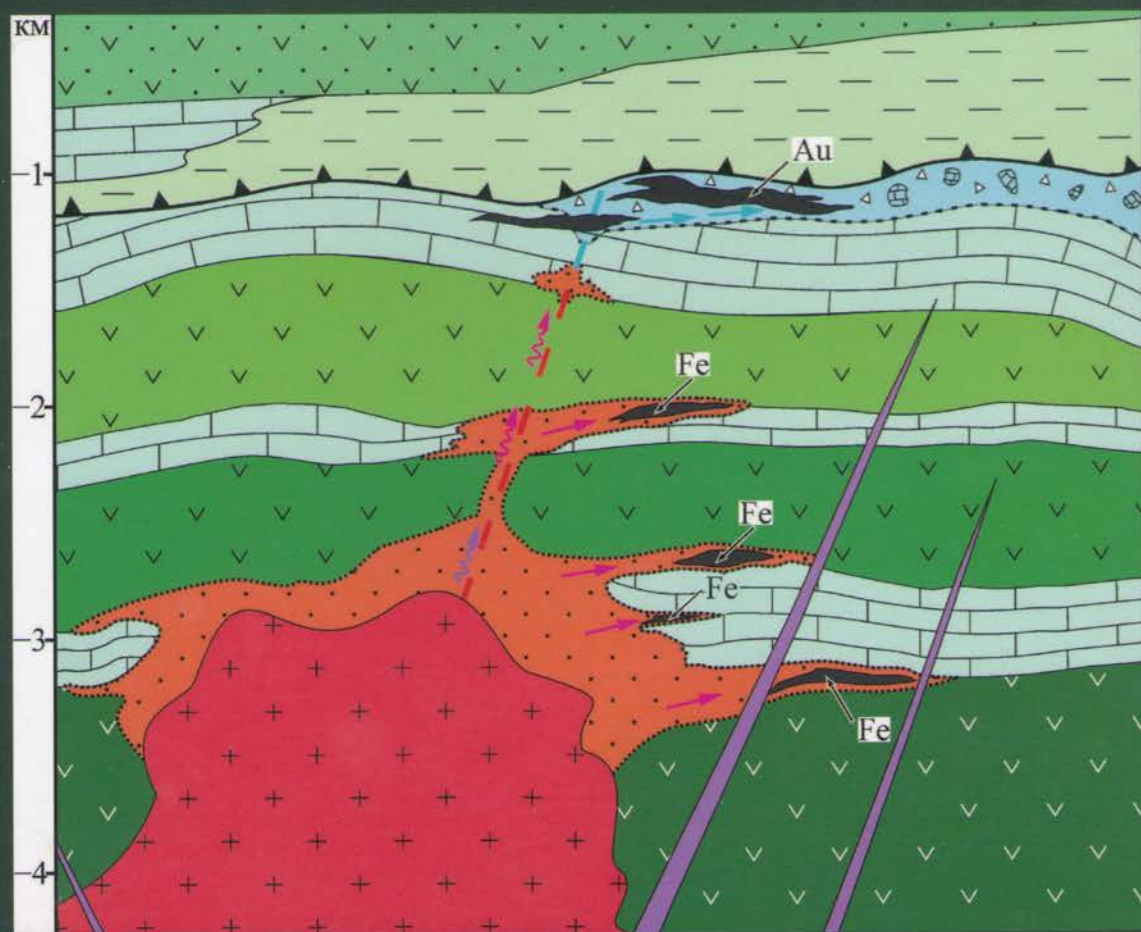


# Воронцовское золоторудное месторождение.

## Геология, формы золота, генезис



ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И  
ГЕОХИМИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

FEDERAL AGENCY OF SCIENTIFIC ORGANIZATIONS  
FEDERAL STATE BUDGETARY INSTITUTION OF SCIENCE  
INSTITUTE OF GEOLOGY OF ORE DEPOSITS, PETROGRAPHY, MINERALOGY AND  
GEOCHEMISTRY OF RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

**Воронцовское золоторудное месторождение.  
Геология, формы золота, генезис**

**Vorontsovsk gold deposit. Geology, gold modes, genesis**

Москва  
2016

**Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис /** Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть, 2016. 204 с.

Ил. 95. Библиогр.: 424 назв. Табл. 45.

Рецензенты:

Доктор геолого-минералогических наук, профессор М.М. Константинов,

доктор геолого-минералогических наук, профессор В.И. Старостин

Приводятся данные по геологии и структуре Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал), результаты минералогических, термобарометрических, изотопно-геохимических исследований его руд и рудовмещающих пород. Охарактеризованы минеральные ассоциации руд и последовательность минералообразования. Детализирована модель формирования месторождений карлинского типа применительно к Уралу, оценены возможные источники флюидов и рудного вещества. Оруденение во многом близко к эпitherмальному, глубина формирования руд оценивается в 1.5-2 км. Обоснована связь золотой минерализации с постмагматическими процессами. Типичными являются тонкорассеянная золото-сульфидная минерализация и микронный-субмикронный размер частиц самородного золота, в основном включенных в обогащенный As пирит; помимо пирита, наиболее характерными спутниками самородного золота являются реальгар и арсенопирит. Обсуждены общие подходы к проблеме невидимого золота в сульфидах и причины неравномерного распределения Au в минерале-хозяине. Впервые для золоторудных месторождений Урала применена новейшая высокоточная методика исследования микропримесей в минералах руд – ICP-MS с лазерной абляцией пробы (LA-ICP-MS).

Для специалистов в области геологии, минералогии и геохимии рудных месторождений.

**Публикуется при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 14-17-00693)**

**Vorontsovsk gold deposit. Geology, gold modes, genesis /** Vikentyev I.V., Tyukova E.E., Murzin V.V., Vikent'eva O.V., Pavlov L.G. Ekaterinburg: Fort Dialog-Iset, 2016. 204 p.

Data on the geology and structure of the Vorontsovsk gold deposit (North Ural), the results of mineralogical, thermobarometric, isotope-geochemical studies of the ores and ore-bearing rocks are presented. Mineral associations of ores and sequence of mineral formation are characterised. The model of formation of Carlin type deposits for the Urals is detailed; possible sources of the fluids and ore components are discussed. The mineralisation is similar to epithermal type with depth of the ore formation estimated as 1.5-2 km. Links of gold mineralisation with postmagmatic processes is justified. Finely disseminated gold-sulphide mineralisation and micron-submicron size of native gold particles are common. Gold is mainly included into As-rich pyrite. In addition to pyrite, native gold is often associated with realgar and arsenopyrite. Modern approaches to the invisible gold study in sulphides and the reasons for uneven Au distribution in the host mineral are discussed. Firstly for gold deposits of the Urals, the modern high-precision technique LA-ICP-MS of trace element study has been applied for the major ore minerals of the Vorontsovsk gold deposit.

This book is of interest for specialists in economic geology, mineralogy and geochemistry of ore deposits.

Financial support is the Russian Science Foundation (project 14-17-00693)

© ИГЕМ РАН, 2016  
© Коллектив авторов, 2016

## *К 30-летию открытия Воронцовского золоторудного месторождения и 25-летнему юбилею ЗАО «Золото Северного Урал»*

### **Введение**

Согласно данным Союза золотопромышленников, в 2015 году Россия увеличила добычу золота из недр до 255 т и заняла третье место в мире (после Китая и Австралии), а общее производство золота в стране составило 293.4 т (2-е место в мире после Китая). В 2016 году общее производство золота в России возросло до 297 т (Кашуба, 2016). Россия обладает гигантской сырьевой базой – занимает второе место в мире по запасам и прогнозным ресурсам золота; средние содержания в оставшихся неосвоенными запасами превышают аналогичный показатель для большинства других стран мира. Ряд российских золотодобывающих компаний заявил об успешных результатах лабораторных исследований и полупромышленных испытаний, а также о закупке и монтаже оборудования для запуска новых технологий извлечения золота (PPC сепарация, сверхтонкий помол, биоокисление, автоклавная технология, процесс Альбион, технология Личокс), что делает решаемыми технологические задачи по переработке «упорных» руд.

В монографии приводятся данные по геологии и структуре Воронцовского золоторудного месторождения, результаты минералогических, термобарометрических, изотопно-геохимических исследований его руд и рудовмещающих пород. Наряду с характеристикой тектонической позиции и геологического строения месторождения, в работе детально охарактеризованы минеральные ассоциации руд, последовательность минералообразования, оценены возможные источники флюидов и рудного вещества. Для обсуждения результатов привлечены авторские данные по Fe- и Cu-скарновым месторождениям рудного района, а также по предшествующей колчеданной минерализации. Это позволило детализировать и развить предлагаемую нами модель формирования руд карлинского типа применительно к Уралу и получить новые данные относительно происхождения месторождения и формах нахождения золота в его рудах. В работе обсуждены генетические особенности и факторы, которые контролируют формирование месторождений карлинского типа и важны при прогнозировании и оценке оруденения, особенно в новых районах. Обсуждены общие подходы к проблеме форм золота в сульфидах, которое находится в рудах, в значительной мере, в виде субмикронных и наноразмерных частиц или в виде структурной примеси в сульфидных минералах (*invisible gold*), и причины его неравномерного распределения Au в минерал-хозяине. Впервые для золоторудных месторождений Урала применена новейшая высокоточная методика исследования микропримесей в минералах руд – ICP-MS с лазерной абляцией пробы (LA-ICP-MS), которая позволяет получить данные по содержанию большинства макро- и микропримесей (до 40 элементов и более) как в точке, так и по профилю и при площадном сканировании зерен.

Описываемое месторождение – единственное или одно из немногих, наиболее близких из российских к типу Карлин, поэтому такое к нему внимание представляется оправданным.

В тексте термином “минеральная ассоциация” мы обозначаем совокупность минералов, постоянно встречающихся совместно, а термином “парагенетическая минеральная ассоциация” или “парагенезис” – совокупность только тех минералов, которые по текстурно-структурным признакам (пересечения, коррозия, обрастание, замещение и др.) отвечают условию одновременности отложения. В большинстве своем минеральные ассоциации руд являются парагенетическими. Названия минеральных ассоциаций и парагенезисов даются по названиям основных минералов в порядке увеличения их количеств. Стадийность минералообразования фиксируется по наличию внутрирудных деформаций (Бетехтин и др., 1958).

Условные обозначения минералов на фотографиях, в таблицах и на диаграммах: Py – пирит  $\text{FeS}_2$ , Cpy – халькопирит  $\text{CuFeS}_2$ , iss – халькопиритовый твердый раствор (“intermediate solid solution”), Po – пирротин (m – мон.  $\text{Fe}_7\text{S}_8$ , h – гекса.  $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ ), Sp – сфалерит  $\text{ZnS}$ , Asp – арсенопирит  $\text{FeAsS}$ , Lö – леллингит  $\text{FeAs}_2$ , Ga – галенит  $\text{PbS}$ , Cc – халькозин  $\text{Cu}_2\text{S}$ , Cob – кобальтин  $\text{CoAsS}$ , Bn – борнит  $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ , Cub – кубанит  $\text{CuFe}_2\text{S}_5$ , Mgt – магнетит  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , Hem – гематит  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Tnt – теннантит  $(\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Zn})_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$ , Ttr – тетраэдрит  $(\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Zn}, \text{Ag})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$ , Mrc – марказит  $\text{FeS}_2$ , Ant – антимонит  $\text{Sb}_2\text{S}_3$ , Grd – герсдорфит  $\text{NiAsS}$ , Jam – джемсонит  $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$ , Bul – буланжерит  $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$ , Bou – бурнонит  $\text{PbCuSbS}_3$ , Sg – зигенит  $(\text{Ni}, \text{Co})_3\text{S}_4$ , En – энаргит, Mil – миллерит  $\text{NiS}$ , Pdy – полидимит  $\text{Ni}_3\text{S}_4$ , Hs – гессит  $\text{Ag}_2\text{Te}$ , Cv – калаверит  $\text{AuTe}_2$ , Col – колорадоит  $\text{HgTe}$ , Alt – алтаит  $\text{PbTe}$ , Tv – теллурувисмутит  $\text{Bi}_2\text{Te}_3$ , Pil – пильзенит  $\text{Bi}_4\text{Te}_3$ , Au – самородное золото, Bi – самородный висмут, As – самородный мышьяк, El – электрум, Zn – цинкениит  $\text{PbSb}_2\text{S}_4$ , Tvп – твиннит  $\text{Pb}(\text{Sb}, \text{As})_2\text{S}_4$ , Sh – шабурнеит  $\text{Tl}_4\text{Pb}_2(\text{Sb}, \text{As})_{20}\text{S}_{34}$ , Act – акташит  $\text{Cu}_6\text{Hg}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$ , Rou – рутьерит  $\text{TlCuHg}_2\text{As}_2\text{S}_6$ , Pier – пьерротит  $\text{Tl}(\text{Sb}, \text{As})_5\text{S}$ , Rl – реальгар  $\text{As}_4\text{S}_4$ , Qz – кварц, Bar – барит, Gr – гранат.

### История открытия и геологического изучения Воронцовского месторождения

Первые сведения о геологическом строении территории – тогда Богословского горного округа – появились в XIX веке в работах Е.С. Федорова и А.П. Карпинского, составивших геологические карты отдельных районов Северного Урала. Здесь с середины XIX века были известны и активно обрабатывались медноскарновые Турьинские рудники. Добыча золота началась с XVIII века. Основным объектом разработки являлись россыпи юрского, миоценового и четвертичного возраста, причем содержание золота в четвертичных россыпях возрастало при пересечении долинами рек юрских гравийно-галечных отложений. Кроме золота в россыпях имеется платина до 15% от количества золота. Ближе к водораздельной части Урала обрабатывались богатые платиновые россыпи верховьев р. Кытлым (Поповский Лог, Сев. Кытлым и др.).

Установлены месторождение высокосортных бокситов Красная Шапочка (открыто по коллекциям Е.С. Федорова) и, вместе с ним, крупнейший на Урале Североуральский бокситоносный район (СУБР), коры выветривания ультраосновных пород с промышленными содержаниями Co и Ni (Серовское месторождение силикатного никеля), Серовское месторождение оолитовых Co-Ni-Cr-содержащих железных руд, месторождения скарново-магнетитовых руд (Северо-Песчанское, Ново-Песчанское, Северо-Воронцовское и Ауэрбаховское в западном экзоконтакте Ауэрбаховского массива) и развитые севернее – медных руд (Вадимо-Александровское, Никитинское, Фроловское); медно-никелевые проявления в серпентинитах Устейского массива, медно-порфиновые проявления (Андрюшинское и др.), Белкинское и Каменское месторождения огнеупорных глин, россыпь золота по реке Каменка, Валенторское Cu-Zn-колчеданное, Галкинское Au-колчеданно-полиметаллическое месторождение, Воронцовское золоторудное месторождение.

Существенную роль в изучении геологического строения западной части территории сыграли исследования В.М. Сергиевского. В 1929–1931 гг. он выполнил геологическую съемку масштаба 1:200000 этой территории, а в 1933–1934 гг. под его руководством была составлена геологическая карта Турьинского рудного поля в масштабе 1:2000 и дано его детальное описание. Турьинские рудники изучали Е.С. Федоров, Д.С. Коржинский (1948), В.П. Логинов, В.Ф. Чернышев, Л.Н. Овчинников (1948, 1960), Я.П. Баклаев (1959, 1973; Баклаев, Усенко, 1989) и мн. др.

**Воронцовское** золоторудное месторождение (59°39'5" с.ш., 60°12'56" в.д.) расположено в Краснотурьинском районе Свердловской области (Сев. Урал), в 14 км к югу от г. Краснотурьинска и в 0.5 км к западу от пос. Воронцовка. Район характеризуется хорошо развитой горно-рудной (добыча черных и цветных металлов, россыпного золота, огнеупорных и кирпичных глин, строительных материалов) и металлургической промышленностью (про-

изводство чугуна, глинозема, алюминия, огнеупоров), мощной строительной индустрией. Месторождение открыто в результате поисковых работ на рудное золото на Песчанско-Воронцовском кварцево-жильном рудном поле в 1985–1987 гг. (Гладковский, 2002; Бобров, 2013). Первооткрывателями месторождения являются Б.А. Гладковский – ведущий геолог Воронцовской ГРП, В.Н. Бобров – главный геолог этой партии, В.Н. Хрыпов – главный геолог по благородным металлам ПГО «Уралгеология» (Протокол ..., 2001).

Хотя с 1956 г. деньги на поиски рудного золота на Урале министерством геологии не выделялись, в каждой геологоразведочной экспедиции с ведома руководства ПГО «Уралгеология» были геологи для поиска рудного золота. Старшим геологом по рудному золоту в Тагильской ГРЭ был Б.А. Гладковский, который работал в Воронцовской полевой ГРП с базой в поселке Рудничном, более известном как поселок Ауэрбах, названный в честь горного инженера А.А. Ауэрбаха, бывшего управляющим Богословским горным округом в конце XIX века и который первым в России применил метод микроскопического исследования минералов.

В 50-х гг. Г.А. Кордовер проводил разведку Северо-Воронцовского месторождения скарново-магнетитовых руд, на которые наложено золото-сульфидное оруденение. По результатам бурения разведочных скважин в сохранившихся к 80-х гг. целиках железных руд содержание золота достигало 25 г/т (Бобров, 2013). Забалансовые руды, оставшиеся после отработки магнетитовых залежей, представляют собой часть первичных руд Воронцовского золоторудного месторождения.

Н.Ф. Уфимцев в 60-х гг. провел геологическую съемку района в масштабе 1:10 000 силами Воронцовской ГРП. Съемка сопровождалась поисками медных и железных руд, петрографическими исследованиями. Десятки поисковых скважин пересекли окисленные руды в пестроцветных корах выветривания и первичные золото-сульфидные руды в аргиллизированных вулканогенно-осадочных породах и окварцованных известняках с вкрапленностью сульфидов. КERN скважин остался недоизученным, не было опробования минерализованных зон на Au и Ag. В керне скважин имелись пересечения кварцевых жил, в том числе среди золото-сульфидных руд. Б.А. Гладковский отобрал из этих жил пробы на Au и Ag, но значения им не придал.

В 70-х гг. старший геолог Воронцовской ГРП В.Д. Куделя провел разведку Воронцовских россыпей золота, расположенных на поверхности золоторудного месторождения. Плотиком россыпей являются окисленные руды в глинистых корах выветривания. Разведочные шурфоскважины проходились по золотоносным пескам россыпи со средним содержанием золота 250 мг/м<sup>3</sup> и закрывались в глинистых окисленных рудах, как оказалось потом, со средним содержанием Au = 10 г/т или 16000 мг/м<sup>3</sup>. Определение содержания золота в пробах песков проводилось методом промывки. Преобладающий размер золотин в окисленных рудах порядка 1 мкм. По этой причине золото окисленных руд не улавливалось и “уплывало” вместе с глиной при промывке проб. Плотик не был опробован.

Непосредственно открытию месторождения предшествовало бурение поисковых скважин на северо-западной окраине поселка Воронцовка возле старинной шахты «Надежда». Здесь в 19-ом веке на глубине около 50 м добывалась золотосодержащая руда, представленная обломками кварцевых жил или, по мнению В.Н. Боброва (2013), джаспероидами. Обломки кварца образовывали «застил» на закарстованной поверхности известняков под глинистыми карстовыми отложениями.

Буровые работы в нач. 80-х гг. проводились нелегально за счет средств, выделенных на поиски россыпи. Из керна пробуренных возле шахты скважин Б.А. Гладковским отбирались пробы кварца на пробирный анализ для определения содержания Au и Ag; содержания в кварцевом материале оказались невысокими, около 2 г/т Au. Случайно были отобраны пробы по глине. Пробирный анализ показал, что содержание Au и Ag в пестроцветной глине гораздо больше, чем в кварце. В 1985 г. был составлен проект на поиски рудного золота на Песчан-

ско-Воронцовском кварцево-жильном поле. Однако из-за экономии средств геохимические и геофизические поиски были проведены только в узкой полосе вдоль западного контакта Ауэрбаховской интрузии диоритов до дороги на базу отдыха Шихан, а Воронцовское золоторудное месторождение расположено вблизи поверхности в 100–200 м за этой дорогой, вдоль Воронцовского разлома (Бобров, 2013).

Летом 1985 г. Б.А. Гладковский задал канаву по карстовым отложениям возле глыбы кварца за дорогой, в 200 м от нее. Здесь золотоносные джаспероиды выходят на поверхность среди карстовых отложений. Бороздовые пробы из канавы показали высокое содержание золота. Возле канавы были пройдены поисковые скважины, вскрывшие первичные золото-сульфидные руды. Результаты пробирных анализов начали поступать в 1986 г., однако в перспективность обнаруженного рудопроявления мало кто верил. В шлифах под микроскопом В.Н. Бобров определил, что золото-сульфидная минерализация приурочена к участкам гидротермальной аргиллизации вмещающих вулканогенно-осадочных пород и к окварцованным известнякам (джаспероидам).

Рудные тела развиты по зонам дробления и примыкают к Воронцовскому разлому, который является рудоконтролирующим. Поиски включали геофизические и геохимические работы: площадную съемку ВП по сети 100x20 м, магниторазведку по сети 50x10 м, геохимическую съемку с выявлением аномалий мышьяка, сурьмы, ртути, бария, марганца, серебра, золота в корах выветривания и золота, серебра, свинца, мышьяка в почвах. Все геофизические и геохимические аномалии расположились вдоль разлома. Заверка аномалий бурением скважин выявила залежи руд на южном фланге месторождения. Сейчас здесь Южный карьер. Так поисковые работы 1985–1987 гг. закончились открытием нового крупного золоторудного месторождения (Гладковский, 2002).

