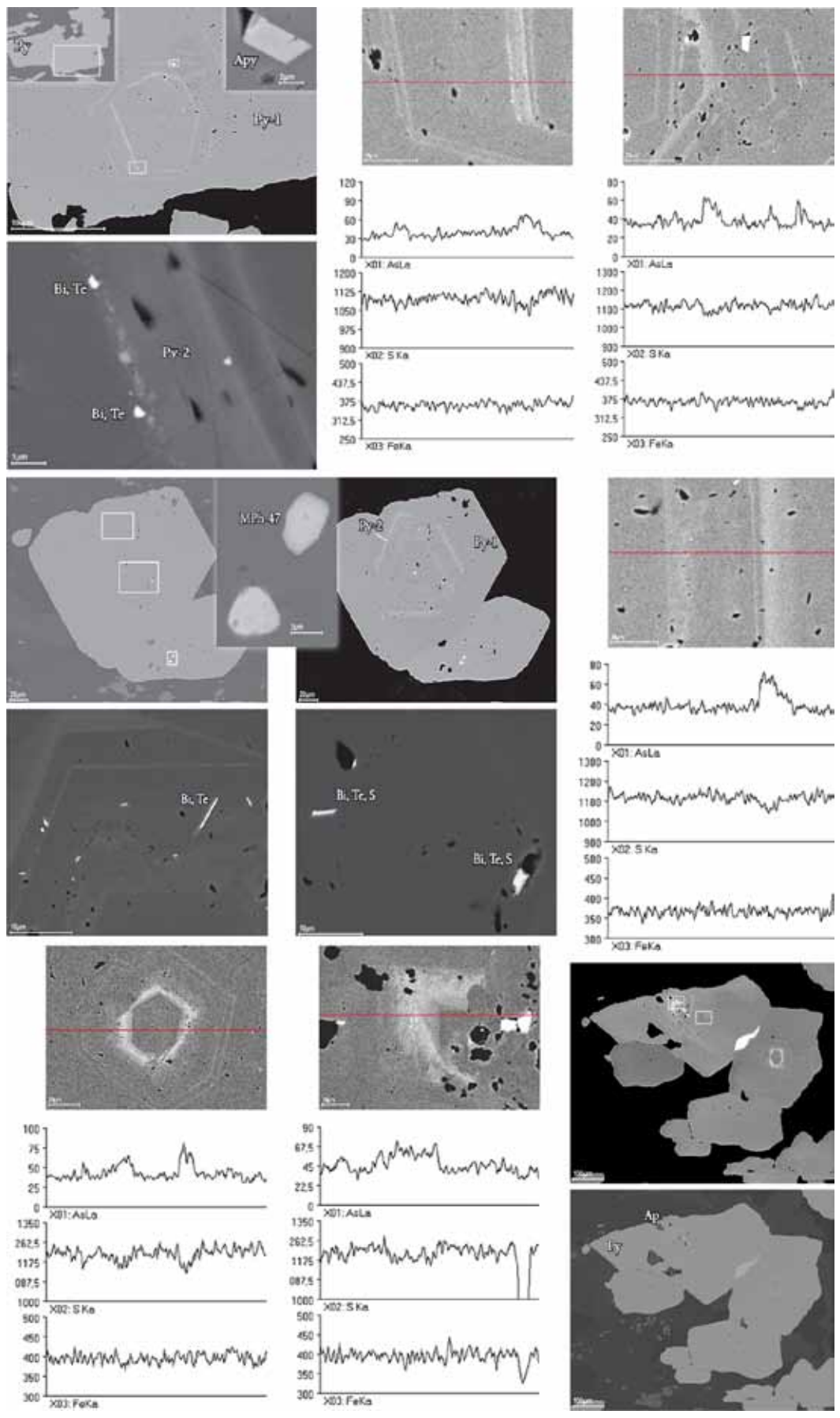


Рис. 2. Неоднородность пирита по As. Снимки в обратно-рассеянных электронах. Результаты линейного сканирования в характеристическом излучении элементов.

Пирит-2 характеризуется широкой изменчивостью в содержании основных и примесных элементов. Это объяснимо при детальном изучении состава его индивидов и агрегатов. Установлено, что As, в меньшей степени Fe и S распределены в нём неравномерно. Блоки, отличные по составу, имеют вид нечётко выраженных областей и мелких пятен, реже – резко очерченных зон в форме шестиугольников, соответствующих косому сечению куба. Число зон обычно не превышает трёх. Обычно они концентрируются в ядерных частях кристаллов. Вдоль некоторых зон локализуются тонкие включения теллуридов Bi и Pb (рис. 2). Кристаллы зонального пирита характерны для СЗБ.