По результатам поисковых работ в 1987 г. были составлены технико-экономическое соображение (ТЭС) о возможном промышленном значении Воронцовского золоторудного месторождения и проект на предварительную разведку. В 1988–1999 гг. проведена разведка месторождения (предварительная, а с 1991 г. – детальная). Поисковые и разведочные работы на месторождении проведены Воронцовской ГРП при участии Уральской геофизической, Уральской геолого-съемочной, Уральской опытно-методической экспедиций, центральной лаборатории Уралгеолкома; петрографические и минералого-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН, ЦНИГРИ, Иргиредмете, Уральской горно-геологической академии, МНПО «Полиметалл».

Технологические свойства руды были изучены на 47 представительных пробах весом до 293 т в 9-ти лабораториях и на золотоизвлекательных фабриках в России и США; они оказались вполне пригодными для технологии кучного выщелачивания (Бобров, Гельвер, 1993; Бобров, 2005). Из окисленной руды способом кучного выщелачивания, а также из первичных руд на ЗИФ по технологии «Уголь в пульпе» извлекалось более 80% золота.

Объем поискового бурения 56009 пог.м (739 скважин). Отобрано и проанализировано 29747 керновых проб. Объем разведочного бурения 84027 пог.м (997 скважин). Пройдены 15 шурфов до глубины 40 м с 9 рассечками. Отобрано и проанализировано 73934 керновых и бороздовых, 1406 групповых проб. Выполнены технологические, инженерно-геологические и др. исследования. Изучены под микроскопом 4280 шлифов и 200 аншлифов (Бобров и др., 1999).

При проведении разведки месторождения была обоснована оптимальная технологическая схема извлечения золота и серебра: из окисленных («глинистых») руд, залегающих на поверхности с глубины 0.2м – менее затратным способом кучного выщелачивания (КВ) раствором цианида натрия; из залегающих под ними, ниже 80 м первичных («скальных») руд – на построенной на полученную прибыль золотоизвлекательной фабрике по цианистой технологии «Уголь в пульпе» (ЗИФ УВП) (Бобров, Гельвер, 1993).



Лицензию на обработку получили местные предприятия, учредившие ЗАО «Золото Северного Урала». Акционерное общество зарегистрировано 12.10.1993 г., что стало днем рождения предприятия. Учредителями общества были Артель старателей «Южно-Заозерский прииск», АО «Богословский Алюминевый завод», Комитет по управлению имуществом администрации г. Красногурьянска, Воронцовская ГРП, РО «Уралзолото», Уральская золото-платиновая компания, АО «Уральское золото», АО «Российская корпорация алмаззолото». С сентября 1998 г. владельцем месторождения (81% акций) стало ОАО «МНПО «Полиметалл».

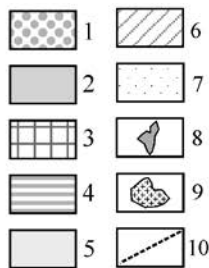
26 июня 1999 г. были начаты лесорубочные работы под первоочередные объекты Воронцовского ГОКа. В 1999 г. были выполнены горно-подготовительные работы на опытном карьере на площади 20 га. В июне 2000 г. была начата добыча руды, в июле завершено строительство участка рудоподготовки плановой производительностью 140 т/час, в сентябре – технологического комплекса на базе установки «Меррил-Кроу» (США) по переработке растворов производительностью 400 м<sup>3</sup>/час, а в октябре 2000 г., в режиме пуска-наладочных работ получена первая готовая продукция – золотосеребряный сплав Доре.

Месторождение обрабатывается с 1999 года двумя карьерами глубиной 200 м и 90 м. Промплощадка для переработки руды расположена в 5 км к востоку от карьеров. Весной 1999 г. река Турья затопила угольный карьер в г. Карпинске; закрылось объединение «Вахрушевуголь»; резко уменьшилась добыча железных руд на шахте Северопесчанской и никелевых руд на Серовском месторождении никеля. Горняки очень вовремя получили работу, а Россия – новый валютный цех (Бобров, 2013).

На базе Воронцовского месторождения с 1999 года работает Воронцовский горно-металлургический комплекс ЗАО «ЗСУ» производительностью 5–6 т золота в год. Первые слитки золота получены в 2000 г. без первоначальных крупных затрат. Уже отлито в слитках более 50 т золота и около 45 т серебра. На этом самом передовом предприятии золотодобывающей отрасли Урала трудятся 1200 чел.

## Глава 1. Золоторудные месторождения Урала и их геодинамическая позиция

В регионе разведано 22 коренных месторождения, из которых 11 эксплуатируемые (Саи = 1.9–6.4 г/т), 4 – подготавливаемые к освоению (5.2–7.2 г/т) и 7 – в госрезерве (3.6–5.8 г/т). Суммарные балансовые запасы золота Урала по состоянию на 01.01.2011 составляют 1850.5 т (Государственный ..., 2013). Сырьевую базу рудного золота слагают запасы самого старого в России (260 лет) Березовского месторождения (запасы В+С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> = 91.2 т), длительное время эксплуатируемого Кочкарского (16.5), сравнительно новых Воронцовского (33.4), Светлинского (30.1), Муртыкты (рис. 1), а также ряда небольших по запасам объектов – Куросан, Кировское, Гагарское и др. Крупные запасы попутного золота (~2/3 от суммарных) остались в рудах колчеданных месторождений – самые крупные (т): Гайское – 438.4, Юбилейное – 169, Подольское – 138 (Государственный ..., 2013). В течение XX века на Урале эксплуатировались (помимо россыпей) в основном традиционные кварцево-жильные (сопряжены с раннеколлизионными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, в т.ч. крупные объекты – такие, как Березовское, Кочкарское) и золотосодержащие колчеданные месторождения. В последней декаде минувшего столетия в связи с внедрением метода кучного выщелачивания заметную долю в добыче стали играть золотоносные коры выветривания (Муртыкты, Светлинское, Воронцовское, Кировское, Запально-Озерное). С началом XXI в. начали перерабаты ваться первичные прожилково-вкрапленные руды «нетрадиционных» типов (Светлинское, Воронцовское, Березняковское, Куросан) с продолжающимся вовлечением многих небольших объектов золотоносных кор в Березняковском рудном поле, в Учалинском районе (Контрольное и Октябрьское), руды зон окисления Тарньерского, Кабанского и Дегтярского колчеданных месторождений и др.



Рудные месторождения:

☆ Au	◆ Cu-Fe-Ti-V-P
● Cu-Zn колчеданные	■ Fe-Ti-V, Fe-скарновые
● Cu-порфировые	□ сидеритовые
○ Ba-Pb-Zn	▲ хромитовые

Рис.1 Положение рудных месторождений на схеме тектонической зональности Урала (тектоническая основа по В.Н.Пучкову, 2010).

1 – Предуральский краевой прогиб; 2 – Западноуральская зона; 3 – Центрально-Уральская зона; 4 – Тагил-Магнитогорская зона; 5 – Восточно-Уральская зона; 6 – Зауральская зона; 7 – Кустанайский трог; 8 – массивы Платинового пояса Урала; 9 – гранитные массивы Главного гранитного пояса; 10 – Серовско-Маукская зона меланжа.

Рудные месторождения: 1 – Тарньер; 2 – Ново-Шемурское, Шемур; 3 – Валенторское; 4 – Галкинское; 5 – Калужское; 6 – Кабан; 7 – Красногвардейское; 8 – Ольховское; 9 – Сан-Дonato; 10 – Левиха; 11 – Сафьяновское; 12 – Пышминско-Ключевское; 13 – Дегтярское; 14 – Зюзельское; 15 – Чусовское; 16 – Маук; 17 – Кузнечиха; 18 – Султановское, Касаргинское; 19 – Карaban; 20 – Таш-Яр; 21 – Учалы; 22 – Узельга; 23 – Молодежное, Чебачье; 24 – Александринское; 25 – Сибай; 26 – Бакр-тау, Куль-Юрт-Тау, Таш-тау, Уваряж; 27 – Майское, Балта-тау; 28 – Вишневское; 29 – Юбилейное; 30 – Ивановское; 31 – Подольское; 32 – Октябрьское, Мокан; 33 – Бурибай; 34 – Дергамыш; 35 – Джусинское; 36 – Комсомольское, Яман-Касы; 37 – Блява; 38 – Гайское; 39 – Ишкининское; 40 – Барсучий Лог; 41 – Летнее; 42 – Осеннее, Левобережное; 43 – Весеннее; 44 – Авангард; 45 – Приорское; 46 – Коктау; 47 – Лиманное; 48 – Кундызды; 49 – Петропавловское, Новогоднее Монто; 50 – Чудное; 51 – Воронцовское; 52 – Березовское; 53 – Березняковское; 54 – Кочкарское; 55 – Светлинское; 56 – Варваринское; 57 – Рай-Из; 58 – Саурейское; 59 – Амурское; 60 – Качканарское, Гусевогорское; 61 – Ауэрбаховская гр.; 62 – Волковское; 63 – Бакал; 64 – Магнитогорское; 65 – Соколово-Сорбайская гр.; 66 – Гумешевское; 67 – Томинское, Калиновское, Мичуринское; 68 – Тарутинское; 69 – Михеевское; 70 – Бенкала; 71 – Юбилейное Au-Cu; 72 – Кимперсайская гр.

Крупнейшие по запасам золота месторождения возникли в связи с эволюцией энсиматического (мантийной природы) магматизма, обусловленного режимами юной (колчеданные) и зрелой (порфировые) островной дуги и проявленного в образовании пояса более поздних гранит-тоналитовых плутонов, которые формировались во время главной коллизии (золото-кварц-сульфидные жильные месторождения) (рис. 2). Наибольшей концентрацией разнотипного оруденения в Тагильской мегазоне отличается **Краснотурьинский** рудный узел на Северном Урале (рис. 1), отвечающий одноименной крупной рудно-магматической системе (РМС) в приосевой части мегазоны. Вокруг центра РМС, занятого Ауэрбаховским диорит-гранодиоритовым плутоном размещены месторождения золотосодержащие скарново-магнетитовые и медноскарновые, золоторудное (с As, Sb и Hg) Воронцовское, жильные золото-кварцевые и молибден-меднопорфировые проявления, а также высокопродуктивные россыпи золота.

### Региональная геологическая позиция

Воронцовское месторождение расположено на Восточном склоне Северного Урала в вулcano-плутоническом поясе субмеридионального простирания, который образовался в результате коллизии Тагильской островной дуги и Восточно-Уральского микроконтинента (Язева и др., 1991). В геологическом строении территории участвуют коллизионные комплексы: Салдинский (докембрийские метаморфиты), Серовский (офиолитовая ассоциация), дифференцированный толеитовый комплекс, известково-щелочные андезиты павдинского комплекса, флишоиды и эффузивы трахит-базальтовой формации туринского комплекса. Калиевые субщелочные эффузивы завершают силурийский островодужный вулканизм. После их извержения на Северном Урале наступила амагматичная пауза (пражский век – ранний эмс), которая зафиксирована накоплением толщи бокситоносных известняков, краснокаменно-измененных гравелитов и туффигов. В Краснотурьинском районе в это время происходило отложение однородных светло-серых известняков фроловско-васильевской толщи. Амагматичная пауза датирует время коллизии, включая приращение островной дуги к микроконтиненту, подъем орогена и размыв латеритных кор выветривания, обдуцирование офиолитов, поскольку первые проявления постколлизионного магматизма датируются поздним эмсом (Язева, Бочкарева, 1993).

Толеиты средне-позднеордовикского возраста, представленные однородными базальтовыми толщами в пределах восточной части Салатимской зоны, относят к надсубдукционным образованиям (Иванов, 1998; Петров и др., 2000). Как полагает К.С. Иванов (1998), базальты нижней части Западно-Тагильской зоны формировались в зоне вторичного тыловодужного спрединга. Это мнение обосновывается, в первую очередь, пониженной титанистостью этих образований и отсутствием какой-либо тектонической перестройки между кабанским/шемурским (считавшимся ранее срединно-океаническим) и именовским комплексами. Геохимические особенности (низкие концентрации титана, повышенные концентрации K, Rb, Sr и др.) и петрографические признаки (присутствие большого количества порфиоровых разностей), а также наличие довольно значительных объемов умереннокислых и кислых пород, отсутствие типичных океанических фаций в разрезе ассоциирующих с вулканитами осадков – позволили отнести эти офиолиты к островодужному типу (Петров и др., 1999).

Ю.С. Каретин (1999) рассматривает наиболее ранние магматические комплексы Тагильской зоны как толеит-диабазовый комплекс главной оси спрединга позднеордовикского-раннесилурийского этапа. Предполагается, что вулканизм происходил на сохранявшейся внутри относительно узкого трога древней зрелой несколько утоненной в результате рифтовых растяжений коре. В.С. Попов (1999) относит ранние образования Тагильской зоны к инициальному рифтингу, когда достигалось максимальное частичное плавление мантийного материала, индуцируемое подъемом мантийного диапира. Это был этап максимального раскрытия рифтовых впадин, которое поддерживалось давлением расплава в трещинных

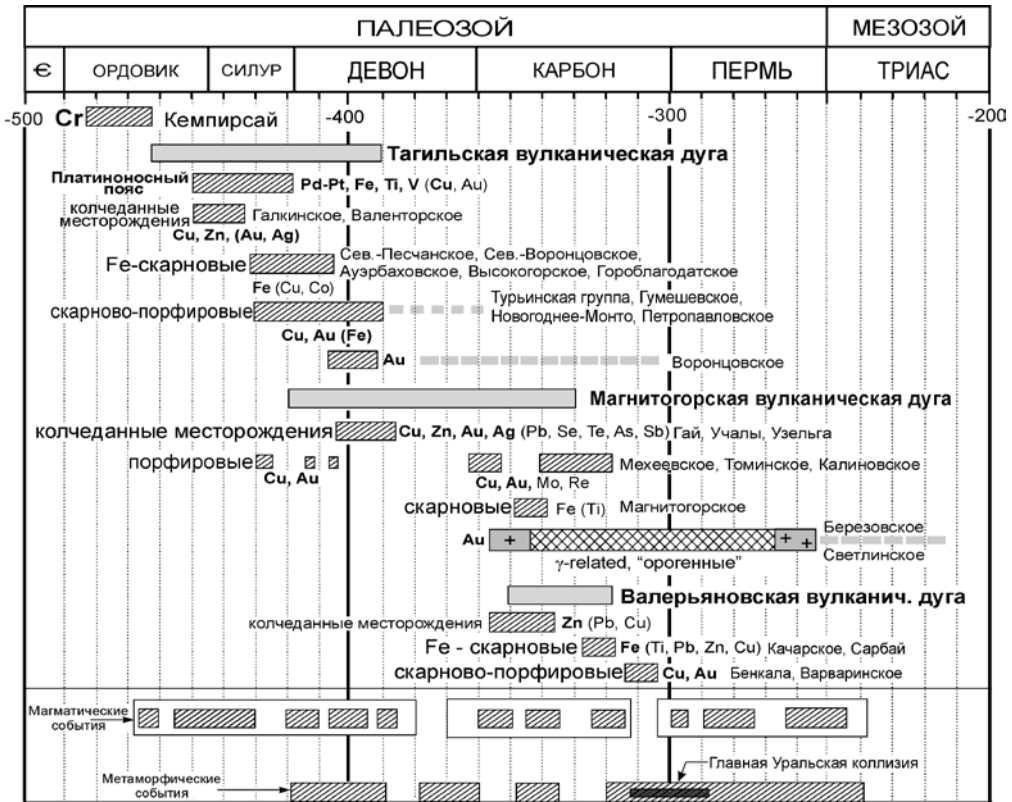


Рис. 2. Положение золотоносных и собственно золоторудных месторождений разных геодинамических обстановок формирования на схеме геологического развития Урала в палеозое

каналах. Отсутствие собственно океанических образований связано с тем, что в ордовике-силуре Урал представлял собой протяженный и сравнительно узкий (600–800 км) морской бассейн рифтогенно-троговой природы (красноморского типа).

Наблюдаемая возрастная последовательность вулканогенных формаций Тагильско-го прогиба соответствует известной в островных дугах. Офиолитовые комплексы среднего-позднего ордовика сменяются слабоконтрастной базальт-андезит-дацитовый формацией шемурского (южнее – кабанского и красноуральского) комплексов позднего ордовика – лландовери, которые вмещают колчеданные месторождения (в рассматриваемом районе – Валенторское и Галкинское). За ними следуют базальт-андезитобазальт-андезит-риодацитовая формация павдинского комплекса раннего силура и базальт-андезитобазальтовая именновского комплекса позднего силура. Перечисленные известково-щелочные формации сменяются субщелочными контрастно-дифференцированными базальт-трахибазальт-андезитобазальт-трахиандезитобазальт-трахидацитовыми вулканитами и затем слабо дифференцированными трахиандезитобазальт-трахиандезитовыми (шошонит-латитовыми) калиевыми вулканитами туринского комплекса позднего силура-раннего девона (пржидол – локхов) (Чурилин, 1969; Бочкарев, Язева, 2000; Сазонова и др., 2003). Они относятся к магматическим ассоциациям поздних стадий развития островодужной системы, т.е. к ассоциациям зрелой дуги.

Безоговорочных представлений об энзиматическом характере силурийской островной дуги на основании геохимического и изотопно-геохимического изучения вулканитов именновского/павдинского комплекса придерживается О.М. Розен (Розен и др., 1999). Так же эн-

симатическую природу этой дуги предполагает и Г.А. Петров (Петров и др., 2000). Иной точки зрения придерживаются Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев (Язева, Бочкарев, 1995). Они полагают, что Тагильская дуга возникла как энсиалическая. Н.Б. Кузнецов (1999) предполагает гетерогенный фундамент дуги, в строении которого участвовали как сиалические блоки (отторгнутые от Восточно-Европейского континента), так и меланократовые комплексы. Большинство исследователей поддерживается мнение о падении палеозоны субдукции на восток (в современных координатах) для Тагильского сегмента силурийской дуги (Иванов, 1998, и др.).

В вулканитах туринского комплекса, по отношению к предшествующим базальтам и андезибазальтам, резко возрастают содержания крупноионных литофильных элементов высоkozарядных элементов. Для них характерны высокие отношения  $Zr/Hf$ ,  $Nb/Ta$ ,  $La/Sc$ ,  $Y/Zr$  и низкие концентрации  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Sc$ , высокая глиноземистость трахиандезибазальтов и трахиандезитов. Туринские вулканиты имеют наиболее высокие отношения  $Th/Ta$ , значительно обогащены крупноионными элементами по отношению к высоkozарядным (имеют высокие  $K/Ti$ ,  $Ba/Nb$ ,  $Pb/Nb$  отношения); это позволяет предполагать значительный вклад коровой компоненты в состав расплавов (Наркисова, 2005).

Геохимические особенности пород поздних стадий развития Тагильской островодужной системы (конец силура – начало девона) свидетельствуют, что по сравнению с предшествующей стадией развития дуги происходит вовлечение в плавление менее деплетированного мантийного субстрата; уменьшение воздействия водного флюида на мантийный субстрат; проявляется контаминация расплавов коровым веществом, особенно для пород туринского комплекса (Сазонова и др., 2003; Наркисова, 2005). Для того, чтобы обеспечить относительно высокую степень плавления мантийного субстрата в отсутствие мощного флюидного воздействия, необходим дополнительный источник тепла. Его мог обеспечить подток фертильной астеносферы, проявившийся в момент стабилизации субдукции и мантийной деструкции погружающейся пластины, как это предполагается в модели (Shervais, 2001).

Чуть позднее, в период новой резкой активизации магматических процессов, базальтоидный субщелочной магматизм зрелой островной дуги сменился андезитоидным известковощелочным. Первые проявления андезитового вулканизма в краснотурьинской части коллизионной структуры совпали с локальным размывом мощных эмских известняков фроловско-васильевской толщи, отложением флишоидных известковистых туффитов и туффопесчаников.

Выше толщи туффитов (и севернее) залегают пирокластические богословская и новопесчанская толщи, объединяемые вместе с эмскими известняками и вышеописанными вулканитами в краснотурьинский андезитовый комплекс (эмс-ранний эйфель); еще дальше на север последний перекрыт туфами взвозной и макарьевской трахиандезито-базальтовых толщ (Лисов, Коровин, 1969). Сохранившаяся мощность всех эффузивных накоплений девона составляет примерно 4–5 км. Пражские известняки, андезиты и туффиты эмса пересечены роями даек калиевых базальтов, трахиандезито-базальтов и габбро-диабазов, роговообманковых и биотитовых лампрофиров. В петрохимическом отношении вулканические породы краснотурьинского комплекса представлены андезитами и андезито-дацитами нормальной и повышенной щелочности. Вулканиты взвозной и макарьевской толщ, перекрывающие краснотурьинский комплекс, петрохимически близки между собой и различаются только степенью краснокаменных изменений и относительными объемами андезитоидных составов. Среди эйфельских вулканитов как в Краснотурьинском, так и в более северном Ивдельском районах преобладают калиевые андезито-базальтовые и базальтовые разности повышенной щелочности. Геохимические параметры всех эффузивов постколлизионного пояса характеризуют их как образования окраинно-континентальных обстановок (Кузьмин, 1985).

Плутонические умереннокислые породы района также многофазны. Среди них выделены верхнелобвинский и ауэрбаховский комплексы, каждый из которых объединяет серии мелких (0.5–40 км<sup>2</sup>) штокообразных массивов (Лисов, Коровин, 1969; Ферштатер и др., 1984).

Их комагматизм с вышеописанными эффузивами общепризнан и доказывается общностью минералогии, химизма и геологической позиции (Коржинский, 1948; Лисов, Коровин, 1969; Малахова, Чурилин, 1972).

Диоритовые порфириды и гранодиориты верхнелобвинского комплекса прорывают основные вулканиты нижнего силура, плагиогранит-порфиры, габбро и гипербазиты, т.е. залегают среди пород фундамента. Гранитоиды Ауэрбаховского массива и его саттелитов проникают выше по разрезу, образуя активные контакты с эффузивами и известняками пражского яруса, эмса и нижнего эйфеля. Обломки гранитоидов присутствуют в верхнеэйфельских конгломератах (Лисов, Коровин, 1969). Начальные фазы Ауэрбаховского массива (габбродиориты) по составу и структуре идентичны породам субвулканических фаций эйфельского взвозного комплекса; гранитоиды главной фазы представлены крупнокристаллическими гранодиоритами и кварцевыми сиенодиоритами, а завершилось формирование всего комплекса внедрением небольших порций высококалийевых ортоклазовых гранит-порфира.

Сравнивая составы и относительный возраст эффузивных пород и плутонов, можно отметить, что главным фазам вулканических проявлений отвечают соответствующие интрузивные образования. Андезитама краснотурьинского комплекса наиболее близки по химизму гранитоиды Верхнелобвинского массива и его аналогов, а гранитоидам ауэрбаховского комплекса соответствуют субщелочные эффузивы взвозной и макарьевской толщ. От аналогичных образований Приполярного и Полярного Урала (Бочкарев, 1990; Язева, Бочкарев, 1984) описанные вулcano-плутониты отличаются сквозным характером субщелочных разностей, что может быть обусловлено большей ролью зрелых островодужных и континентальных террейнов в коллизионной структуре их фундамента. Все магматиты девонского этапа коллизии представлены вулcano-плутоническими ассоциациями, в которых интрузивы подчинены или соизмеримы по объему с эффузивными составляющими. Главные фазы тех и других имеют андезитовидный состав, базальты играют заметную роль лишь в завершающих вулканических проявлениях, а габбро – в ранних фазах комагматичных плутонов.

Вспышка андезитовидного постколлизионного магматизма на Северном Урале была относительно краткой. Уже в позднем эйфеле, живете и фране на описанной территории и севернее ее до Приполярного Урала и на прилегающей площади современного Зауралья и Западно-Сибирской низменности происходило накопление мощных красноцветных молассоидов и известняков с признаками размыва и переотложения лагеритных кор выветривания (Шатров, 1982; Шуб, 1983; Криночкин, 1987).

С раннекаменноугольным этапом коллизионных процессов в североуральском регионе связаны дислокации пражско-эйфельских вулканитов и известняков, подновление девонских надвигов. Постколлизионные магматиты этого этапа представлены плутонами тоналит-гранодиоритовой формации, главная масса которых (Верхотурский, Новолялинский и др.) обнажена в пределах континентального Салдинского блока (см. рис.1).

Заключительная гиперколлизия (Табл. 1), сформировавшаяся в ранней перми Уральский ороген, на описываемой территории проявилась в дальнейшем усложнении структуры, а магматиты этого этапа представлены исключительно палингенными гранитами, которые располагаются восточнее раннекаменноугольных, под чехлом рыхлых отложений Западно-Сибирской плиты. Таким образом, постколлизионный магматизм, впервые появившийся в эмсе, поэтапно мигрировал в восточном направлении, т.е. вглубь активной континентальной окраины.

## Глава 2.

### Геологическое строение Краснотурьинского рудного узла

В региональном плане Краснотурьинский рудный узел охватывает территорию между 59°20' и 60° с.ш. в средней части Тагильской мегазоны. Здесь обособляется два рудных района: Валенторский и Турьинско-Ауэрбаховский.

**Валенторский** колчеданосный район относится к Западно-Тагильской подзоне и складается вулканогенными породами контрастной риолит-базальтовой формации ( $O_3-S_1$ ).

**Валенторское** медно-цинково-колчеданное месторождение локализовано в Валенторской вулкано-тектонической депрессии (Бобров, 1988; Каретин, 2000) и приурочено к зоне субмеридионального тектонического нарушения, насыщенного экструзиями и дайками кислого, среднего и основного состава (Прокин и др., 1985). Рудные тела локализуются на сопряжениях диагональных и субширотных нарушений. Месторождение характеризуется максимально высокими средними содержаниями цинка и, особенно, меди по сравнению со всеми колчеданными месторождениями Урала. Очевидно это обусловлено процессами динамического и контактового метаморфизма в связи с магматическим (или тектоническим?) внедрением Кытлымского массива Платиноносного пояса Урала, которые обусловили ремобилизацию сульфидного вещества. Руды сплошные, густовкрапленные, гнездово-вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Минеральный состав руд типичный для колчеданных месторождений Урала: пирит, халькопирит, сфалерит, борнит; сопутствующие: галенит, арсенопирит, минералы Au, Ag, Cd, Se и др.

Новое **Галкинское** месторождение (Викентьев и др., 2010) локализовано в западном борту Тагильского прогиба и находится в 20 км к юго-востоку от Валенторского месторождения (Prokin, Buslaev, 1999). В 1990 г. из остатков керна скважин и из дубликатов проб из шурфов Галкинского рудопоявления В.Н. Бобров отобрал пробы на пробирный анализ. В пяти шурфах результаты анализов показали содержание золота 4.0–10.7 г/т, серебра 156.9–452.1 г/т – была выявлена зона богатых золото-серебряных руд, выходящая на поверхность. В 2005 году золотоколчеданная руда была прослежена по падению и простираению скважинами до глубины 10 м по сети 200 x 25-50 м, а в 2006 году – до глубины 200 м. В результате было открыто Галкинское золотоколчеданно-полиметаллическое месторождение.

**Таблица 1.**

Основные тектоно-метаморфические события для океанических и островодужных комплексов палеозоя Урала (Vikentyev et al., 2017)

Лавруссия		Урал		
Тектоно-метаморфическое событие	Возраст	Геодинамический режим	Тектоно-метаморфическое событие	Возраст, млн. лет
Акадское (Протоварисийское)	средний девон	островодужный	доэйфельское	418-388
Варисийская орогения	Бретонское	раннеколлизийный	позднедевонское	378-360
	Судетское	конец раннего карбона – средний карбон	раннекарбонное (турневийское)	348-335
	Заальское	поздний карбон – ранняя пермь	коллизия континент-континент	пермская гиперколлизия

Наиболее крупное рудное тело (2000x350 м) залегает под экраном слабоизмененных массивных, брекчиевидных и вторично-полосчатых фельзитов. Содержания в руде Au до 8 г/т, Ag до 370 г/т. Густовкрапленные до сплошных колчеданные (пирит–сфалеритовые) руды в виде маломощных (до 1 м) линз залегают в прослоях осадочных тонкообломочных углеродсодержащих пород, фиксирующих перерыв в вулканической деятельности (Викентьев и др., 2010). Для широко развитых на месторождении прожилково-вкрапленных и прожилковых (штокверковых) руд вмещающими породами являются иллит/смектит-серицит-кварцевые метасоматиты и каолинит-содержащие аргиллизиты, развитые по мелкообломочному цементу вулканических брекчий и брекчиевидных пород. Особенностью руд месторождения является их существенно цинковый характер и резкое преобладание прожилково-вкрапленных (5–20 об.% сульфидов) разностей над “сплошными” (которые составляют в общем балансе массы руды не более 20%). Поэтому в целом характер рудной минерализации может быть описан как малосульфидный, что не свойственно большинству колчеданных месторождений (Викентьев, 2015). Для “сплошных” руд месторождения обычны брекчиевидная и пятнистая текстуры. Руды с такими текстурами состоят из угловатых и чаще изометричных изолированных обособлений (5–40 мм) сфалерит-пиритового, реже халькопирит-пиритового или халькопирит-сфалерит-пиритового состава, погруженных в мелкокристаллический сфалерит-пиритовый агрегат с резкими (брекчиевидная текстура) и постепенными (пятнистая текстура) границами обломков. Параллельно-слоистая и градационно-слоистая текстуры местами проявлены в сфалерит-пиритовых ритмитах и серноколчеданных (с убогой сфалеритовой и халькопиритовой минерализацией) рудах.

С учетом данных по флюидным включениям и степени упорядоченности структуры слоистых силикатов (по данным рентгеноструктурного анализа, Викентьев и др., 2010), отложение гидротермально-метасоматических ассоциаций и сопряженной с ним золотоносной сульфидной минерализации происходило в поздние стадии процессов синвулканического преобразования пород при температуре 220–110°C. Руды практически не затронуты региональным метаморфизмом. С этим связаны широкое развитие колломорфных текстур и тонкозернистых структур руд, наличие тесных взаимопрорастаний рудных минералов (пирит, сфалерит, халькопирит, теннантит, галенит, сульфосоли серебра, Au–Ag сплавы и Au–Ag сульфиды) (Викентьев и др., 2010), а также высокое содержание в сульфидах «невидимого» золота (Викентьев, 2015).

**В Турьинско-Ауэрбаховском рудном районе** (около 400 км<sup>2</sup>) совмещены различные геолого-промышленные типы оруденения (железо, медь, золото). Эта особенность обусловлена его положением в узле пересечения субмеридиональных и северо-западных региональных структур (Минина, 1994). Район находится в восточной части Краснотурьинского рудного узла, в пределах Ауэрбаховского вулканно-плутонического пояса ранне-среднедевонского возраста (граф. прил. Ia). По современным представлениям этот пояс сформировался в режиме активной континентальной окраины в результате столкновения Тагильской островной дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом (Язева и др., 1991).

Для целей прогноза оруденения используется реконструкция региональных палеовулканических сооружений (Коровин, 1985; Минина, 1994; Каретин, 2000; Семенов, 2000). Для их выделения нами применялся комплексный подход, основанный на дешифрировании космоснимков, палеофациального и геоморфологического анализа (Выхристенко, 2014). Для исследования данной территории была использована трёхканальная мозаика, составленная из сцен Landsat 7/ETM+ при комбинации каналов 7-4-2 в растровом формате MrSID. В результате визуального дешифрирования изображения с нанесенной на него рисунка речной сети, полученной с топографических карт 1:50 000, были выделены два типа элементов – радиальные и кольцеобразные. Наиболее чётко они выражаются при каналах растра RGB=1:2:2 по резкой границе фототона и по рисунку речной сети.



Концентрические кольцевые структуры на исследуемой территории образованы вложенными друг в друга дугами и кольцами, диаметром от 15 до 90 км. Кольцевые элементы четко дешифрируются и по рисунку речной системы, и по границе фототона. Они группируются в три крупные системы концентрически-кольцевых структур, с диаметром центрального кольца 15–17 км. Внутри них выделяются более мелкие кольцевые структуры диаметром от 1 до 5 км. Линейные элементы так же дешифрируются как по фототону, так и по узору речной сети. Располагаются они радиально к выделенным кольцевым структурам. Длина их варьируется от 5 до 45 км. Преобладающая ориентировка линейных структур субширотная и субмеридиональная.

По результатам проведенного дешифрирования оказалось, что исследуемые рудные районы располагаются в пределах трех крупных кольцевых структурах диаметром 15–17 км (граф. прил. 1б). Надо отметить, что две западные структуры центрального типа позиционно близки Валенторской и Галкинской вулканотектоническим депрессиям кальдерного типа, в разное время описанным предшественниками (Каретин, 2000). Третья – локализованная восточнее Турьинская кольцевая структура – является наиболее крупной; она, вероятно, относится к структурам более высокого порядка.

Турьинско-Ауэрбаховскому району, включающему Воронцовское месторождение, в пределах ранне-среднедевонского вулканоплутонического пояса (ВПП), отвечает Турьинско-Ауэрбаховская вулканотектоническая депрессия (граф. прил. II). Современная структура ее представляет собой грабен-синклиналь с пологим (15–30°) падением крыльев к центру структуры, протягивающуюся в междуречье рек Туры и Каквы в меридиональном направлении на 35 км при ширине 18 км. Грабенсинклиналь выполнена вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами краснотурьинской свиты, общая мощность которой оценивается в 3–5 км. В районе месторождения свита представлена четырьмя толщами (снизу вверх): сурововской, фроловско-васильевской, башмаковской и богословской.

В восточной части брахисинклинали находится Ауэрбаховский интрузивный массив габбро-диорит-гранодиоритовой формации ранне-среднедевонского возраста, комагматичный стратифицированным породам андезитовой формации. Массив имеет концентрически-зональное строение, сложен в центральной части гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, а по периферии – диоритами, подчиненными габбро и габбро-диоритами. На поверхности площадь выхода массива около 100 км<sup>2</sup>. В северо-западном и западном экзоконтакте массива развиты мелкие тела интрузивных пород среднего, реже кислого состава и поля даек пестрого состава.

На контакте карбонатных пород краснотурьинской свиты с Ауэрбаховской интрузией и ее сателлитами развиты многочисленные скарновые магнетитовые и медно-магнетитовые месторождения, часто характеризующиеся повышенной золотоносностью (Мурзин, Сазонов, 1996). С ними сопряжена жильная золото-сульфидно-кварцевая минерализация. Эти месторождения стали источником формирования многочисленных россыпей золота разного возраста (от J<sub>2-3</sub> до Q<sub>3-4</sub>). В районе обособляются два рудных поля: Турьинское (на севере) с преимущественно медными месторождениями и Ауэрбаховское (на юге) с железоскарновыми и золоторудным Воронцовским месторождениями.

### **Золотосодержащие месторождения Турьинско-Ауэрбаховского района**

Среднедевонская вулканоплутоническая ассоциация Северного Урала известна благодаря промышленным месторождениям медноскарновой рудной формации, которые цепочкой опоясывают Ауэрбаховский массив (граф. прил. II). Многочисленные месторождения **Турьинского** медноскарнового рудного поля (Коржинский, 1948; Овчинников, 1948, 1960; Подлесский, 1979; Баклаев, Усенко, 1989) в основном отработаны, разрабатывается только Вадимо-Александровское месторождение в южной части рудного поля. Магнетит-халькопиритовое и пирротин-халькопиритовое оруденение этой части рудного поля (Вадимо-Алек-

сандровское, Богословское, Башмаковское и другие месторождения) сменяется пирит-халькопиритовым в северной его части (Розовское, Суходойское, Васильевское и др.). Вулканические толщи прорываются кварцевыми диоритами, диоритами, габбро-диоритами, которые сопровождаются апоизвестняковыми эпидот-пироксен-гранатовыми и андрадитовыми скарнами. Схожесть состава малых массивов и внутрирудных даек позволяет предполагать наличие генетической связи медного оруденения с диоритоидами (Грабежев и др., 2014). Гранитоиды комагматичны вулканитам краснотурьинской свиты, о чем может свидетельствовать, в частности, близость их химического состава (табл. 2).

К югу в **Ауэрбаховском** рудном поле развито магнетитовое оруденение Ауэрбаховской группы месторождений. Магнетитовое оруденение с перерывами продолжается и южнее, вдоль западного контакта Ауэрбаховского массива (группа Песчанских, Воронцовских и других месторождений); здесь они сопряжены с небольшими кварцевожильными золоторудными месторождениями (Песчанское, Воронцовские жилы и другие) – кварцевые жилы местами пересекают скарны и контакты их с гранитоидами.

Отмечено, что состав руд в скарнах зависит от уровня локализации в вулcano-плутоническом комплексе. В северных месторождениях (Турьинское поле), лежащих в верхних горизонтах стратифицированного разреза (Фроловское, Васильевское, Александровское), намного больше сульфидов меди, появляются полиметаллическая и золото-сульфидная ассоциации (Скарновые ..., 1985). Здесь же расположены рудопроявления, близкие к медно-порфировому типу. В южных месторождениях (Ауэрбаховское поле), тяготеющих к Ауэрбаховскому массиву и локализованных на уровне базального башмаковского горизонта (Воронцовское и др.), преобладают магнетитовые скарны. Еще ниже, среди пород фундамента, в экзоконтактах гранитоидных интрузивов известны золотосодержащие зоны окварцевания и эпидотизации (Лагарьковское рудопроявление в гипербазитах Устейского массива и др.). Сходная вертикальная зональность намечается и для других уральских андезитоидных вулcano-плутонических поясов (Язева, 1990).

Магнетитовые и халькопирит-магнетитовые рудные тела локализуются в скарнах, главным образом в их внутренних зонах. Они рассматриваются как апоскарновые образования (сопутствующий тип). Медно-сульфидные руды приурочены к местам пересечения дорудных зон скальвания со скарнами. Пироксеновые скарны замещаются массивными пирит-халькопиритовыми рудами с высокими содержаниями меди (3-20%), а по гранатовым скарнам развиваются вкрапленные пирит-халькопиритовые и халькопирит-магнетитовые руды с содержаниями меди 1–2%. Халькопирит-пирротиновые руды Богословского, Башмаковского рудников приурочены к гранатовым скарнам и пироксеновым эпидозитам (Овчинников, 1948). Процессы избирательного замещения при инертном поведении железа медьсодержащими сульфидами наиболее железистых скарновых пород на Турьинских рудниках описаны Д.С. Коржинским (1948).

## Глава 3. Геология Воронцовского рудного поля

### Рудовмещающий разрез (краснотурьинская свита)

Стратиграфический разрез рудного поля сложен осадочными и вулканогенно-осадочными породами краснотурьинской свиты ( $D_1e-D_2e_1$  *kr*). В основании стратиграфического разреза месторождения залегают породы **суворовской толщи**  $D_1e-D_2e_1$  *kr* (*su*), сложенные туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами иногда с прослоями известняков, суммарной мощностью до 1000м (граф. прил. III, IV).

На туфогенно-терригенных породах суворовской толщи согласно залегает **фроловско-васильевская толща**  $D_1e-D_2e_1$  *kr* (*fr*) мощностью до 1200 м составляет основную часть разреза месторождения, залегает в его основании и сложена рифогенными известняками серыми, светло-серыми массивными, слоистыми, органогенно-обломочными с фауной (конодонты, брахиоподы, кораллы) эмского возраста. В отдельных участках известняки из-за обильного насыщения туфогенным материалом приобретают серый цвет и тонкую полосчатость. Известняки в различной степени мраморизованы, вплоть до мраморов. Вблизи разломов известняки раздроблены, участками доломитизированы, окварцованы и содержат пылевидную вкрапленность сульфидов (до 1–2 об.%).

Во вскрытой в скважинах и карьере верхней части фроловско-васильевской толщи обособляется невыдержанный по простиранию горизонт карбонатных брекчий и брекчированных известняков мощностью до 100 м, в которых локализованы основные рудные тела Воронцовского золоторудного месторождения. Брекчии представляют собой полуокатанные и угловатые обломки известняка размером до 25 см, сцементированные глинисто-карбонатным и вулканогенно-осадочным материалом: кремнистыми и известково-кремнистыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами. Пирокластический материал представлен обломками плагиоклаза, редко амфибола и пироксена, обломками андезитов,

**Таблица 2.**

Химический состав магматических пород краснотурьинской ассоциации, %, г/т (Язева, Бочкарев, 1993)

Компоненты							Компоненты						
	1	2	3	4	5	6		1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	57.32	59.56	49.5	58.8	53.5	60.68	Rb	25	82	98	24	104	74
TiO <sub>2</sub>	0.89	0.68	1.18	0.7	1.15	0.66	Sr	913	339	688	569	1022	348
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.82	18.56	17.05	17.5	16.95	15.39	La	3.1	27.6	8.2	35	-	35
FeA	2.93	1.81	5.16	3.9	4.36	2.36	Ce	7.7	55.4	21.5	72	-	28.4
FeO	4.1	2.59	6.32	3.23	3.72	5.6	Pr	<1	6.9	3.2	-	-	4.0
MnO	0.16	0.22	0.2	0.19	0.16	0.16	Nd	4.2	27.8	9.8	-	-	18.3
MgO	3.06	1.69	5.25	1.63	3.18	1.38	Sm	1.1	8.7	2.9	-	-	4.2
CaO	4.99	2.19	5.25	4.73	5.68	3.94	Eu	0.35	1.4	1.03	-	-	0.35
Na <sub>2</sub> O	4.24	5.06	2.02	7.12	4.6	3.42	Gd	1.8	3.6	3.3	-	-	4.2
K <sub>2</sub> O	1.61	5.96	4.04	1.39	4.27	4.04	Dy	2.0	5.9	2.6	-	-	4.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.22	0.38	0.36	0.35	0.32	Ho	0.26	0.7	0.52	-	-	1.1
П.п.п.	2.32	2.3	2.68	1.52	2.27	1.36	Er	0.61	2.0	1.7	-	-	2.6
Cr	158	182	-	398	-	190	Tm	<0.1	0.17	0.25	-	-	0.5
Ni	13	9.3	-	18	-	12	Yb	0.7	1.4	1.7	2.9	-	2.2
Co	20	8.3	-	17	-	20	Y	4.6	16.5	13.2	21	-	27.5
V	169	177	-	213	-	160	TR+Y	29	159	70.2	-	-	112
Zr	59	100	-	104	-	130	ΣCe/ ΣY	2	4.1	2.5	-	-	1.5
Nb	5	9.3	-	6.6	-	7							

Примечание. Краснотурьинский комплекс: 1 - андезит, обр. В-301, р. Каква, скала Шихан, 2 - трахиандезит, обр. из скв. 527р, гл. 109 м; взвозный комплекс, гора Петропавловские Камешки; 3 - трахибазальт; 4 - трахиандезит, 5 - трахиандезито-базальт; 6 - кварцевый сиено-диорит главной фазы Ауэрбаховского массива, р. Каква

редко андезитов-дацитов. Количество цемента в брекчии составляет от 20–30 до 60%. В цементе нередко сохраняется слоистая текстура, иногда присутствует фауна криноидей. Участками мелкообломочный вулканогенно-осадочный цемент “сливается” в прослой до 20–30 см с четкой слоистостью (скв. 397р, 609р и др.). В цементе брекчий отмечаются вкрапленность и прослой пылевидного пирита и марказита в количестве до 3–5%, а также подчиненного углеродистого вещества. Цемент брекчий на участке месторождения сильно изменен (серцитизация, окварцевание, эпидотизация, хлоритизация, сульфидизация) и в горизонтах брекчий за пределами рудных тел надежно диагностируется как вулканиды андезитового состава. Местами в участках, насыщенных дайками (верхние горизонты Северного карьера), цемент представлен андезитами лавовой или субвулканической фации, а порода может быть описана как взрывчатая агломератовая ксенокластолава с обильными обломками известняка.