Примеси Ni и Co в пирите-2 отмечаются редко, вызывают в нём розовый оттенок и блочную анизотропию. Определённой закономерности в обогащении отдельных частей кристаллов пирита микропримесями не установлено. Обе генерации пирита накладываются на раннюю ассоциацию сульфидов пирротин + халькопирит + сфалерит (+ теллуриды), встречающуюся внутри кристаллов пирита в виде реликтов. Взаимоотношения между пиритом-1 и пиритом-2 не реакционные. В их распределении виден контроль со стороны структуры породы. Обе генерации строго подчинены слоистости. Вероятный механизм образования пирита-1 – диагенетическое породообразование серосодержащей породы, пирита-2 – перекристаллизация с замещением ранее выделившихся халькопирита, пирротина и сфалерита.

# Фоторепортаж



**Photoaccount**





*Открытие конференции и научные доклады  
27 июня 2011 г.*



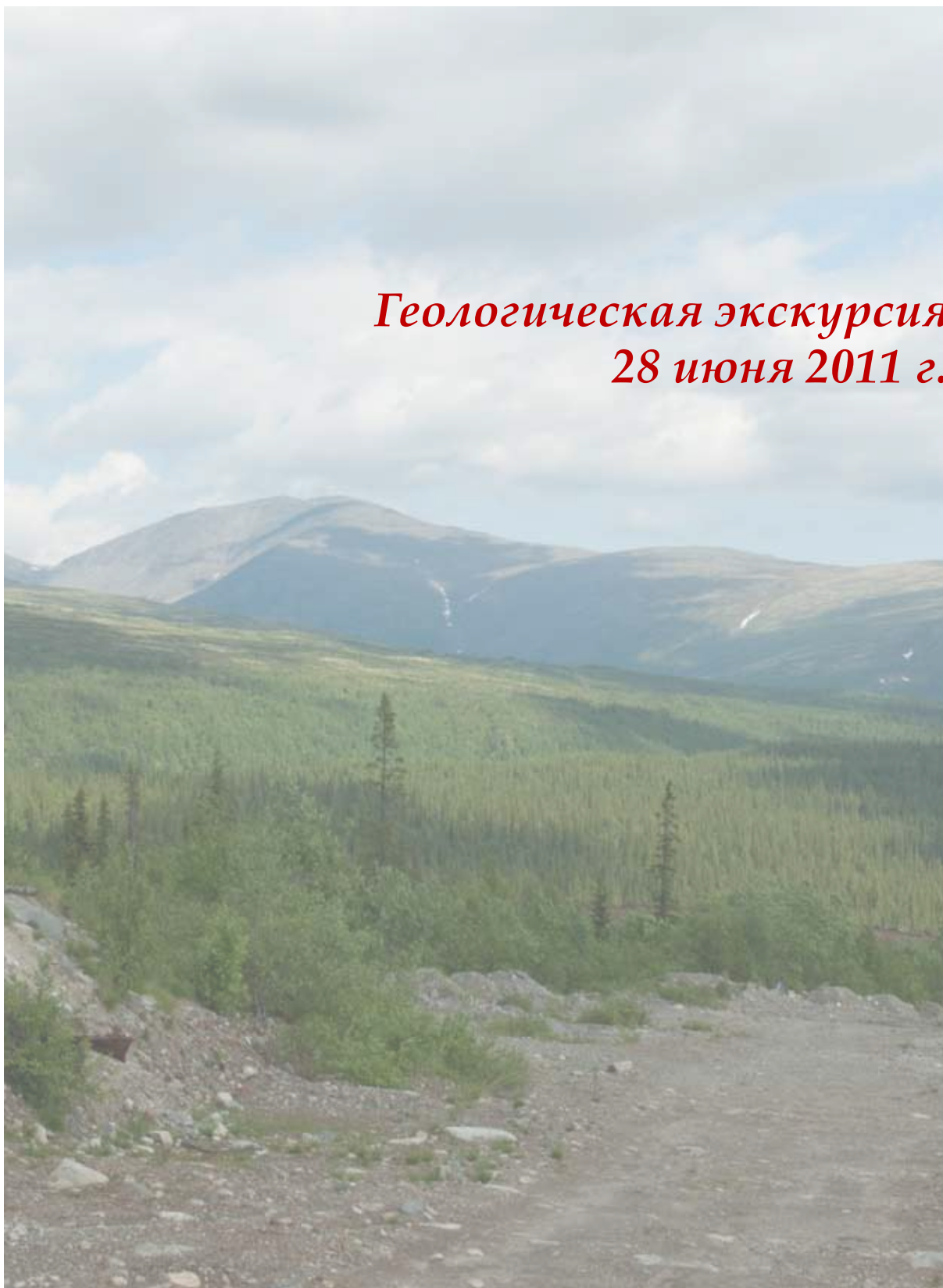








*Геологическая экскурсия  
28 июня 2011 г.*





*Геологическая экскурсия  
29 июня 2011 г.*









## Вулканическая гипотеза

27–30 июня в Геологическом институте КНЦ РАН прошла Всероссийская научно-практическая конференция «Уникальные геологические объекты Кольского полуострова: Пирротиновое ущелье».