Рассматриваются несколько основных гипотез формирования “известняковых брекчий” – эруптивная, тектоническая, осадочная и вулканогенно-осадочная. В первой гипотезе предполагается, что эруптивные брекчии образовались путем заполнения вулканическим материалом под высоким флюидным давлением пустот между обломками известняка, образованными при вулканических взрывах (Сазонов и др., 1991).

В гипотезе *тектонического происхождения* брекчии образуются при дроблении и мраморизации известняков в связи внедрением Ауэрбаховской интрузии (Рахов, 1999). Согласно осадочной и вулканогенно-осадочной гипотезам, брекчии вместе со слоями туфопесчаников и туфоалевролитов накапливались в конседиментационных впадинах на поверхности разрушающейся рифовой постройки (Минина, 1994; Черемисин, Злотник-Хоткевич, 1997). По нашему мнению, нельзя исключать совместное или одновременное действие нескольких механизмов, поскольку картируются соответствующие им признаки.

Скарновые зоны, развитые во фроловско-васильевской толще, являются основным рудовмещающим горизонтом Турьинского рудного поля. В этап скарнирования, проявленного в экзо- и эндоконтактах интрузивных тел и даек, в карбонатных породах на северном фланге Воронцовского золоторудного месторождения развились скарново-медно-магнетитовые руды с повышенными содержаниями золота; в южной части месторождения на брекчии наложена более поздняя золото-сурьмяно-ртутная минерализация, сопровождающая кварц-гидрослюдистые метасоматиты.

Залегающие выше с неясно выраженным несогласием вулканогенно-осадочные породы башмаковской толщи  $D_1e-D_2e_1$  kr (ba) мощностью от 120 до 450 м представлены тонко переслаивающимися туффитами (кремнистыми, известковистыми, глинисто-кремнистыми), туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, тонко-крупнообломочными кристаллолитокластическими туфами андезитов, андезибазальтов с прослоями слоистых известняков с примесью туфогенного материала. Обломочный материал представлен осколками плагиоклаза и пироксена. В эндоконтактных частях интрузивов породы башмаковской толщи послойно, особенно вдоль контактов основных вулканидов и известковистых пород, замещаются скарнами и скарноидами, которые обусловили локализацию здесь субпластовых меднорудных тел Турьинских рудников.

Отложения башмаковской толщи на северном и южном флангах месторождения перекрываются породами нижнеэфельской **богословской толщи**  $D_1e-D_2e_1$  kr (bo), которые представлены кристаллокластическими и агломератовыми туфами, туфобрекчиями, лавами, туффитами андезитового, андезибазальтового состава и туфопесчаниками с прослоями известняков. Мощность толщи около 200 м (до 1000 м).

Наиболее продуктивной частью геологического разреза на Воронцовском месторождении является нарушенная межпластовыми срывами зона контакта вулканогенно-осадочных пород башмаковской толщи и подстилающих брекчиевидных известняков. Здесь в метасоматически измененных зонах дробления и смятия по вулканогенно-осадочным породам и известнякам образовались основные золоторудные тела сложной морфологии.

### **Магматические породы**

Интрузивные породы месторождения представлены мелкими телами-сателлитами диоритов Ауэрбаховского интрузива, расположенными в его западной экзоконтактной зоне. В поле их развития и западнее развиты многочисленные дайки. Наибольшая концентрация даек установлена на площади месторождения. Сам массив представлен тремя фазами: 1-я – габбро, габбродолериты ( $\nu D_1$ ), 2-я – диориты, кварцевые диориты ( $\delta D_1$ ), 3-я фаза – граниты, гранодиориты ( $\gamma D_{1-2}$ ).

На месторождении преобладают дайки микродиоритов и микрогаббро (диабазов), реже встречаются кварцевые диориты, габбро-диориты, лампрофиры (керсантиты, вогезиты, спессартиты). Вместе они составляют "пестрый" комплекс даек, обычно сопровождающих становление интрузивов вулканоплутонических ассоциаций и характерных для многих золоторудных полей (Ефремова, 1983 и др.). На многие дайки месторождения наложены кварц-гидрослюдистые метасоматиты, с которыми ассоциирует небогатая золото-сульфидная минерализация. Вдоль контактов даек развиты гранатовые и пироксен-гранатовые скарны, которые обычно несут магнетит-сульфидную минерализацию (до 0.2 г/т Au). Считается, что большинство даек являются дорудными по отношению к золото-мышьяковому оруденению (Сазонов и др., 1991).

### **Коры выветривания**

По вулканогенно-осадочным породам башмаковской толщи и интрузивным породам ауэрбаховского комплекса в рудном поле развиты коры химического выветривания мощностью до 60 м, а по карбонатным породам фроловско-васильевской толщи – карст, выполненный продуктами перемещенных кор выветривания мощностью до 120 м (Риндзюнская и др., 1995; Баранников и др., 2016). Их развитие и формирование карста происходило в ранне-среднемезозойскую эпоху (Сигов, 1969). Это подтверждается присутствием в пределах карстовых зон делювиально-пролювиальных и озерно-аллювиальных отложений средне-позднеюрского возраста лангурской свиты ( $J_{2-3}In$ ), содержащих россыпное золото.

### **Структура месторождения**

Месторождение расположено в западном экзоконтакте Ауэрбаховского интрузивного массива, в 400–500 м от контакта, и ограничено на западе Воронцовским разломом (взбросом) меридионального простираения, падающим на запад под углом 70–80°. На юго-западе месторождение ограничивается Южно-Песчанским разломом северо-западного простираения; на востоке рудные тела месторождения выведены на дневную поверхность и эродированы. На севере оруденение затухает, по падению и простираению выклинивается.

Разломы имеют додайковый и дорудный возраст, ограничивают, реже вмещают оруденение, а также имеют признаки подновления в послерудное время, сопровождаются мощными зонами катаклаза. В блоке, ограниченном этими разломами и контактом Ауэрбаховской интрузии, рудовмещающие породы (фроловско-васильевская и богословская толщи) слагают моноклираль с пологим (25–45°) падением на запад (ЗСЗ), осложненную крупной антиклиналью, ось которой имеет северо-западное простираение. Размах крыльев складки достигает 800–900 м, они осложнены серией мелких (размах до 80 м) антиклинальных и синклинальных складок (разв. линии 4,48, 52).

Маркирующий контакт брекчиевидных известняков (фроловско-васильевская толща) с вулканогенно-осадочными породами (богословская толща) имеет юго-западное падение под углом 20–30° на юге и северо-западное под углом 30° – на севере, погружаясь здесь до 240 м. На отдельных участках (р.л. 48, 46) отмечается крутое залегание (до 70°) карбонатных брекчий. Вблизи Воронцовского разлома залегание контакта пологое.

В пределах рудовмещающего блока породы осложнены надвигом дорудного заложения, расположенном в лежачем боку Воронцовского взброса и прослеженном от профиля 1а на севере до профиля 61 на юге на протяжении 1.1 км. Надвиг падает на запад под углами

45–55°, субсогласен слоистости пород, проходит вблизи контакта карбонатной и вулканогенно-осадочной толщ и имеет более крутое залегание, чем слоистость. По надвику происходит сдвигание разреза, что определяет рост мощности оруденелой зоны. Амплитуда перемещения по надвику составляет 50–80 м.

### **Околорудные изменения**

Метасоматические образования на Воронцовском месторождении формировались в течение длительного периода. Наиболее ранние метасоматиты – скарны и площадные пропилиты ассоциируют с интрузивными телами ранних фаз внедрения Ауэрбаховской интрузии. Распространение скарнов на месторождении определяется полем развития карбонатных и карбонатсодержащих пород в контактах интрузий средне-основного состава. Мощность зон скарнирования обычно не превышает 10–20 м, протяженность достигает 1.5 км и более.

С удалением от интрузивных массивов скарны сменяются пропилитами, в карбонатных породах проявлена мраморизация. В скарнах развиты магнетитовая, сульфидно-магнетитовая минерализация, с которой сопряжены слабозолотоносные минеральные ассоциации (пиритовая, пирит-халькопиритовая и полиметаллическая), развитые локально. Пропилиты широко развиты на Воронцовском месторождении: они являются внешней зоной скарнов и развиты по всем вулканогенно-осадочным породам.

После внедрения даек "пестрого" состава на контактах с известняками формируются линейные метасоматические зоны джаспероидов, сопровождающие кварцево-жильную полиметаллическую слабозолотоносную минерализацию. Джаспероиды развиваются на контактах даек средне-основного состава с известняками и в самих известняках. Известняк частично (10–30%) замещается доломитом и кварцем. Кварц образует микрозернистые и халцедоновидные обособления неправильной формы и рисовидные кристаллы с гексагональным сечением. Участками гранобластовые агрегаты кварца на 80% замещают брекчию известняка, образуя небольшие залежи и метасоматические жилы вдоль контактов даек мощностью до 0.5–7.5 м. Тела джаспероидов обычно располагаются в контуре промышленных руд.

По данным В.Н. Сазонова, джаспероиды Воронцовского месторождения сформировались в стадию кислотного выщелачивания при температуре 510–110° С, давлении 0.1–0.6 кбар и  $pH=7.5-5.5$ . С двумя группами этих метасоматитов, доломит-анкеритовой и кварцевой, сопряжены соответственно сульфосолюно-полиметаллический (ранний) и полиметаллический (поздний) типы рудной минерализации, образуя золотополиметаллически-джаспероидную формацию (Сазонов и др., 1990, 1991; табл. 3).

Многие исследователи относят джаспероиды к фации аргиллизитовой формации, контролирующей, по их мнению, золотое оруденение Воронцовского месторождения (Бобров, Гладковский, 1989, 1991; Грязнов, Вахрушев, 1997). Выделены две стадии: кислотного выщелачивания и сопряженного осаждения. В первую, в зависимости от состава субстрата, формируются джаспероиды – по карбонатным породам, аргиллизиты – по алюмосиликатным (вулканогенно-осадочным) породам. Продукты стадии сопряженного осаждения накладываются на все зоны стадии кислотного выщелачивания и на другие породы.

По О.Н. Грязнову и С.Н. Вахрушеву, развитие джаспероидизации в карбонатных породах происходит по следующей схеме: мраморизованный известняк (биотит, хлорит) доломит + анкерит + хлорит – анкерит + халцедоновидный кварц + гидрослюда – среднезернистый и "рисовидный" кварц + анкерит, хлорит, густая вкрапленность тонкозернистого пирита. В туфогенном цементе известняковых брекчий при джаспероидизации образуется тонкозернистый агрегат кварца, гидрослюды, монтмориллонита (иногда мусковита) и сульфидов. В центре месторождения известняк преобразуется в "кварцитолиты сухаревидной текстуры" – собственно джаспероиды, или подвергается перекристаллизации. В туфогенном цементе брекчий известняка плагиоклаз альбитизирован с развитием серицита, хлорита и агрегатов кварца, пироксен и амфибол хлоритизирован, магнетит пиритизирован (Грязнов, Вахрушев, 1997).

**Таблица 3.**

Химический состав туффита (1), диабазового порфирита (2), габбро-диорита (3) и продуктов березитизации-лиственитизации (4-7) - туффита (4), диабазового порфирита (5, 6) и габбро-диабаз (7), мас. % (Сазонов и др., 1991)

Компоненты	Исходные породы			Метасоматиты			
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	52.28	49.69	52.24	44.00	41.60	44.40	41.88
TO <sub>2</sub>	0.52	0.83	0.98	0.59	0.90	0.57	1.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.62	17.88	18.67	17.63	17.63	17.33	0.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.67	3.30	2.31	0.89	1.07	1.24	0.84
FeO	1.44	5.34	5.73	1.08	3.95	4.67	5.03
MnO	0.22	0.19	0.20	0.22	0.11	0.23	0.13
MgO	3.78	7.22	4.22	2.04	5.69	3.36	3.22
CaO	7.14	9.55	9.75	12.29	0.86	8.00	15.72
Na <sub>2</sub> O	5.34	2.42	2.62	0.28	0.15	0.32	2.24
K <sub>2</sub> O	0.96	0.98	0.96	4.39	3.20	2.26	1.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.10	0.15	0.19	0.45	0.11	0.27
S	2.74	следы	не обн.	0.21	0.16	0.02	0.04
CO <sub>2</sub>	1.48	0.19	»	11.79	15.77	11.88	16.64
H <sub>2</sub> O+	2.03	0.24	»	3.08	2.35	4.74	1.04
H <sub>2</sub> O-	0.25	не обн.	»	0.58	0.43	0.51	0.12
п.п.п.	не обн.	»	1.87	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Сумма	100.68	99.93	99.70	99.26	99.61	99.64	100.45

Примечание. Метасоматиты характеризуются следующими минеральными парагенезисами: 4 - доломит + кварц + серицит, 5 - листвениит с реликтовым (до 3%) хлоритом (кварц + серицит + доломит-анкерит), 7 - кварц + альбит + серицит + доломит-анкерит

## Глава 4. Руды Воронцовского месторождения

### 4.1. Морфология рудных тел и факторы их контроля

Рудные залежи приурочены к пологой моноклинали с ЗСЗ падением, концентрируются на контакте известняков и перекрывающих их вулканогенных флишоидов – преимущественно тонкообломочных фаций. Вдоль контакта породы интенсивно брекчированы и в целом образуют мощную пологозалегающую сложнопостроенную зону малосульфидной минерализации. Она представляет собой золотоносные метасоматиты с мелкой, тонкорассеянной вкрапленностью и редкими прожилками сульфидов, несущих тонкодисперсное, микронное-субмикронное самородное золото.

В локализации первичных руд установлено влияние магматического, структурного, литологического, метасоматического, геохимического и минералогического контроля (Бобров, 2013). *Магматический* – выражен в приуроченности месторождения к западному флангу крупного Ауэбаховского магматического ареала, находясь на незначительном (~400 м) удалении от основного интрузива (граф. прил. II, III). Для участка месторождения характерно обилие субмеридиональных крутопадающих маломощных даек габброидов, образующих густой рой в пределах рудной зоны. В основном, Северном карьере месторождения в основном развиты две системы даек: первая – ССВ простириания (аз.пд. 100–160°) более пологая (40–70°) и вторая – крутопадающая (75–85°) ССЗ простириания (аз.пд. 225–250°). Дайки обнаруживают сложные взаимоотношения с известняковыми брекчиями, местами наблюдаются случаи перехода субвулканических пород андезитового состава в магматический цемент брекчий.

*Структурный контроль* оруденения доказывается приуроченностью рудных тел к метасоматически проработанным зонам дробления и смятия, которые сопровождают крутопадающий на запад Воронцовский разлом. Это, как и обилие даек, указывает на высокую тектоническую нарушенность и, как следствие, повышенную проницаемость зоны западного экзоконтакта Ауэрбаховского массива. Развитие субмеридиональных структур, очевидно, в основном было обусловлено сдвиговыми деформациями. Подобные нарушения в виде зон смятия и сдвиговых разломов широко проявлены на Среднем и Северном Урале (Пучков, 2010; Vikentyev et al., 2017).

Западный блок пород по Воронцовскому разлому и сопровождающим его надвигам надвинут на восточный блок, который подвергся дорудной тектонической проработке и вмещает рудные тела месторождения. Они на протяжении 2.7 км примыкают к этому разлому, локализуясь на участках, где он осложнен пологими надвигами.

*Литологический контроль* выражен в том, что основные рудные тела развиты в брекчиевидных известняках фроловско-васильевской толщи и низах перекрывающих их по резко выраженному («маркирующему») контакту вулканогенных флишоидов башмаковской толщи.

*Метасоматический контроль* обусловлен приуроченностью промышленных рудных тел к центральным и промежуточным зонам метасоматических колонок низкотемпературной гидротермальной аргиллизации вулканогенно-осадочных пород и окварцевания (джаспероидизации) известняков (Бобров, 1991; Грязнов, Вахрушев, 1997; Сазонов и др., 1998; Бобров и др., 1999).

*Минералогический контроль* доказывается приуроченностью выделений самородного золота к прожилково-вкрапленным образованиям с арсенопиритом, антимонитом, блеклой рудой, реальгаром, подчиненными аурипигментом и киноварью.

*Геохимический контроль* выражен в приуроченности рудных тел к более широким геохимическим аномалиям Sb, As, Hg, Zn, Ba; эти аномалии сопровождают рудные залежи,



а также трассируют рудоносную зону по простиранию. Для всех типов руд характерны примеси марганца (0.12–2.5 мас%) и бария (0.04–2.2мас%), а в джаспероидах в заметном количестве отмечается барит.

Основные рудные тела расположены в северной части месторождения с наиболее сложным геологическим строением, где выявлено сочетание всех рудоконтролирующих факторов. Промышленные запасы золота – 101 т, серебра – 120 т (Бобров, 2013). Среднее содержание в руде золота – 7 г/т, серебра – 8 г/т. В окисленных рудах заключено 30 т золота. Запасы месторождения по стандарту “JORC” составляли 61 т золота и 82 т серебра; ресурсы – 70 т золота и 100 т серебра (2009 г.). Годовое производство золота на Воронцовском руднике достигало 5 т (2011). В настоящее время рудник вступил в завершающую фазу.

Рудные тела приурочены к минерализованным зонам дробления. На выходах первичных руд на поверхность в структурных и осложненных карстом корях выветривания образовались окисленные руды с глубиной залегания 0.2–80 (до 100) м, которые содержат приблизительно 30% запасов золота. В контуре карьера запасы окисленных руд составляют около 20 т при среднем содержании золота в них 6 г/т.

Месторождение опробовано вдоль зоны Воронцовского разлома скважинами колонкового бурения по сети 200–160 x 80–40 м на 3200 м до глубины 500 м, на стадии предварительной разведки – изучено по сети 80–40 x 40 м на 2.7 км по простиранию и до глубины 290 м. Первичные руды Главной рудной залежи месторождения прослежены по простиранию на 1200 м и на глубину 270 м. Ширина рудной зоны до 500 м. Мощность рудных тел, выделяемых только по опробованию с шагом 1 м, достигает 100 м.

Рудоносная зона имеет в плане вид субмеридионально вытянутой ленты. В пределах зоны выявлено и разведано 48 рудных тел, однако более 90% запасов сосредоточено в 4 основных рудных телах, эксплуатируемых северным и южным карьерами. Два из этих тел сложены окисленными рудами и два – первичными; остальные рудные тела являются сателлитами, располагаются вблизи главных со стороны висячего и, чаще, лежачего блоков.

## **4.2. Руды Воронцовского месторождения**

Выделены природные типы руд: первичные вкрапленные и прожилково-вкрапленные – в известняках и вулканогенно-осадочных породах; окисленные – в структурных и перемещенных в карстовые провалы корях выветривания. Все типы и подтипы руд характеризуются одинаковым распределением содержаний золота: в ~20% проб содержание золота выше 5 г/т Au и в ~10% проб – выше 10 г/т (Murzin et al., 2017).

### **4.2.1. Гипогенные руды месторождения**

Руды месторождения локализованы в кварц-серицитовых метасоматитах и аргиллизитах (табл. 4). Первые представлены кварц-серицитовыми, кварц-серицит-альбитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми породами, развитыми вдоль зон разломов; в карбонатных брекчиях подобные метасоматические изменения развиты преимущественно по их цементу. Характер первичных руд (70 % запасов золота) – вкрапленный и прожилково-вкрапленный с сульфидами (пирит, арсенопирит), содержание сульфидов 3–8 об.%. Золото в основном тонкое (менее 0.1 мм). Основным компонентом руд является золото, попутным – серебро.

*Колчеданоподобная стратиформная минерализация* не имеет самостоятельного промышленного значения и представлена: (1) тонковкрапленными существенно пиритовыми ( $\pm$ гематит) послонными скоплениями в алевrolитах и туфопесчаниках и (2) халькопирит-сфалерит-пиритовыми полосчатыми выделениями в карбонатных брекчиях. В первом типе на вкрапленный послонный и рассеянный тонкозернистый пирит, развитый в слоистых терригенных породах, могут накладываться арсенопирит и некоторые другие сульфиды (см. ниже), а также окварцевание и карбонатизация. Очевидно, родственными колчеданным линзам являются встречающиеся в вулканогенно-осадочной толще яшмоиды (обр.Вр4). Второй колчеданоподобный тип минерализации образован

рассеянной сульфидной вкрапленностью в «осадочном» (туфогенном) цементе карбонатных брекчий. Он также может испытывать частичное перераспределение при наложенных процессах скарнирования и окремнения.

#### **Вкрапленные золото-магнетит-сульфидные руды в известковых скарнах**

Золотосодержащие магнетит-сульфидные руды в гранатовых, пироксен-гранатовых и эпидотовых скарнах на Воронцовском золоторудном месторождении пользуются небольшим распространением, развиваясь преимущественно на его северном фланге и, в еще меньшей степени, – в центре и на южном фланге. Скарны приурочены к контактам небольших тел диоритов или даек среднего и основного состава с известняками, нередко слагают прослой в туфогенных породах. Значительно шире они развиты к востоку, вдоль контакта Ауэрбаховской интрузии, где известен ряд хорошо описанных скарново-магнетитовых месторождений – группы Воронцовских, Песчанских и др. (Коржинский, 1948; Овчинников, 1948; 1960 и др.). Скарновые руды, содержащие 0.5–1.5 г/т (до 6 г/т) Au, представлены вкрапленностью магнетита и до 10 об.% сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, подчиненные сфалерит и галенит).

На площади месторождения, вне контура рудой зоны, известны также единичные тела золотоносных волластонитовых скарнов малой мощности среди известняков, несущие вкрапленную серебро-полиметаллическую минерализацию, представленную арсенопиритом, пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пираргиритом, теллуридами Ag (Сазонов и др., 1991). Другой редкий тип золотоносных скарнов встречен в зоне эндо- и экзоконтакта небольшого тела диоритов на южном фланге месторождения. Эти скарны (скарноиды) гранат-эпидотового и кальцит-гранат-эпидотового состава несут вкрапленность халькопирита, борнита, теллуридов Ag, Au, Hg (гессит, колорадоит, калаверит, алтаит, теллуризмутит) и самородного золота.

#### **Вкрапленные золото-полиметаллические руды в джаспероидах**

В случае сильного окремнения известняки (или мраморы) преобразуются в джаспероиды. Минерализованные золотоносные тела джаспероидов мощностью от первых десятков сантиметров до 1–2 м и протяженностью до 10–15 м располагаются преимущественно на северном и южном окончаниях контура промышленных руд северного (основного) участка месторождения. С кварцевой фацией джаспероидов сопряжена сульфидная полиметаллическая минерализация, представленная густой вкрапленностью (местами вплоть до неболь-

**Таблица 4.**

Типы руд Воронцовского месторождения

№ пп	Минеральный тип руд		Метасоматические изменения	
			Исходный субстрат	Тип сорудных изменений
1	страти- формный колчедано- подобный	тонковкрапленный пиритовый	алевролиты, туфопесчаники	гидротермально-осадочные окварцевание и серицитизация
2		тонковкрапленный халькопирит-сфалерит- пиритовый	карбонатные брекчии	
3	вкрапленный золото-магнетит-сульфидный		мраморы, алевролиты	гипогенные скарнирование, пропилитизация окремнение, доломитизация (джаспероиды)
4	вкрапленный золото-полиметаллический			
5	тонковкрапленный золото-пирит- арсенопиритовый		алевролиты, туфопесчаники	пропилитизация, окварцевание, серицитизация аргиллизация
6	золото-сульфидно-глинистый			
7	тонковкрапленный золото-пирит-реальгаровый		карбонатные брекчии	окварцевание, серицитизация
8	золото-оксидно-глинистый		в осн. карбонатные породы	гипергенное окисление, выщелачивание, гидратация, гидролиз

ших тел густовкрапленных до сплошных руд) пирита, сфалерита, халькопирита, галенита, блеклой руды в окварцованных туфоалевролитах и известняках; местами в ассоциации с галенитом и теннантитом встречаются айкинит, виттехинит и самородное золото. С доломит-анкеритовой фацией джаспероидов ассоциирует малосульфидная (до 2–3 об.% сульфидов) сульфосольно-полиметаллическая минерализация, представленная рассеянной вкрапленностью пирита, арсенопирита, сульфидов и сульфосолей Cu, Zn, Pb в брекчированных известняках, туфоалевролитах, реже в измененных дайках. Геохимический спектр руд – Ag, Pb, Zn, Cu, Sb, S. Отношение Au/Ag значительно менее 1.

#### ***Тонковкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые руды в туфопесчаниках и туфоалевролитах***

Характерны для верхних частей рудоносной зоны. Играют существенную роль в структуре запасов месторождения. В большинстве своем руды представлены слоистыми кремнистыми, кремнисто-карбонатными туфопесчаниками, туфоалевролитами, мелкообломочными туффитами с рассеянной вкрапленностью пирита, арсенопирита и других сульфидов, содержание которых варьируется от 3–5 до 20–30 об.%, а размеры зерен редко превышают 0.2 мм. По данным В.Н. Сазонова (Сазонов и др., 1998), вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы месторождения и его ближайшего окружения претерпели неоднократные метасоматические изменения площадного распространения, а также локального в зонах разломов. Эти изменения выразились в пропилитизации (эпидот-хлоритовая фация) и последующем развитии кварц-серицитового метасоматоза и нарастании концентрации золота, достигающей в пропилитизированных породах 4 г/т.

В контур промышленных золотых руд попадают вулканогенно-осадочные породы с наибольшей степенью аргиллизации (см. ниже) и кварц-серицитовых изменений. Здесь содержания золота могут возрастать на 1–2 порядка. Продуктами несколько более высокотемпературных изменений являются кварц-серицитовые, кварц-серицит-альбитовые, кварц-серицит-хлоритовые породы с рассеянными в них пиритом, арсенопиритом, иногда леллингитом, реальгаром, самородными мышьяком и золотом, блеклой рудой и другими более редкими минералами. Местами окварцованные и серицитизированные туфопесчаники и туфоалевролиты рассеяны сетью карбонатных, кварц-карбонатных прожилков. В этих прожилках сульфиды и частицы самородного золота редки, однако размер их достигает 1 мм. В других случаях порода разбита трещинами, заполненными крупными агрегатами самородного мышьяка и реальгара.

#### ***Тонковкрапленные золото-пирит-реальгаровые руды в карбонатных брекчиях***

Сульфидизированные брекчированные известняки являются наиболее продуктивными золотоносными образованиями. Они развиты в центральной части месторождения на самых глубоких горизонтах. Обломки брекчий представлены в различной степени перекристаллизованными и мраморизованными известняками. Цемент брекчий сложен измененным карбонатно-туфогенным материалом. Породообразующие минералы цемента брекчий практически те же, которые слагают руды в вулканогенно-осадочных породах. К реликтовым минералам вулканических пород относятся пироксен и плагиоклаз. Вулканогенный материал брекчий претерпел метасоматические изменения пропилитового и кварц-серицитового типов; карбонатная составляющая цемента брекчий так же, как и обломки, перекристаллизованы с образованием крупнозернистых агрегатов кальцита. Продукты метасоматоза пропилитового типа представлены актинолитом, хлоритом, кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, волластонитом, пиренитом, пумпелинитом. Метасоматоз кварц-серицитового типа сопровождается повышением содержания кварца, появлением серицита модификации 2M<sub>1</sub>, кальцита, барита, апатита. Реликтовый кальцит известняка по химическому составу почти чист. Концентрации примесных окислов FeO, MgO и MnO не превышают 0.3 мас%. Новообразованный кальцит цемента брекчий относится к марганкальциту и содержит 3.6–6.9 мас%

MnO. Апатит встречен в виде изометричных выделений размером 5–20 мкм в агрегате породообразующих минералов цемента брекчий, манганкальците. По химическому составу он необычен и отвечает мышьяковистому фторапатиту (1.8–7.6 мас%  $As_2O_3$  и 2.4–3.7 мас% F). Концентрация хлора в нем не превышает 0.4 мас%. Барит является одним из наиболее поздних минералов в цементе брекчий, присутствующий здесь в малых количествах. Его выделения размером до 1–2 мм цементируют пространство между зернами всех породообразующих минералов, а также пирита. Барит является концентратором стронция (до 1.5 мас% SrO). Участками обломки содержат рассеянный реальгар или, редко, аурипигмент, придающие породе красновато-оранжевый или желтовато-оранжевый цвет. Цемент брекчий насыщен очень тонким (менее 0.1 мм) рассеянными пиритом, арсенопиритом, пирротином, сульфидами Zn, Pb, Cu, Hg, Tl, Sb, As и заключает основную массу частиц самородного золота. Отношение Au/Ag в рудах в основном больше 1.

### *Золото-сульфидно-глинистые руды в аргиллизитах*

В вулканогенно-осадочных породах рудные тела располагаются преимущественно в аргиллизитах. Они сменяются на флангах кварц-карбонат-хлорит-гидрослюдистыми (частично аргиллизированными) породами с обильной тонкой вкрапленностью пирита. В центральной части месторождения мощность аргиллизитов достигает 20–25 м. Внутренние зоны аргиллизитов сложены кварцем (6 об.%), калишпатом (42%), плагиоклазом (7%), каолинитом (23%), гидросерицитом (>1%). Для аргиллизитов характерно высокое содержание  $K_2O$  (до 8 мас%), что отличает их от кор выветривания. Они содержат прожилки и вкрапленность сульфидов в количестве до 10 об.%, представленных пиритом, тонкоигольчатым и призматическим арсенопиритом и характеризующихся высокой золотоносностью. Наличие в аргиллизитах неокисленных пирита и других сульфидов, а также самородных металлов (Pb, Cu, Sn и др.) отличает их от обычных кор выветривания; здесь присутствует и новообразованное самородное золото. Содержание золота в рудах этого типа составляет первые г/т, а в пирите может быть более 10 г/т.

К минералам, образованным при низкотемпературной гипогенной аргиллизацией, относятся гидрослюды (иллит, смектит), карбонаты (доломит, кальцит, сидерит), барит, кварц (в том числе «рисовидный»), нек. рудные минералы – пирит, сопутствующие ему арсенопирит, самородное золото и редкие галенит, сфалерит, халькопирит, антимонит и блеклая руда (Murzin et al., 2017).

Пирит зон аргиллизации присутствует в породах в количестве от единичных зерен до 1–5 об.%, иногда больше. Он представлен кристаллами преимущественно кубической или сочетающей грани куба и пентагондодекаэдра форм. Размерность кристаллов отвечает мелкому и тонкому классам (более 90% зерен имеет размеры менее 0.5 мм). Характерной чертой пирита аргиллизитов является наличие на поверхности его кристаллов широкого набора новообразованных минеральных фаз (Azovskova et al., 2013; Murzin et al., 2017). Среди таких фаз, обнаруженных в 42% из изученных более 300 кристаллов пирита, зафиксированы (выделены наиболее часто встречаемые): самородные металлы (**золото**, медь и цинкистая медь, свинец), сульфиды (галенит, арсенопирит, антимонит, халькопирит, сульфиды меди, сфалерит, сульфидарсениды Ni-Co-Cu), сульфосоли (**Zn, Ag, Cd-содержащий тетраэдрит**, цинкенил, фаза Pb-Cu-As-S), теллуриды (гессит, теллуровисмутин), а также **барит** и углеродистое вещество (битумы).

По данным оже-спектроскопии при послойном ионном травлении поверхности зерен кубического пирита из зоны аргиллизации установлено (Murzin et al., 2017): 1) на поверхности зерен – аномально высокое содержание углерода (более 55 ат%), несколько снижающееся вглубь зерен; 2) присутствие в некоторых зернах азота; 3) в отдельных зернах – смещение величины S/Fe от стехиометрии пирита в сторону дефицита серы, что может быть связано с образованием на поверхности пирита неавтономных пирротиноподобных фаз по механизму, рассмотренному в (Таусон и др., 2010).

#### **4.2.2. Золото-окисдно-глинистые руды зоны гипергенеза**

К окисленным *золото-окисдно-глинистым* рудам относятся руды в структурных корях выветривания и в карстовом заполнении (Сазонов и др., 1991; Murzin et al., 2017). Рудные тела имеют субгоризонтальное залегание и распространены до глубины 65 м, в карстовых полостях до 100 м. Руды структурных кор выветривания располагаются на верхнем продолжении тел коренных руд, нередко без существенного изменения морфологии и элементов залегания. Значительного перераспределения концентраций золота не наблюдается, и в основном они имеют остаточный характер. Руды карстовых полостей характеризуются, напротив, неравномерным распределением золота. Здесь присутствуют участки как их разубоживания, так и обогащения по отношению к коренным рудам. В целом для руд зоны гипергенеза наблюдается повышение содержания золота в участках интенсивного развития гидроксидов железа и марганца (Риндзюнская и др., 1995). В окисленных рудах сульфиды составляют менее 1 об. %; золото в основном свободное, мелкое и пылевидное.

Минеральный состав окисленных руд в структурных и перемещенных корях выветривания месторождения наиболее детально изучался Н.А.Григорьевым (Сазонов и др., 1991) и Н.М.Риндзюнской (Риндзюнская и др., 1995; Баранников и др., 2016). По их данным, в разрезе структурных кор выветривания снизу вверх выделяются три зоны: (1) зона дезинтеграции, (2) зона гидратации и выщелачивания и (3) зона выщелачивания и начального гидролиза.

В зоне дезинтеграции происходит гидратация слюдястых и темноцветных минералов и частичное окисление первичных сульфидов с образованием псевдоморфоз лимонита. В алевроито-глинистой фракции сохраняются минералы первичных пород, а также присутствуют новообразованные минералы – гипс, галлуазит, в незначительных количествах каолинит, ярозит. Зона гидратации и выщелачивания сложена частично выветрелыми обломками пород и глинистым материалом, вплоть до структурных глин в верхней части разреза. Глинистая фракция сложена каолинитом, смектитом, гидрослюдами, хлоритом, в небольшом количестве присутствуют галлуазит и ярозит. В тяжелой фракции преобладают гидроксиды Fe и Mn, редкие реликты пирита.

Зона выщелачивания и начального гидролиза представлена бесструктурными глинами. Породообразующие минералы и сульфиды почти полностью разложены. Глинистые минералы представлены, в основном, каолинитом, иногда присутствует галлуазит, гидрослюды поли типа 1М.

Самородное золото в структурных корях выветривания (как и в карстовых отложениях) преимущественно остаточное и очень тонкое, обычно менее 100 мкм, см. раздел 5.5.2). Карстовые отложения образованы в основном каолинитом. Местами проявлено сильное ожелезнение, вплоть до формирования линз бурых железняков.

#### **4.3. Минеральные ассоциации гипогенных руд**

Первые минералогические исследования на месторождении были выполнены в 1988–1991 гг. в процессе разведки месторождения (Сазонов и др., 1990б, 1991а). В наиболее полном виде они опубликованы в работах (Сазонов и др., 1998; Murzin et al., 2017). Минералогия золотоносных скарнов Воронцовского месторождения сходна с рудами скарново-магнетитовых месторождений Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля, в том числе расположенных к востоку от месторождения и образующих Воронцовскую группу (Мурзин, Сазонов, 1996; 1999). Сульфидные минеральные ассоциации и сопутствующие им метасоматиты месторождений Турьинско-Ауэрбаховского рудного района довольно разнообразны (табл. 5).

##### **4.3.1. Минеральные ассоциации руд Воронцовского месторождения**

В рудах месторождения выделены четыре группы минеральных ассоциаций, в целом развивающихся последовательно и часто накладывающихся одна на другую в различных сочетаниях:

1) Колчеданоподобная группа ассоциаций, которая встречается в виде рассеянной сульфидной вкрапленности с реликтами фрамбоидальных образований и крупных сульфидных гнезд – главным образом пирита ± сфалерит ± халькопирит ± пирротин ± галенит и вкрапленности магнетита – в составе «осадочного» цемента карбонатных брекчий. Формированию этих сульфидных стяжений предшествует метаморфизм (грануляция) и катаклаз карбоната и последующее замещение главных сульфидов железа марказитовым агрегатом.

2) Вкрапленный рассеянный и послойный пирит в терригенных породах → (кливаж) → пирит + арсенопирит ± пирротин ± халькопирит ± сфалерит → (карбонатизация и окварцевание) → галенит + самородное золото ± блеклая руда → пирит + карбонат (секущие и согласные слоистости пород прожилки);

3) Магнетитовые и эпидот-гранатовые скарны и скарноиды, в которых ранняя сульфидная ассоциация представлена пиритом ± пирротин ± халькопирит ± сфалерит ± галенит, а несколько позже во времени совместно с окварцеванием отлагается арсенопирит ± пирротин ± сфалерит ± блеклая руда + самородное золото, и завершает эту группу ассоциаций пирит + барит и карбонат с гематитом;

4) Золото-пирит-реальгаровая ассоциация, наложенная на брекчии разного состава, которые обычно содержат и более раннюю минерализацию. Последовательность отложения минералов: пирит + арсенопирит → (окварцевание) → Pb-Sb-сульфосоли + сфалерит + халькопирит → (окремнение, аргиллизация) → самородный мышьяк+S-леллингит + самородное золото → таллиевые минералы + антимонит + реальгар + аурипигмент + самородное золото.

Наиболее ранняя группа сульфидных ассоциаций локализована в брекчиях известняков и низах перекрывающей их вулканогенно-осадочной толщи.

В брекчированных мраморизованных известняках ранние ассоциации проявляются как колчеданоподобные образования. Сульфиды, главным образом **пирит**, образуют массивный мелкозернистый цемент брекчий со следами “течения” вокруг обломков известняков (граф. прил. V, А), крупные (до 8 см) сульфидные стяжения скорлуповатой формы (граф. прил. V, Б), иногда линзовидные, линейно-вкрапленные и каркасно-пластинчатые агрегаты (граф. прил. V, В, Г). Микроскопически пирит образует разнотельные линейные, зонально-линейные агрегаты (граф. прил. VI, А, В, Г), иногда в виде розеток (граф. прил. VI, Б, Е), разрозненной вкрапленности идиоморфных зональных кристаллов (граф. прил. VI, Д) и реликтов фрамбоидального пирита. Пирит цементируется халькопиритом (иногда со “звездочками” сфалерита), сфалеритом и галенитом, изредка образует сростания с пирротином, и оба замещаются агрегатом марказита (граф. прил. VI, Ж). Арсенопирит образует каймы из мелких идиоморфных кристаллов вдоль линейных марказитовых агрегатов, замещающих пирит и пирротин (граф. прил. VI, З).

Фрамбоиды пирита представляют собой реликты диагенетических образований, которые часто присутствуют в осадочных породах, особенно углерод-содержащих и образовавшихся в восстановительных условиях (Rust, 1935; Рамдор, 1962; Borkow, Babcock; 2003), их сохранность связывают с крайне низкой степенью регионального метаморфизма (Ostwald, England, 1979; Sawlowicz, 2000). Также они описаны на золото-кварцевых и золото-сульфидных, золото-серебряных месторождениях (Тюкова и др., 2009) и в метеоритах (карбонатных хондритах); особенно широко они распространены на колчеданно-полиметаллических и медноколчеданных месторождениях (Пшеничный, 1984; Масленников, 1999; Викентьев, 2004; Сафина, Масленников, 2008; Масленников и др., 2017). Фрамбоиды пирита – типичная составляющая современных глубоководных морских осадков, обычны они и в металлоносных отложениях современных черных курильщиков (Melekestseva et al., 2014). Происхождение пиритовых фрамбоидов до сих пор дискуссионно. Образование фрамбоидального пирита традиционно связывается (Schneiderhoehn, 1923) с жизнедеятельностью сульфатредуцирующих бактерий при литогенезе и раннем диагенезе. Биогенная природа фрамбоидального пирита подтверждалась значительным облегчением изотопного состава серы фрамбоидов (Kohn

**Таблица 5.**  
Сульфидные минеральные ассоциации и сопутствующие им метасоматиты месторождений Турьинско-Ауэрбаховского рудного района

Тип руд, месторождения	Ста- дии	Парагенезисы метасоматитов	Рудные минеральные ассоциации и их минералы
<b>МЕДНОСКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</b>			
Пирит-халькопиритовые (Вадимо-Александровское, Розовское)	1	Актинолит+эпидот+ кварц	Пиритовая (1): пирит, золото (проба 612-878). Пирротиновая (2): пирротин
	2	Актинолит+эпидот+ хлорит+кальцит	Магнетит-сфалерит-халькопиритовая (3): халькопирит, магнетит, сфалерит, кобальтин, кобальтпирит
	3	Актинолит+эпидот+ хлорит+кварц	Сфалерит-халькопиритовая (4): сфалерит, халькопирит, карролит
Халькопирит-пирротиновые (Башмаковское, Богословское)	1	Хлорит+кварц+ кальцит	Теллуридно-сфалерит-халькопиритовая (5): сфалерит, халькопирит, гессит, тетрадимит, эмплектит, берриит
	2	Кварц+кальцит	Гематитовая: гематит
	3	Актинолит+эпидот+ кварц+кальцит	Халькопирит-пирротиновая: халькопирит, пирротин моноклинный (6) или моноклинный+гексагональный (7), кобальтин, золото (проба 910-920)
Халькопирит-пирротиновые (Башмаковское, Богословское)	1	Хлорит+серицит	Висмут-серебро-теллуридная (9): самородный висмут, гессит, теллуровисмутит, пильзенит, золото (проба 514-704)
	2	Кварц+хлорит+кальцит	Пиритовая: пирит
Борнит-халькопиритовые	1	Кварц+хлорит+доломит+ кальцит (березит)	Арсенопирит-полиметаллическая (17): арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит
	2	Актинолит+эпидот+ кварц+кальцит	<b>ВОРОНЦОВСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ</b> Борнит-халькопиритовая (10): борнит, халькопирит, магнетит, сфалерит, галенит, алтаит, колорадоит, калаверит, молибденит, золото (проба 831-918)
<b>ЖЕЛЕЗО-СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</b>			
Магнетит-сульфидные (группа Воронцовских и Песчанских)	1	Актинолит+эпидот+ кварц+кальцит	Пиритовая (11): пирит, халькопирит, золото (проба 919-993) Кубанит-пирит-магнетитовая (12): пирит, магнетит, кубанит, халькопирит
	2	Хлорит+кварц+кальцит+ прениит	Полиметаллическая (15): халькопирит, сфалерит, галенит, гессит, золото (проба 542-606) Магнетит-пирит-полиметаллическая (13): пирит, магнетит, сфалерит, гематит, кобальтин, золото (проба 711-850)
	3	Кварц+хлорит+серицит+ доломит+кальцит (березит)	Пирротин-полиметаллическая (14): пирротин, сфалерит, золото (проба 614-709) Сульфидно-никелевая (16): халькопирит, миллерит, поллимит Пирит-халькопиритовая: пирит, халькопирит, галенит, блеклая руда (теннантит-тетраздрит) Арсенопирит-полиметаллическая (18): арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, магнетит

Примечание. Номера минеральных ассоциаций в скобках соответствуют номерам полей на рис. 28–32. Курсивом выделены редкие минералы ассоциаций.

et al., 1998). Пирит (в том числе фрамбоидный) часто образуется в местах разложения органики вследствие бактериальной сульфатредукции (Borkow, Babcock, 2003). Фрамбоиды могут формироваться и при отсутствии биогенного фактора (Sweeney, Kaplan, 1973; Butler, Rickard, 2000), в том числе осаждаться из гидротермальных растворов. В.Ф.Чухров (1955) связывал их с коагуляцией коллоидных растворов.