На сайте одной из местных турфирм Пирротиновое ущелье описывается как местная достопримечательность. Здесь когда-то велись масштабные геологоразведочные работы. До сих пор тут есть заброшенные штольни и штабеля пирротина, готового к вывозу, но так и не отправленного по назначению... Сегодня учёные выдвигают гипотезу о возможном субмаринном гидротермальном, как в современных срединно-океанических хребтах, происхождении этих самых пирротитов. Информация о том, что ущелье когда-то было дном моря, а месторождение появилось в результате под-

тиновое ущелье в районе реки Ловчоррйоак. Западные пирротиты (юго-западное подножие горы Тактарамчорр) и Аномальный район (находится между станцией Апатиты и посёлком Титан). Все три места доступны для наблюдения. А ещё есть проваления в серии Имандра – Варзуга, простирающейся далеко на восток. Гости конференции предложены экскурсии на Западные пирротиты и гору Уйбскую.

Гостями, кстати, были учёные с Урала, специалисты мирового масштаба, ведь именно Урал – главная в России провинция колчеданных месторождений. Валерий Мас-



Восточный район. Бушовой на Ловчоррйоакском участке, 1933 год. Из фондов музея ОАО «Апатит»

месторождениях Северного и Среднего Урала.

– Конференция больше носила обучающий характер, – отметил Юрий Войтеховский. – Нам интересен опыт специалистов. А может, и мы смогли бы «добывать» золото из наших пирротитов?

Однако прагматический аспект изучения пирротитовых месторождений в наших краях звучит глуше, чем научный интерес с точки зрения изучения процессов минералообразования. Наши колчеданные объекты представляют собой возможное место проведения полевых практик и учебных экскурсий. Высока также историческая ценность пирротитовых объектов, она связана с событиями освоения минеральных богатств Хибинских гор в самом начале их разведки и эксплуатации.

тивных геологических объектов. Освоение месторождения шло в больших масштабах, в том числе и на Западном участке (в районе нынешней площадки АНОФ-2). Здесь в 30-е годы был построен посёлок Пирротинстрой, где вырос двухэтажный дом для 150 рабочих, принимавших участие в разработках. Зимой рабочие, отрезанные в Пирротиновом ущелье из-за снежных заносов, иногда по нескольким дней оставались без провианта, но разведка продолжалась. Добытую руду даже направляли для технологических испытаний на ленинградский завод «Красный химик». Содержание серы оказалось не таким уж высоким, но по меркам того времени и такого процента хватило бы для обеспечения Ленинграда необходимой в промышленности серной кислотой. Геологические работы прервала война...

Вопрос о производстве серной кислоты из хибинских пирротитов отпал сам собой в середине 1940-х годов. Тогда выяснилось, что её можно получить из другого, более доступного сырья: элементарной серы, газов металлургического производства, сероводорода, сульфатов. Но геологов до сих пор интересуют сугубо специальные вопросы их возникновения, геологии, минералогии, геохимии.

– Сейчас нас пирротиты интересуют не как источник серной кислоты, а как индикатор условий образования тех пород, в которых они сами находятся, – отмечает Юрий Войтеховский. – Последние лет двадцать активно изучаются такие же пирротиты на дне мирового океана, появляющиеся в результате вулканической деятельности. У нас родилась идея, а не происходил ли такой же процесс миллиарды лет назад на территории Кольского полуострова. Если гипотеза подтвердится, это будет означать, что мы в теме. Программа колчеданного рудообразования актуальна сейчас во всём мире. Это очень интересно с общегеологических научных позиций и с точки зрения поиска полезных ископаемых. Если мы увидим, что у нас есть основания участвовать в этой программе, – подчеркнул Юрий Леонидович, – будем просить финансирования из Москвы и работать, работать, работать...  
**Наталья Котляренко**



Юрий Войтеховский

водной вулканогенной активности, добавила бы упомянуть о сайту популярности.

### Лаборатория – земной шар

– В геологии надо много говорить: такая наука, – так считает Юрий Войтеховский, профессор, доктор геолого-минералогических наук, директор Геологического института КНЦ РАН.

– Представление об учёном, который сидит и с чётко думает, а потом вдруг надумывает, неправильное. Все идеи надо тут же проговаривать с коллегами, – убеждён Юрий Леонидович.

На конференции как раз и представился случай поговорить о геологии:

– В прошлом году в придумал провести серию конференций под общим названием «Уникальные геологические объекты Кольского полуострова». Места у нас действительно удивительные. Здесь обнажаются древнейшие породы: эрдривраны осадочные породы, которые есть в средней полосе. Соответственно у нас обнажены месторождения, которые формировались на протяжении миллиардов лет.

Если проведённую конференцию посетили Хибиняки, то на этот раз разговор пошёл об ещё одном уникальном геологическом объекте Кольского полуострова – пирротитовых (колчеданных) месторождениях. Их в наших краях немало: Восточные пирротиты (Пирро-

ленника, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией Института минералогии Уральского отделения РАН, рассказал о состоянии проблемы колчеданного рудообразования в истории Земли. При этом он опирался на исследования, проведённые им в различных угол-



Валерий Маллетюков

ках земного шара, там, где есть пирротитовые месторождения: ебельск, асирск и чёрный из Курляндии.

Во втором докладе он объяснил, в частности, как из некоторых «золотых» колчеданных руд можно извлекать этот дорогой металл. Татьяна Майорова из Института геологии (Сыктывкар) и Елена Сорока из Института геологии и геохимии (Екатеринбург) рассказали о подобных

### История и современность

Интерес к пирротитам (сульфид железа) в 1930-е годы был вызван идеей их использования для производства серной кислоты, необходимой для динамично развивавшейся про-

мышленности Советского Союза. Пирротитовое ущелье (Восточные пирротиты) было обнаружено соратником академика Ферсмана геологом Куплетским и его коллегами. С 1933 года геологические исследования хибинских пирротитов вёл комбинат «Апатит», подразделение которого – управление «Новопроп-апатит» – было специально создано для разведки, оценки и испытания новых перспек-

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Войтеховский Ю.Л.</b> Предисловие . . . . .	3
<b>Красоткин И.С., Войтеховский Ю.Л., Лесков А.Л.</b> История освоения хибинских пирротинов . . . . .	4
<b>Масленников В.В.</b> Колчеданное рудообразование: состояние проблемы . . . . .	12
<b>Масленников В.В.</b> Золото в рудных фациях колчеданных месторождений . . . . .	27
<b>Майорова Т.П., Устюгова К.С.</b> Проблемы генезиса зон вкрапленной сульфидной минерализации в докембрийских вулканогенных толщах севера Урала . . . . .	38
<b>Сорока Е.И., Анфимов А.Л., Молошаг В.П., Ярославцева Н.С.</b> Условия формирования углеродисто-кремнистых пород рудовмещающей толщи Сафьяновского медноколчеданного месторождения, Средний Урал . . . . .	46
<b>Онуфриёнок В.В., Сазонов А.М.</b> Особенности атомов внедрения в структуре пирротинов месторождения Панимба . . . . .	51
<b>Войтеховский Ю.Л., Карпов С.М., Волошин А.В., Пожиленко В.И., Борисов А.Е.</b> Сульфидные рудопоявления в вулканогенно-осадочных породах Имандра-Варзугской структурной зоны: типы, распространенность . . . . .	57
<b>Волошин А.В., Карпов С.М., Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В.</b> Минералогия сульфидных рудопоявлений Имандра-Варзугской структурной зоны . . . . .	61
<b>Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В., Савченко Е.Э.</b> Сульфоарсениды Fe, Co и Ni в рудопоявлениях Панареченской вулcano-тектонической структуры . . . . .	71
<b>Чернявский А.В., Волошин А.В., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э.</b> Анатомия пирита в рудопоявлениях Панареченской вулcano-тектонической структуры . . . . .	76
<b>ФОТОРЕПОРТАЖ</b> . . . . .	79
<b>ПРЕССА</b> . . . . .	90

Труды Всероссийской научно-практической конференции

**Уникальные геологические объекты  
Кольского полуострова: Пирротиновое ущелье**

г. Апатиты, 27-29 июня 2011 г.

Рекомендовано к печати  
Учёным советом Геологического института КНЦ РАН  
и Советом Кольского отделения РМО

Научное некоммерческое издание

Учреждение Российской академии наук  
Геологический институт КНЦ РАН

Российское минералогическое общество  
Кольское отделение

Отпечатано в типографии "К & М"  
184209 г. Апатиты, ул. Ферсмана, 17а  
Тел. /факс: (81555) 77329

Тираж 100 экз.