Микрорентгеноспектральным анализом в «колчеданном» пирите установлено незначительное количество примесей (Sb, As и Cu) – до 0.05 ат%. По данным лазерной абляции, пирит этих образований характеризуется максимальными содержаниями As и Au ( $^{75}\text{As}_{\text{cp}} = 1.34$  мас%,  $n=5$ ;  $^{197}\text{Au}_{\text{max}} = 13.22$  ppm) (табл. 6). Возможно, такие существенные различия обусловлены особенностями аналитических методов: захватом большего объема вещества методом лазерной абляции и невысокой чувствительностью микрорентгеноспектрального анализа.

Профили, пройденные через кристаллы пирита этой ассоциации, демонстрируют относительно равномерное распределение содержаний As и Se, а также наличие включений Pb-Sb фаз, с которыми совпадают «провалы» в содержании  $^{75}\text{As}$  и максимумы содержания Au и Ag, т.е. золото-серебряная фаза приурочена к включениям в пирите, тогда как согласно микроскопическим наблюдениям она располагается по контакту пирита и Pb-Sb включений (граф. прил. VII, А). Примесь Co и Ni в пирите этой ассоциации не установлена. Арсениопирит совместно с галенитом установлен в прожилке, секущем сфалерит-пиритовую «почку», и в образце мраморизованной карбонатной породы, в которой он образует крупные гнезда (до 5 см). При травлении образца разбавленной соляной кислотой выявляются агрегаты кристаллов арсениопирита, имеющие своеобразную решетчатую структуру (граф. прил. VI, И). По данным лазерной абляции в зернах арсениопирита из карбонатной брекчии с сульфидным цементом (обр. Вр134-4) в значимых количествах Co, Ni, Au, Se, Tl, Hg, Sb не обнаружены; установлены повышенные равномерные содержания  $^{125}\text{Te}$  около 1 мас% и редкие «всплески» содержания  $^{107}\text{Ag}$  до 67ppm, а в сосуществующем сфалерите – до 186 ppm серебра.

**Сфалерит** совместно с халькопиритом цементирует агрегаты пирита, содержится в пирите и пирротине в виде овальных включений, развивается по зонам роста в пирите и иногда в виде «звездчатых» структур встречается в халькопирите (граф. прил. VIII). В сульфидных образованиях скорлуповатой формы центральная часть сложена преимущественно пиритом, а к периферии увеличивается количество цементирующих пирит галенита и сфалерита с эмульсиевидной вкрапленностью халькопирита. Наблюдается пластическая деформация кристаллов сфалерита, которая фиксируется изогнутыми цепочками эмульсиевидной вкрапленности халькопирита (граф. прил. VIII, В), закономерная, по нескольким кристаллографическим направлениям вкрапленность халькопирита и пирротина (граф. прил. VIII, А), неравномерное распределение и перераспределение эмульсиевидной вкрапленности (граф. прил. VIII, Б, Г). В некоторых образцах зерна сфалерита имеют ажурные границы (граф. прил. VIII, Б), что может быть признаком его растворения. Лазерный профиль через зерно сфалерита показал, что внешняя зона зерна имеет повышенное содержание ртути (до 1.67 мас%), максимальное содержание железа (до 9 мас%) приурочено к внешней зоне сфалерита, следующей за ртутьсодержащей зоной, составляя далее по зерну порядка 2 мас% (граф. прил. VII, Б). Примеси Cd и Mn распределены равномерно по зерну и составляют, соответственно, 4.5 и 1.5–2.5 мас%. В целом фалерит этой группы гидротермалитов характеризуется высокожелезистым составом (рис. 3).

**Халькопирит** в этих образованиях встречается трех морфологических типов: (1) эмульсиевидная вкрапленность в сфалерите, (2) цементирующий катаклазированный пирит и – нередко соседствующий – (3) однородный массивный халькопирит (граф. прил. VI В). В халькопирите иногда наблюдаются цепочки вытянутых субпараллельных включений теннангита. Возможно, разный по морфологии халькопирит так же, как и секущие галенит-арсениопиритовые прожилки, – это результат локального наложения более позднего гидротермального процесса, например, образования полисульфидных жил и прожилков. Обогаще-





ние краевых частей зерен сфалерита элементами-примесями, такими как Hg, и единичные высокие содержания золота в пирите, так же могут являться результатом наложения более поздних гидротермальных стадий.

Сульфидная минерализация мелкообломочных вулканогенно-осадочных пород представлена главным образом рассеянной вкрапленностью пирита, арсенопирита и в подчиненном количестве халькопирита, сфалерита, пирротина, Co-Ni фаз, арсенопирита, галенита, блеклой руды и самородного золота. Количество тонковкрапленных сульфидов колеблется от 0.5 до 5-10 (редко до 20) об.%. Локализация сульфидов преимущественно послойная с изменением их количества и размерности в зависимости от литологического состава слоев и степени их метасоматических изменений (граф. прил. IX).

Вкрапленность представлена идиоморфными кристаллами и сферическими агрегатами **пирита** размером от 0.01мм и менее, до 0.п мм в ассоциации с Co-Ni сульфоарсенидами. Иногда наблюдаются линзовидные стяжения (до 1мм). При проявлении признаков гидро-

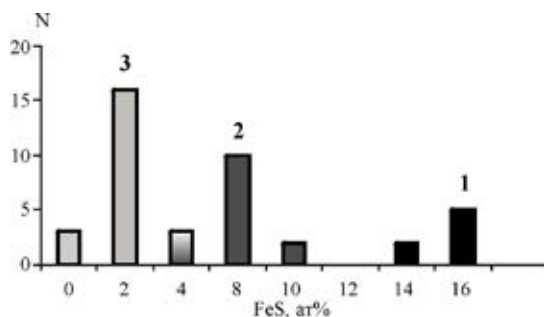


Рис. 3. Изменение железистости сфалерита Воронцовского месторождения по рудным ассоциациям: 1 - колчеданоподобные образования; 2 - скарноиды; 3 - золото-пирит-реальгаровая

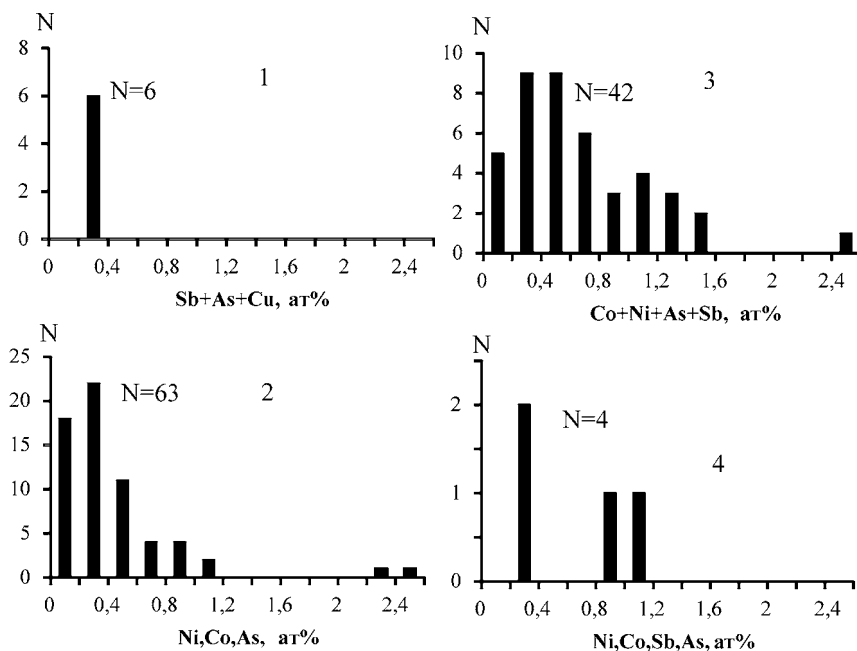


Рис. 4. Распределение содержания элементов-примесей в пирите Воронцовского месторождения по данным РСМА, выполненных Н.Н. Кононковой (ГЕОХИ РАН) и Е.М.Ковальчук (ИГЕМ РАН). 1 - колчеданоподобные руды; 2 - золото-пирит-арсенопиритовые в терригенных породах; 3 - скарноиды; 4 - джаспероид

термального изменения и сопряженных процессов миграции карбонатного и кремнистого вещества пирит перераспределяется в прожилки (граф. прил. IX), образуя метакристаллы до 1 мм, иногда футлярообразные с реликтами вмещающей породы, но чаще более чистые от включений, чем исходный материал (граф. прил. X, В). Наблюдаются скопления сферических образований пирита размером менее 5 мкм, и иногда сферические гранулы и их скопления приобретают кристаллографическую огранку. В породах присутствуют как агрегаты кубических кристаллов без дополнительных граней, так и кристаллов с более сложной кристаллографической огранкой (октаэдрической и пентагондодекаэдрической), придающей этим кристаллам округлую форму (граф. прил. X). Кристаллы пирита, как правило, имеют зональное строение, иногда зафиксированное включениями вмещающих пород. Пирит из вулканогенно-осадочных пород содержит главным образом изоморфную примесь мышьяка (табл. 7) и значительно реже и на порядок ниже – примеси Co и Ni (рис. 4). В виде включений пирит содержит чаще всего галенит (менее 0.00 н мм), сфалерит и очень редко – теллуровисмутит (граф. прил. XI). Наблюдается зональное строение пирита, обусловленное колебаниями содержания мышьяка. Мощность зон составляет до 10 мкм (граф. прил. XI). Содержание As в наиболее мощных из них составляет около 3 мас%. К зонам, обогащенным As, приурочены еще более богатые им области без отчетливых границ и цепочки точечных (наноразмерных) выделений арсенопирита. Вероятно, в этом проявляется химическая и структурная неоднородность пирита на субмикронном уровне. Образование таких дефектных структур способствует диффузии и твудофазовым реакциям в кристалле. Возможно в результате аналогичного механизма (Алексеев, Марин, 2012) происходит миграция Ni и As в межзерновое пространство пирита (граф. прил. XI), и, как возможное следствие такой диффузии, образуются каймы арсенопирита на пирите. В некоторых прослоях существенно преобладает пирротин, который, судя по взаимоотношению фаз, замещает пирит. Последовательность отложения пирита разного состава в этой ассоциации отражена на граф. прил. XI, где центральная часть кристалла пирита безмышьяковистая, следующая зона содержит до 2.25 ат% мышьяка, и внешняя зона агрегата сложена уже арсенопиритом.

Элементы примеси в пирите, которые можно отнести к изоморфным, представлены главным образом As (63 анализа, РСМА) и суммарное их количество достигает 3.1 ат.% (рис. 4). Более обычно содержание As в зернах пирита в интервале 0.2–0.8 ат.%, причем в рудах мышьяксодержащий пирит, как правило, не имеет кристаллографической огранки. По данным лазерной абляции пирит осадочных пород почти постоянно содержит (выше предела обнаружения) примеси Au и As (нередко в прямой корреляции), Au и Ag, а также Au и Tl (граф. прил. XII).

Исследование по профилям кристаллов пирита из вулканогенно-осадочных пород с помощью лазерной абляции показало очень контрастные незакономерные по сечениям кристаллов содержания  $^{59}\text{Co}$  (граф. прил. XII, А) от 9.4 до 335 ppm, редкие асимметрично повышенные содержания  $^{61}\text{Ni}$  в периферической части зерна (граф. прил. XII, Б) до 70 ppm. Наблюдаются повышенные концентрации  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{209}\text{Bi}$ , которые коррелируются между собой (0.3–1%–Pb и Bi–40–120 ppm) и, иногда, к ним присоединяется  $^{125}\text{Sb}$  (до 160 ppm). Для пирита вулканогенно-осадочных образований характерна примесь марганца до 200 ppm, которая очевидно обусловлена включениями вмещающих пород в метакристаллах пирита. Повышенные концентрации  $^{197}\text{Au}$  (обр. Вр134–8, до 40 ppm) согласуются с повышенными концентрациями  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{209}\text{Bi}$ . Иногда появляется примесь  $^{205}\text{Tl}$  (обр.131–10) до 3 ppm, но в других образцах пирита из терригенной породы его содержание достигает 14.7 ppm (Вр141 и Вр60). В одном из зерен обнаружена повышенная примесь  $^{125}\text{Te}$  – 141 ppm, которая ведет себя независимо от других элементов (обр. Вр131–10). Серебро и ртуть в пирите терригенных пород не обнаружены.

**Арсенопирит** в терригенных породах появляется при наличии признаков метасоматоза в породе и перекристаллизации первичного пирита. Его содержания относительно пирита сильно колеблются от единичных зерен до 50 об%. Он образует сростания идиоморф-

**Таблица 7.**  
Химический состав типичных минералов из руд тонковкрапленного золото-пирит-арсенопиритового типа в туфогенных породах, мас.%

Минерал	Cu	Ag	Fe	Zn	Mn	Cd	Ni	Co	Sb	As	S	Сумма
Пирит-арсенопиритовая ассоциация												
Пирит	-	-	45.87	-	-	-	0.02	-	-	0.31	52.64	98.84
	-	-	45.81	-	-	-	0.02	-	-	0.16	53.27	99.26
	-	-	45.33	-	-	-	0.07	-	-	0.36	52.58	98.34
	-	-	45.59	-	-	-	0.04	-	-	0.09	53.01	98.73
	-	-	45.83	-	-	-	0.02	-	-	0.18	53.04	99.43
Арсенопирит	-	-	34.62	-	-	-	0.02	-	-	42.15	21.77	98.56
	-	-	35.14	-	-	-	0.07	-	-	40.74	22.69	98.64
Мышьяк-арсенопиритовая минеральная ассоциация												
Арсенопирит	-	-	33.68	-	-	-	0.02	0.01	-	48.15	18.19	100.05
	-	-	32.66	-	-	-	0.05	0.12	-	48.14	18.17	99.14
	-	-	33.11	-	-	-	0.00	0.00	-	47.30	18.59	99.00
	-	-	33.24	-	-	-	0.13	0.00	-	47.54	18.21	99.12
	-	-	33.54	-	-	-	0.06	0.26	-	47.04	18.67	99.57
Сфалерит	0.0	-	0.69	55.55	7.62	0.09	-	-	-	-	33.57	97.52
Алабадин	0.00	-	0.60	0.11	63.32	0.05	-	-	-	-	36.49	100.57
Тенантит	41.89	0.00	3.15	4.31	0.35	0.00	-	-	3.70	18.48	27.85	99.73
Теннатит-тетраэрит	40.05	0.00	1.08	7.86	0.00	0.10	-	-	13.29	10.83	26.76	99.97
	38.27	0.10	0.86	3.80	2.60	0.00	-	-	12.73	11.91	27.48	97.75
Тетраэдрит	38.80	0.07	2.62	0.17	3.20	0.00	-	-	25.68	3.25	26.01	99.80
Самородный мышьяк	-	-	0.14	-	-	-	-	-	0.33	99.58	0.08	100.13
	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.12	99.00	0.12	99.25
	-	-	0.00	-	-	-	-	-	0.06	99.31	0.06	99.43
	-	-	0.00	-	-	-	-	-	0.08	99.10	0.00	99.18

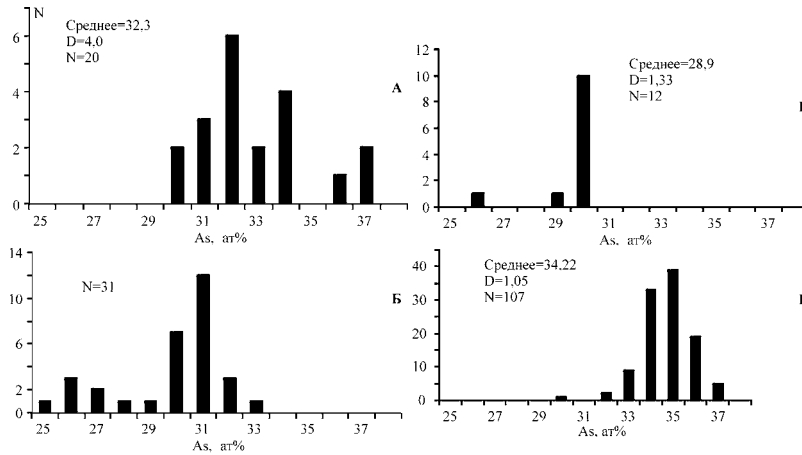


Рис. 5. Распределение содержаний As в арсенопирите Воронцовского месторождения: А – из пирит-арсенопиритовой ассоциации в терригенных породах (II); Б – полимодальное распределение содержаний As в арсенопирите из измененного туфоалевролита с вкрапленностью самородного золота, обр. Вр1-9/08 (II+III); В – из скарноидов в парагенезисе с пиритом (III); Г – из золото-пирит-реальгаровой ассоциации в парагенезиса с леллингитом (IV)

ных кристаллов (граф. прил. XI), иногда футляровидные кристаллы и их агрегаты (до 1–3мм). Кристаллы арсенопирита в этой ассоциации представлены уплощенными и изометричными ромбическими призмами. В центре некоторых кристаллов арсенопирита наблюдаются реликты пирита. Арсенопирит иногда содержит включения сфалерита, пирротина и халькопирита, а по микротрещинкам в нем могут развиваться галенит, иногда в сростании с блеклой рудой, и самородное золото (с 30 мас % серебра). “Свободное” золото отчетливо тяготеет к арсенопириту, т.е. оно наблюдается, как правило, только при появлении в ассоциации арсенопирита. Отношение As/S в арсенопирите этой группы ассоциаций близко к единице и среднее содержание As в арсенопирите составляет 32.3 ат% ( $D=4.0$ ;  $N=20$ ) (рис. 5). В образце 1-9/08 проявилось два статистических пика состава арсенопирита: высокосернистого и также близкостехиометричного. Образец представляет собой слоистый туфоалевролит с секущими (перпендикулярно слоистости) прожилками (около 1мм) карбонатно-кварцевого состава. Тонкокристаллический арсенопирит, вкрапленность которого насыщает слои породы, укрупняется вдоль контактов с прожилком. Арсенопирит этого образца характеризуется зональным строением кристаллов, отражающимся в появлении парных пиков содержаний As (рис. 5).

**Пирротин** встречается редко и в незначительных количествах, главным образом, в виде овальных включений (до 0.05 мм) в кристаллах пирита и арсенопирита в сростании с халькопиритом и сфалеритом. В случае контакта туфопесчаника с базитовой дайкой (Вр 6-1), его количество увеличивается и он образует, наряду с пиритом и халькопиритом, самостоятельную ксеноморфную вкрапленность в дайке и во вмещающей терригенной породе. Причем, в этом случае наблюдается замещение пирротина марказитом. В некоторых участках серицитизированных слоистых вулканогенно-осадочных пород пирротин преобладает, и его ксеноморфная вкрапленность образует зоны с разной размерностью зерен. Так, в серицитизированных прослоях (более светлых) количество вкрапленности и ее размерность увеличиваются. Наряду с пирротинном здесь в незначительном количестве встречаются пирит, халькопирит и сфалерит, причем пирротин цементирует или замещает кристаллы пирита (граф. прил. XI, Обр. Вр136-1), сростается со сфалеритом, а вкрапленность халькопирита преимущественно локализована в более темных прослоях. Пирротин, по данным JSM-5610LV с ЭДС JED-2300, не содержит примесей. Состав пирротина (ф.ед.): S – 1.05-1.08; Fe – 0.94-0.91. В пирите из серицитизированных прослоев, ассоциирующем с пирротинном, содержится линейная вкрапленность теллурида висмута с приблизительным составом (ат%): Te – 56.8; Bi – 43.2 (размер зерен не превышает 3 мкм, граф. прил. XI).

**Минералы Fe-Co-Ni-As** установлены в терригенных породах в виде единичных кристаллов (до 10 мкм) в сростании с мышьяковистым пиритом (граф. прил. XI, Е), а также в виде фазы с нечетким диффузионным контуром (мощностью до 2 мкм) с составом близким к герсдорфиту, которая локализуется в межзерновом пространстве пирита (граф. прил. XI, Ж). Усредненный состав пирита и цемента: Fe 63.04; S 30.31; Ni 2.13; As 4.53 ат. % (Bp141a).

**Третья группа ассоциаций** имеет преимущественно гнездовой и массивный характер распределения в карбонатных и карбонатизированных породах, т.е. сульфиды могут составлять до 90% от объема руды, а могут и почти отсутствовать. Сюда относятся **магнетитовые, эпидот-гранатовые скарны и скарноиды**, в которых ранняя сульфидная ассоциация представлена магнетитом + пирит ± пирротин ± халькопирит ± сфалерит ± галенит, а затем на фоне окварцевания отлагается две пространственно разобщенные поздние минеральные ассоциации: арсенопирит ± пирротин ± сфалерит ± блеклая руда + Pb-Sb-сульфосоли + самородное золото или же пирит + пирротин + халькопирит ± сфалерит ± галенит + самородное золото, и завершают эту группу ассоциаций пирит + барит и карбонат с гематитом. Этим ассоциациям, вероятно синхронны крупно-гнездово-вкрапленные руды джаспероидов – жильного типа и полиметаллического состава, но, как правило, не содержащие золото, и блеклорудно-халькопиритовые массивные жилы мощностью до 10 см. Наиболее распространенные типы руд представлены в граф. прил. XIII: это магнетит-сульфидные скарны зонального строения, гранатовые скарны и эпидотизиты, брекчированные карбонатные образования кокардового строения с зонами углеродистого вещества и сульфидной вкрапленности и полисульфидно-карбонатно-кварцевые жилы и прожилки.

Отложению минералов поздней пирит-пирротин-полиметаллической минеральной ассоциации предшествовал период дробления ранних скарнов, после которого скарновые минералы (гранат, пироксен, эпидот) замещались агрегатом кварца, кальцита и хлорита. Уровень золотоносности этой минеральной ассоциации повышается, а в руде

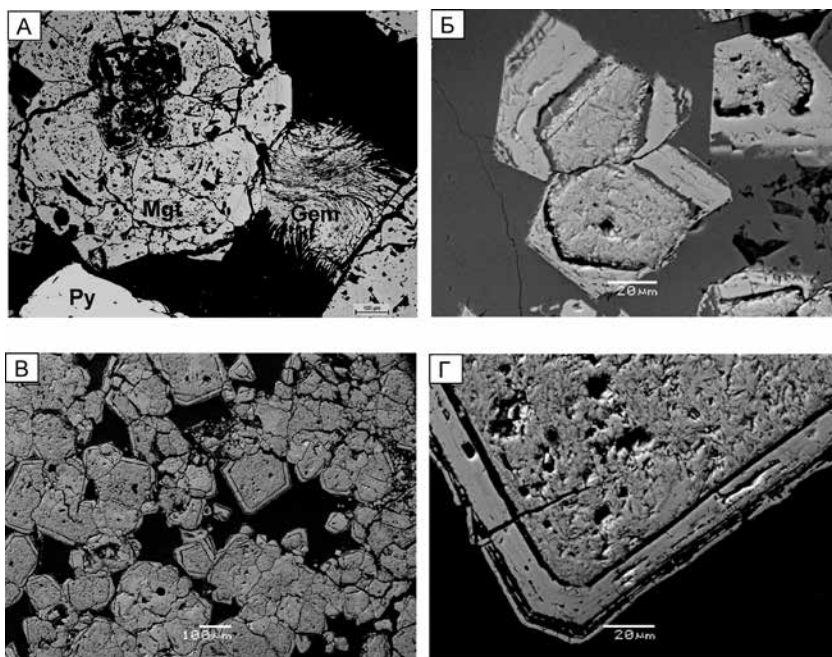


Рис. 6. Магнетит Воронцовского месторождения. А – концентрически-зональное строение почковидного агрегата магнетита, рядом снопообразный агрегат гематита и кристалл пирита, Bp119; Б – зональные агрегаты магнетита, центральные части которых, вероятно, образованы псевдоморфозами магнетита по гематиту (мушкетовитом); В – агрегат кристаллов магнетита с мушкетовитом в центральной части; Г – фрагмент «В».

фиксируются частицы самородного золота. Наиболее ранний минерал ассоциации – пирит, образующий кристаллы или ксеноморфные выделения размерами 1–10 мм в кварце и кальците и включающий частицы самородного золота первой генерации. Позднее пирита отлагались другие сульфиды и самородное золото второй генерации; они выполняют микротрещины в пирите. Размер выделений пирротина и халькопирита в кварце и кальците достигает несколько см.

**Магнетит** в скарнах образует зоны, сложенные массивными агрегатами кристаллов или ксеноморфных зерен размером до нескольких см совместно с гематитом, и интерстициально в них локализованы пирит и халькопирит (не более 10 об.%). Здесь магнетит часто образует концентрически-зональные «почки» и зональные кристаллы, в которых центральная часть характеризуется микронеоднородностью и, вероятно, сложена мушкетовитом (рис. 6). Т.е. во время кристаллизации оксидов железа изменялся редокс потенциал с тенденцией к более окислительным условиям, вероятно, отражающей уменьшающийся вклад магматического флюида в малоглубинную эпискарновую систему.

**Пирит** в скарноидах образует вкрапленность и гнездообразные скопления (до 10 см), составляя до 30% от объема породы. Вкрапленность пирита тяготеет к окварцованным участкам (без эпидота), а агрегаты пирита – к эпидотизированным. Пирит образует субизометричные кристаллы, которые часто группируются в агрегаты. Границы некоторых кристаллов пирита неровные, иногда имеют «ажурное» строение, и в периферической части кристаллы содержат «теневые» включения нерудной массы. Строение отдельных кристаллов зональное (граф. прил. XIV), пирит содержит включения **пирротина** (менее 0.01 мм), иногда халькопирита и сфалерита, но чаще халькопирит, галенит, блеклая руда и буланжерит отлагаются в дефектах и микротрещинках катаклазированного пирита (граф. прил. XV). Встречается галенит, распределенный по зонам роста в пирите, с признаками реакционного воздействия на пирит (граф. прил. XVI). Неоднородность состава пирита в основном обусловлена изоморфной примесью As. Как правило, центральная часть кристаллов пирита не содержит As, далее следует зона с первыми процентами As, и внешняя зона уже представляет собой арсенопирит (граф. прил. XIV). По данным РСМА пирит из скарноидов изредка содержит незначительное количество Co и Ni (до 0.4 ат%), а также Sb (до 0.5 ат%), и основным примесным элементом является As, концентрация которого достигает 2.2 ат% (рис. 4)

По данным лазерной абляции по профилю в пирите скарноида (граф. прил. XVII) наблюдаются синхронно повышенные содержания примеси золота и As и в одном участке – синхронно повышенные содержания Au, Sb, As и Tl. Выполненная площадная съемка этого зерна пирита показала, что участок с повышенными содержаниями Sb и Tl, а также Co и Te приурочен к межзерновому пространству в агрегате зерен пирита. То есть, это указывает на более позднюю концентрацию этих элементов. В другом профиле этого образца повышены содержания Mn – 400-600 ppm, As – до 2% и Sb – 56 ppm.

Сканирование по профилю пирита из полисульфидной кварцевой жилы (джаспероида) показало повышенные содержания Co (до 4%), Ni (до 0.4%), As (до 1%), Ag (до 0.016%), тогда как РСМА обычно показывает значительно более низкий уровень примесей Co (до 0.06 ат%) и Ni (до 0.04 ат%), а примесь As – на том же уровне (до 0.8 ат%). В пирите есть узколокальные высокие содержания Pb (до 20%), обусловленные, по-видимому, включениями галенита. Со свинцом коррелируют содержания Bi, Se и Ag, которых намного меньше, чем Pb. Во втором профиле много Co и Ni. В третьем профиле много Co, Ni, Cu, Zn, Pb, немного Cd, Sn, Sb и Ag и совсем нет золота. В этом образце серебро содержится, очевидно, в галените. В целом, по данным лазерной абляции в скарнах имеется две группы пирита: без примесей (Au, Ag, Tl, Te) и с содержаниями этих примесей выше порога обнаружения.

**Арсенопирит** в образованиях скарнового типа образует относительно крупные (до 2–3 мм) изометричные кристаллы и их агрегаты (до первых см), в промежутках которых кристаллизуется пирит, а по микротрещинкам в обоих отлагается халькопирит. Наблюдалось

отложение арсенопирита между призматическими кристаллами эпидота. Для этой группы ассоциаций характерно образование футляровидных и скелетоподобных форм арсенопирита (граф. прил. XVIII) и наличие признаков растворения на гранях более крупных изометричных кристаллов (граф. прил. XIV, А). В полисульфидно-сульфосольных прожилках арсенопирит образует мелкокристаллические тонкоигольчатые агрегаты (граф. прил. XIV, Б). Арсенопирит иногда содержит мелкие овальные включения пирротина и ассоциирует с самородным золотом. Агрегаты арсенопирита часто катаклазированы и сцементированы галенитом, блеклой рудой и свинцово-сурьмяными сульфосолями (граф. прил. XVI). Отношение As/S в арсенопирите из этого типа руд меньше единицы, и содержание мышьяка в арсенопирите составляет в среднем 28.9 ат% ( $D=1.33$ ;  $N=12$ ) (рис. 5).

В полисульфидно-сульфосольной ассоциации из мраморизованных известняков лазерные профили пройдены по игольчатым кристаллам арсенопирита. В арсенопирите имеется положительная корреляция между содержаниями  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{121}\text{Sb}$ , а также зонально и с частичным совпадением пиков распределены повышенные содержания  $^{59}\text{Co}$  – до 70ppm и  $^{197}\text{Au}$  – до 375 ppm (граф. прил. XIX). В единичном случае имеется небольшое повышение содержания  $^{205}\text{Tl}$ , которое согласуется с пиком содержания  $^{197}\text{Au}$  – 13.2 ppm и серебра – 11.8 ppm. Повышенные содержания  $^{125}\text{Te}$  (до 400 ppm) не коррелируются ни с одним из элементов, а с  $^{197}\text{Au}$  скорее имеет отрицательную корреляцию. Повышение содержаний  $^{55}\text{Mn}$  возможно связано с включениями вмещающих пород,  $^{82}\text{Se}$  повышается редко и имеет равномерное распределение, а Ni, Hg и Bi не обнаруживают повышенных содержаний.

**Сфалерит** обычен в этой группе ассоциаций. Его количество колеблется от единичных зерен до 30–40% объема сульфидов. В ассоциации с галенитом слагает полисульфидные слабо золотосные жилы мощностью до 10 сантиметров. Сфалерит в виде мелких (доли мм) овальных включений вместе с халькопиритом содержится в кристаллах пирита, иногда по зонам роста, но в основном отлагается отчетливо позже пирита, образуя в нем прожилки и каймы вокруг его кристаллов (граф. прил. XX). Сфалерит насыщен эмульсиевидной вкрапленностью халькопирита (до 30 об.%), преимущественно в центральной части зерен. Иногда наряду с халькопиритом в сфалерите присутствуют включения галенита и реакционный теннантит на границе сфалерита и арсенопирита. Распределение “эмульсии” халькопирита в сфалерите равномерное и только вдоль контакта с галенитом – зональное (граф. прил. XX, В). Иногда вместо эмульсиевидной вкрапленности по контакту сфалерита и галенита имеется выраженная (до 10мкм) зона халькопирита, возможно как результат перекристаллизации эмульсиевидной вкрапленности, а также халькопирит образует самостоятельную вкрапленность ксеноморфных зерен, размером до 0.5мм. Галенит по микротрещинам проникает в агрегаты сфалерита. В пределах зоны окисления по сфалериту, насыщенному “эмульсией” халькопирита (около 50 об.%) развивается ковеллин (граф. прил. XX, Г), и в ассоциации установлена самородная медь.

В полисульфидной ассоциации сфалерит имеет средне-железистый состав ( $\text{FeS}$  1.5–5 моль%, Рис. 3) и иногда содержит незначительную примесь золота (до 0.03 мас%). По данным РСМА постоянными примесями сфалерита всех ассоциаций являются Fe (до 10.7 мас%), Bi (0.05–0.15 мас% и Cd (0.1–0.5 мас%). Избирательно, но бессистемно встречается примесь Hg (до 1.4 мас%), Se (до 0.05 мас%) и Te (до 0.06 мас%).

**Свинцово-сурьмяные (с медью, серебром и висмутом) сульфосоли и теллуриды** распространены в рудах Воронцовского месторождения и образуют вкрапленность в виде частиц угловатых форм или игольчатых кристаллов размером менее 1 мм и гнезда спутано волокнистых, игольчатых агрегатов до 2 см в мраморизованных известняках, на которые наложено скарирование и окварцевание. В известняке они выполняют прожилки мощностью до 5 мм.

По составу (Мозгова, 1985) сульфосоли определены как буланжерит (наиболее часто встречающийся), джемсонит (плюмозит), цинкениит, бурнонит и редко – андорит, венит и геокронит (табл. 8, рис. 7), в последнем максимально содержание свинца (67.3–68.3



мас%). Практически во всех проанализированных сульфосолях имеется примесь мышьяка: в буланжерите до 3.78 мас%; в цинкениите – до 7.56 мас%; в бурноните – до 5.16 мас%. Hg (до 1.37 мас%) и Cu (до 1.18 мас%). В единичных анализах буланжерита имеется примесь Bi, и с ним срastaется айкинит. В виде призматических кристаллов или ксеноморфных выделений размером менее 0.1 мм в кварце или карбонате обнаружены плагинит ( $Pb_5Sb_8S_{17}$ ) и геокронит ( $Pb_5(As, Sb)_2S_8$ ); реже они образуют сростки с галенитом или арсенопиритом. В качестве включений в сульфосолях присутствуют галенит, колорадоит и теллурувисмутит. Бурнонит обычно цементирует другие сульфосоли. Все сульфосоли, а также теллуриды (висмута, ртути и серебра) отлагались позже пирита и сернистого арсенопирита и иногда обрастают и цементируют их.

**Блеклая руда** в значимом количестве присутствует в массивных халькопиритовых жилах, в которых образует секущие прожилки мощностью до первых миллиметров (граф. прил. XXI). В виде единичной вкрапленности (доли мм) в сфалерите в срastании с галенитом распространена в полисульфидных джаспероидных образованиях (граф. прил. XXI), образует каймы на выделениях халькопирита, сфалерита, бурнонита и буланжерита, совместно с сульфосолями свинца цементирует катаклазированные пирит и арсенопирит (граф. прил. XXI) и в более поздних брекчиевидных образованиях срastaется с антимонитом (граф. прил. XXI). Состав блеклой руды приведен в таблице 9 (анализы 1–15). Существенные колебания наблюдаются по соотношению As/Sb, причем, в одном и том же образце присутствуют существенно различающиеся составы по этим элементам (табл. 9, обр. Вр 122). В ряде образцов с преобладанием тетраэдритовой составляющей присутствует высокая концентрация Ag, достигающая 22.5 мас. %. По составу зафиксированы железистые (0.5–7.7 мас% Fe) и цинкистые (0.4–8.0 мас% Zn) разновидности аргентотетраэдрита (6.2–22.5 мас% Ag), тетраэдрита (0.4–4.6 мас.% Ag) и редких Zn-тетраэдрит-теннантита и Zn-теннантита, содержащих менее 0.2 мас. Ag (табл. 9). Зерна теннантит-тетраэдрита нередко концентрически зональны. Их центральные части наиболее богаты Sb, а краевые – As. Содержание Ag возрастает от теннантита к тетраэдриту от 0.1 до 22.4 мас%. Наиболее богатую серебром блеклую руду можно отнести к фрейбергиту. В общих чертах, блеклая руда из массивных халькопиритовых жил относится к сурьмянистой разновидности (рис. 8), и в их составе изменяются только соотношения в катионной части. А в блеклой руде из полисульфидных джаспероидов содержания Sb и Fe находятся в прямой линейной зависимости.

**Алабандин** (MnS) является редким сульфидом сульфосольно-полиметаллической ассоциации. Его кристаллы или выделения неправильной формы иногда в сростках с пиритом заключены в карбонате. Основной примесный компонент алабандина Fe (2.8–3.5 мас%). Содержание других примесей (Zn, Mn, Cd, Hg) не выше 0.1 мас%.

В **джаспероидах** обычен сульфосольно-полиметаллический тип минерализации с ранней пирротин-арсенопирит-пиритовой и поздней сульфосольно-полиметаллической минеральными ассоциациями. Ранняя ассоциация представлена метакристаллами пирита и арсенопирита размером менее 1 мм, рассеянными в кварц-карбонатной породе. Участками агрегаты кристаллов пирита образуют жилоподобные скопления мощностью до 1–10 см, которые раздроблены, а трещины залечены минералами поздней сульфосольно-полиметаллической ассоциации. Кристаллы пирротина размером менее 0.1 мм заключены в карбонате. Местами в крупно-гнездово-вкрапленных агрегатах пирита образуют крупнокристаллические скопления халькопирит, сфалерита и галенит, с которыми тесно срastaются айкинит, теннантит и, реже, тетраэдрит. В ассоциации с блеклой рудой и халькопиритом развиты выделения низкопробного, ртутьсодержащего золота. Формирование поздней сульфосольно-полиметаллической ассоциации началось с отложения самородного золота и сульфидов первой генерации – халькопирита, сфалерита, галенита, а завершается отложением второй генерации тех же минералов, а также алабандина, Cu-Pb-Sb сульфосолей и блеклой руды (граф. прил. XXII, XXIII, рис. 9).

**Таблица 8.**  
Состав сульфоселен Воронцовского месторождения

Обр.№	минерал	Sb	Se	S	Ag	As	Hg	Te	Bi	Pb	Cu	Fe	Сумма	Кристаллохимическая формула	
Вр131-2	андорит	39.51	0.41	22.38	9.32	0.12	0.25	0.00	0.00	25.17	0.99	2.83	101.18	$Pb_{1,07}Ag_{0,73}Cu_{0,13}Fe_{0,43}Sb_{2,73}As_{0,01}Se_{0,04}S_{5,88}$	
		24.81	0.08	18.71	0.00	0.47	0.03	0.00	0.00	0.00	55.61	0.01	0.03	99.78	$Pb_{3,04}Sb_{3,86}As_{0,12}Se_{0,02}S_{10,97}$
		24.00	0.07	18.75	0.00	1.07	0.00	0.00	0.00	0.00	55.67	0.04	0.02	99.61	$Pb_{3,04}Sb_{3,70}As_{0,27}Se_{0,02}S_{10,96}$
Вр134-12	буланжерит	22.53	0.05	18.89	0.00	1.73	0.05	0.00	0.00	56.58	0.00	0.00	99.86	$Pb_{3,10}Sb_{3,45}As_{0,43}Se_{0,01}S_{11,00}$	
		23.32	0.04	18.77	0.00	1.42	0.01	0.00	0.00	55.84	0.00	0.02	99.47	$Pb_{3,05}Sb_{3,66}As_{0,36}Se_{0,01}S_{10,98}$	
		10.12	0.06	17.23	0.01	3.70	0.05	0.00	0.00	68.31	0.02	0.01	99.50	$Pb_{4,16}Sb_{3,96}As_{1,77}Se_{0,03}S_{7,31}$	
	геокронит	11.15	0.08	17.16	0.03	2.98	0.05	0.00	0.00	67.75	0.00	0.00	99.24	$Pb_{4,13}Sb_{3,96}As_{1,77}Se_{0,04}S_{7,31}$	
		11.18	0.06	16.46	0.00	3.78	0.04	0.01	0.00	67.30	0.00	0.02	98.88	$Pb_{4,22}Sb_{4,07}As_{2,21}Se_{0,03}S_{7,25}$	
		43.29	0.06	22.22	0.18	0.28	0.01	0.00	0.00	32.53	0.43	0.00	99.00	$Pb_{0,90}Cu_{0,04}Sb_{2,04}As_{0,02}Se_{0,004}S_{3,98}$	
Вр134-5	цинкениит	40.64	0.11	21.48	0.16	7.56	0.02	0.00	0.00	30.64	0.44	0.00	101.08	$Pb_{0,82}Cu_{0,04}Sb_{1,85}As_{0,36}Se_{0,01}S_{3,71}$	
		43.37	0.06	22.40	0.17	0.13	0.00	0.00	0.00	32.89	0.44	0.01	99.57	$Pb_{0,91}Cu_{0,04}Sb_{2,03}As_{0,01}Se_{0,004}S_{3,99}$	
		43.37	0.14	22.44	0.22	0.23	0.00	0.00	0.00	32.91	0.53	0.01	99.86	$Pb_{0,90}Cu_{0,05}Sb_{2,05}As_{0,02}Se_{0,01}S_{3,98}$	
Вр85	As-буланжерит	43.80	0.12	22.35	0.22	0.08	0.00	0.00	0.00	32.32	0.48	0.03	99.42	$Pb_{0,89}Cu_{0,05}Sb_{2,05}As_{0,01}Se_{0,01}S_{3,98}$	
		43.08	0.11	22.14	0.14	0.13	0.01	0.00	0.00	32.43	0.52	0.00	98.70	$Pb_{0,90}Cu_{0,05}Sb_{2,04}As_{0,01}Se_{0,01}S_{3,98}$	
		16.04	0.42	19.57	0.00	5.16	0.00	0.92	0.00	43.31	13.45	0.02	98.89	$Cu_{1,07}Pb_{1,01}Sb_{0,64}As_{0,33}Te_{0,08}S_{7,94}$	
Вр134-1	буланжерит	19.09	0.31	18.84	0.00	3.05	0.03	0.00	1.11	56.02	0.00	0.00	98.55	$Pb_{3,07}Bi_{0,1}Sb_{2,94}As_{0,76}Se_{0,07}S_{11,04}$	
		23.36	0.33	18.06	0.00	0.72	0.06	0.47	0.00	55.73	0.19	0.05	98.98	$Pb_{3,14}Sb_{3,67}As_{0,18}Se_{0,08}Te_{0,07}S_{10,77}$	
		25.13	0.05	18.69	0.00	0.34	0.01	0.00	0.00	55.90	0.00	0.03	100.20	$Pb_{3,07}Sb_{3,88}As_{0,09}Se_{0,01}S_{10,95}$	
Вр124-2	буланжерит	25.22	0.07	18.99	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	55.49	0.00	0.01	100.17	$Pb_{3,99}Sb_{3,86}As_{0,1}Se_{0,02}S_{11,04}$	
		25.50	0.07	18.75	0.00	0.32	0.01	0.00	0.00	55.23	0.00	0.00	99.89	$Pb_{3,00}Sb_{3,95}As_{0,08}Se_{0,02}S_{10,97}$	
		25.31	0.05	18.77	0.00	0.44	0.05	0.02	0.00	55.89	0.02	0.00	100.61	$Pb_{3,04}Sb_{3,88}As_{0,11}Se_{0,01}S_{10,93}$	
Вр-руда*	твиннит	30.68	0.07	20.29	0.37	0.38	1.37	0.00	0.00	45.60	1.18	0.00	99.94	$Pb_{1,75}Cu_{0,15}Hg_{1,05}As_{0,05}Sb_{2,04}As_{0,02}S_{5,00}$	
		31.13	0.05	19.89	0.34	0.18	1.35	0.00	0.00	45.30	1.16	0.02	99.43	$Pb_{1,74}Cu_{0,15}Hg_{1,05}As_{0,05}Sb_{1,99}As_{0,04}S_{4,96}$	
		25.30	0.00	18.55	0.00	0.02	0.08	0.00	0.00	56.10	0.00	0.01	100.08	$Pb_{3,12}Sb_{3,95}As_{0,01}S_{10,94}$	
Вр-руда*	твиннит	22.5		24.79		14.82				40.48			102.59	$Pb_{1,01}Sb_{0,96}As_{1,03}S_{4,01}$	
		23.3		25.6		16.01				39.87			104.77	$Pb_{1,96}Sb_{0,96}As_{1,07}S_{4,00}$	
		24.94		24.65		16.66				36.89		1.85	104.99	$Pb_{0,89}Fe_{0,15}Sb_{1,07}As_{1,11}S_{3,83}$	

Примечание: анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе Jeol JXA-8200. Условия съемки:  $I=20\mu A, d=1\mu m$ , аналитик Е. Ковальчук, ИГЕМ РАН  
\*анализы выполнены JSM-5610LV с ЭДС JED-2300, аналитик Н.В. Трубкин, ИГЕМ РАН

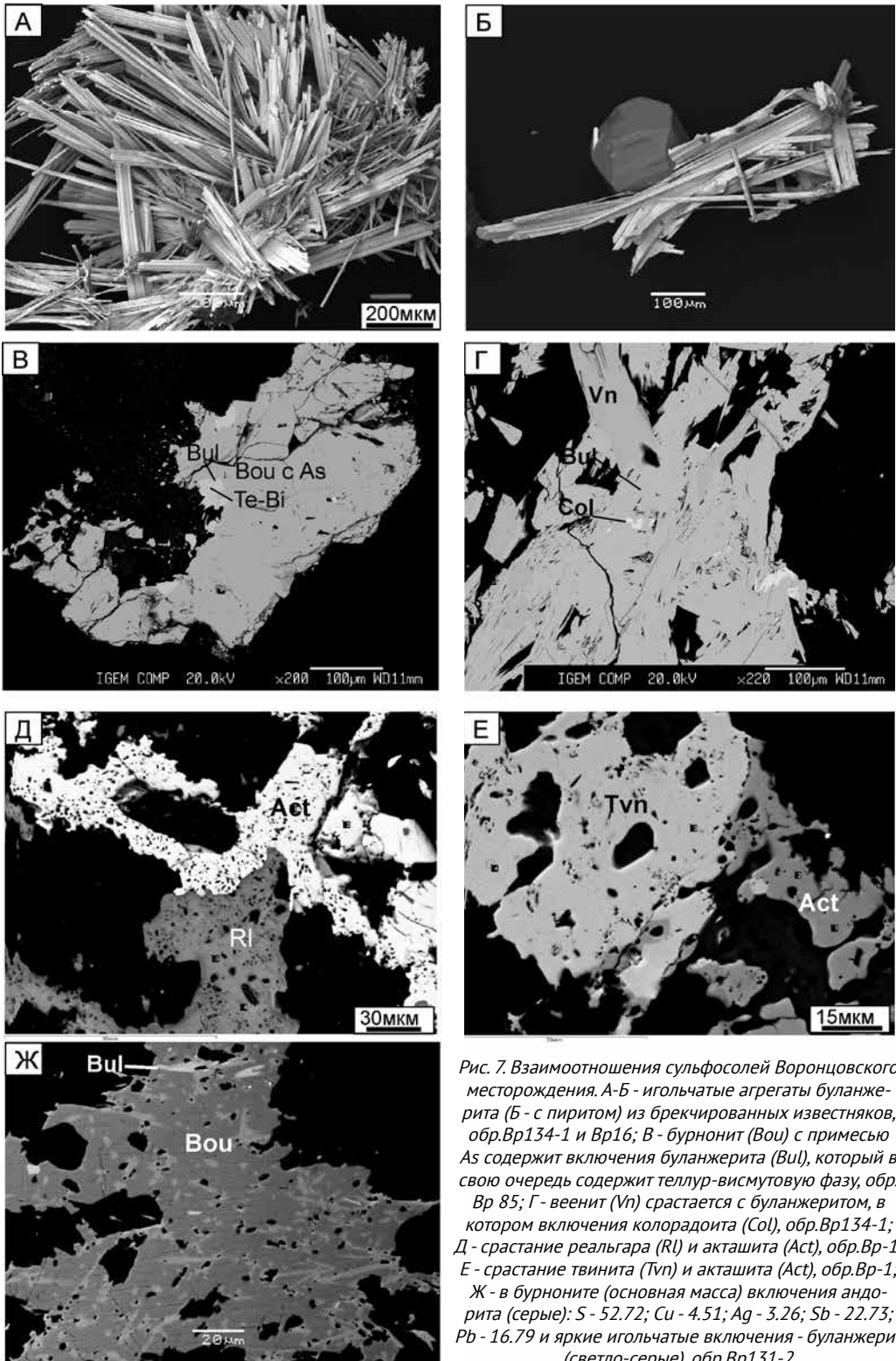


Рис. 7. Взаимоотношения сульфосолей Воронцовского месторождения. А-Б - игольчатые агрегаты буланжерита (Б - с пиритом) из брекчированных известняков, обр.Вр134-1 и Вр16; В - бурнонит (Вou) с примесью As содержит включения буланжерита (Вul), который в свою очередь содержит теллур-висмутую фазу, обр. Вр 85; Г - веенит (Vn) срastaется с буланжеритом, в котором включения колорадоита (Col), обр.Вр134-1; Д - срastание реальгара (Rl) и акташита (Act), обр.Вр-1; Е - срastание твинита (Tvn) и акташита (Act), обр.Вр-1; Ж - в бурноните (основная масса) включения андорита (серые): S - 52.72; Cu - 4.51; Ag - 3.26; Sb - 22.73; Pb - 16.79 и яркие игольчатые включения - буланжерит (светло-серые), обр.Вр131-2

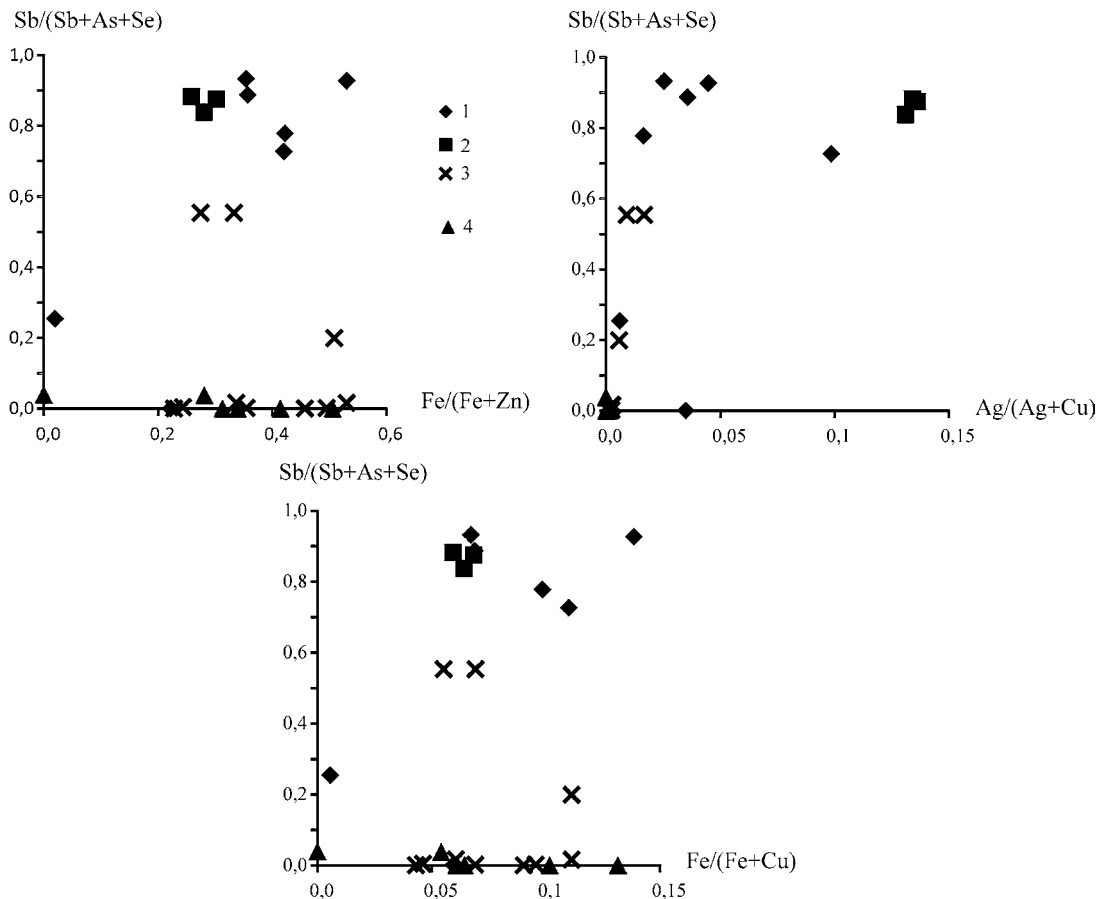


Рис. 8. Состав блеклой руды Воронцовского месторождения: 1 - скарноиды (N=7); 2 - метасоматит по силикатным породам (N=3); 3 - массивные халькопиритовые жилы (N=10). 4 - Вадимо-Александровское месторождение (N=6)

В четвертой группе ассоциаций, золото-пирит-реальгаровой, также преобладает вкрапленный характер распределения рудных минералов (пирит, арсенопирит и нек. др.), а иногда встречаются крупные желваки или сравнительно небольшие участки карбонатных брекчий и брекчированных флишоидов, полностью или в существенной степени сложенные самородным мышьяком и сульфидами мышьяка – реальгаром, аурипигментом, другими более редкими минералами, а также самородным золотом. Среди рудных минералов преобладает пирит, заключенный в цементе брекчий. Руды этой группы ассоциаций имеют однородное, мелкообломочное, брекчиевое, слоистое строение, которое, вероятно, носит унаследованный характер, т.е. минералы этой стадии гидротермального процесса накладываются на более ранние образования в виде “пропитки”, вкрапленности и микропрожилков – часто зонального строения (граф. прил. XXIV).

**Пирит** образует рассеянную вкрапленность размером, как правило, менее 0.1 мм (до 1 мм) изометричных кристаллов и их агрегатов; характерна локализация пирита в центральной части агрегата кристаллов арсенопирита (граф. прил. XXV), но иногда их взаимоотношения не ясны. На поверхности растущих кристаллов пирита, преимущественно на дефектах, откладываются колорадоит, галенит, халькопирит, иногда – кристаллы поздних сульфосолей (цинкениит), гессит и тетраэдрит. Кристаллы пирита цементируются антимонитом и реальгаром. По данным лазерной абляции, в пирите присутствует примесь As до

Таблица 9.

Химический состав сульфидов и сульфосолей в рудах типа 4, мас.%

Минерал	Cu	Ag	Fe	Zn	Hg	Mn	Cd	Pb	Ni	Co	Sb	As	S	Сумма
Сульфосолюно-полиметаллическая ассоциация														
Арсенопирит	0.2	-	34.4	-	-	-	-	-	-	-	-	44.1	21.4	100.1
	-	-	34.2	-	-	-	-	-	-	-	-	43.9	22.5	100.6
	-	-	34.3	-	-	-	-	-	-	-	-	43.7	23.0	101.0
Пирротин	0.0	-	60.3	-	-	-	-	-	0.1	0.2	-	-	39.3	99.9
	0.0	-	60.3	-	-	-	-	-	0.1	0.1	-	-	39.2	99.7
Сфалерит	0.0	-	7.13	56.36	0.10	3.55	0.48	-	-	-	-	-	33.10	100.72
	0.0	-	6.39	56.25	0.17	4.86	0.44	-	-	-	-	-	33.38	101.49
	0.0	-	8.52	56.95	0.13	0.85	1.28	-	-	-	-	-	33.59	101.32
Алабандин	0.0	-	3.36	0.0	0.07	60.19	0.10	-	-	-	-	-	36.94	100.66
	0.0	-	2.79	0.0	0.0	60.95	0.08	-	-	-	-	-	37.02	100.84
Бурнонит	13.0	-	0.1	-	-	-	-	43.1	-	-	24.5	-	19.6	100.3
	13.5	-	0.2	-	-	-	-	42.8	-	-	23.5	-	20.0	100.0
Буланжерит	0.6	-	0.2	-	-	-	-	55.1	-	-	25.9	-	19.0	100.8
	0.5	-	0.2	-	-	-	-	55.1	-	-	25.8	-	18.9	100.5
Плагионит	0.4	-	0.1	-	-	-	-	41.3	-	-	36.1	-	21.1	99.0
	-	-	-	-	-	-	-	41.3	-	-	36.4	-	20.9	98.6
Тенантит	40.7	0.2	1.0	6.6	0.7	-	0.0	-	-	-	5.1	16.0	28.0	98.3
Теннатит-тетразрит	39.0	0.1	2.3	5.7	0.4	-	0.1	-	-	-	16.4	7.7	25.6	97.3
	39.5	0.0	1.3	7.0	0.1	-	0.3	-	-	-	19.3	6.3	25.8	99.6
Тетраэдрит	28.7	13.7	0.1	6.3	0.0	-	0.1	-	-	-	26.4	1.9	21.6	98.8
	22.4	22.5	1.8	5.8	0.0	-	0.3	-	-	-	25.7	1.1	20.6	100.2
	37.8	0.4	0.5	6.8	0.9	-	0.0	-	-	-	23.9	4.9	24.8	100.0
	32.8	4.6	5.3	1.8	0.0	-	0.1	-	-	-	27.8	0.5	24.5	97.4
Полиметаллическая минеральная ассоциация														
Арсенопирит	-	-	34.8	-	-	-	-	-	-	-	-	43.1	22.1	100.0
	-	-	34.2	-	-	-	-	-	-	-	-	43.5	21.4	99.1
	-	-	34.1	-	-	-	-	-	-	-	-	42.5	21.5	98.1
Пирротин	-	-	60.7	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	39.7	100.4
Сфалерит	0.0	-	0.74	66.10	0.09	0.13	0.19	-	-	-	-	-	32.47	99.72
	0.0	-	0.57	66.19	0.12	0.0	0.57	-	-	-	-	-	32.73	100.18
	0.11	-	0.26	65.26	0.0	0.24	0.62	-	-	-	-	-	33.61	100.10
Теннантит	42.4	0.3	3.1	5.3	0.1	-	0.1	-	-	-	0.1	19.9	28.4	99.7
	40.6	0.7	3.6	4.2	0.0	-	0.0	-	-	-	5.0	15.5	28.4	98.0
Теннатит-тетразрит	39.4	0.7	1.1	7.2	0.2	-	0.0	-	-	-	19.0	6.9	25.6	100.1
	39.7	0.5	7.7	0.4	0.0	-	0.0	-	-	-	11.1	11.9	27.2	98.5
Тетраэдрит	36.1	2.3	1.3	6.4	0.2	-	0.3	-	-	-	28.8	0.0	25.0	100.4
	20.2	22.4	5.7	1.0	0.1	-	0.3	-	-	-	28.6	0.0	22.6	100.9
	25.7	15.9	3.3	4.1	0.2	-	0.0	-	-	-	25.7	1.4	23.7	100.0

3 мас%, и ее максимальные содержания тяготеют к внешней зоне кристаллов пирита. Со и Ni распределяются синхронно (обогащая одни и те же зоны роста) – асимметрично по сечению кристалла, и их содержания достигают 200 и 700 ppm, соответственно. Синхронно изменяются содержания Pb и Sb, что может быть связано с мельчайшими включениями сульфосолей. Содержания Ag достигают 9 ppm, а Au – 3ppm, причем, часть серебра, вероятно, связана с включениями Pb-содержащих фаз. Для пирита этой ассоциации характерна примесь

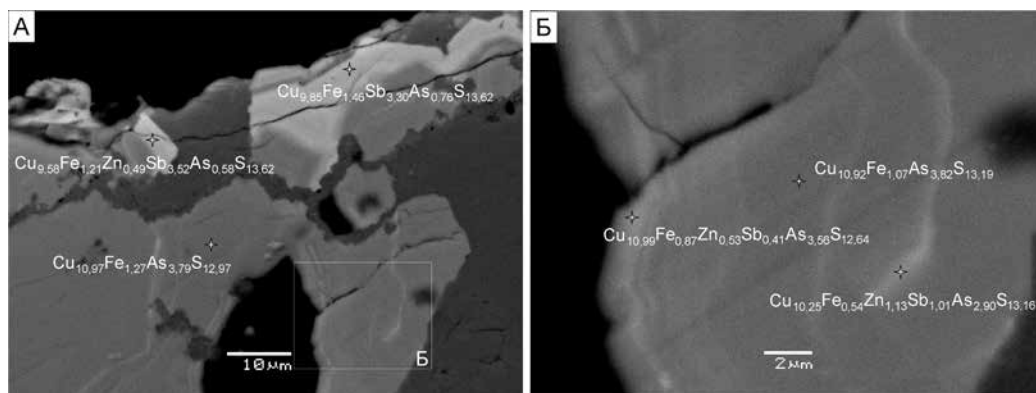


Рис. 9. Агрегат зональных зерен блеклой руды с вариациями состава от теннантита до тетраэдрита в сульфосолено-полиметаллической ассоциации джаспероидов, BSE

Tl (до 6 ppm), и на лазерном профиле характер ее изменения подобен кривым концентрации As и Au (граф. прил. XXVI). В пирите обнаружены единичные включения сульфоарсенида ряда арсенопирит-герсдорфит размером 10–20 мкм.

Количество **арсенопирита** в четвертой группе ассоциаций возрастает. Наряду с вкрапленностью идиоморфных кристаллов размером около 1 мм, он образует пористые, похожие на войлок агрегаты тонкоигольчатых кристаллов, размер которых не превышает 0.1 мм. Такие войлокоподобные агрегаты зачастую имеют ромбическую или призматическую конфигурацию (рис. 10). Этот арсенопирит цементируется и частично корродируется самородным мышьяком, а также тонкокристаллическим (0.01мм) агрегатом спутано-игльчатого леллингита. Кристаллы арсенопирита иногда катаклазированы, и его обломки цементируются антимонитом. В ассоциации с арсенопиритом и самородным мышьяком увеличивается количество и размер (до 0.5мм) самородного золота, возрастает его пробность (свыше 900). Самородное золото локализуется в дефектах и микротрещинках кристаллов арсенопирита, цементируя их (граф. прил. XXVIII). Состав арсенопирита мышьяковистый, то есть отношение As/S > 1 (рис. 5). Причем, мышьяковистый арсенопирит ортогонально нарастает на призматически удлиненные реликты сернистого, по-видимому, более раннего, арсенопирита из предыдущего этапа (граф. прил. XXVII). Типоморфными элементами-примесями для этого арсенопирита являются Te (1.2мас%, в основном 400–500 ppm) и Tl (до 43 ppm). Примесь золота достигает 315 ppm, но в среднем составляет 5–6 ppm, и его колебания по профилю анализа синхронны колебаниям кривой содержания таллия (граф. прил. XXVIII). Содержание серебра низко и сопоставимо с пределом обнаружения. Примесь Co тяготеет к краевой части кристалла арсенопирита (до 45 ppm). Уровень содержания Se (120–140 ppm) сравнительно невысок, и его распределение относительно равномерно. Примесь Sb в арсенопирите невысока (до 440 ppm), и распределение ее может быть как равномерное, так и неравномерное. В сульфидах Fe этой ассоциации примесь Sb скорее обусловлена присутствием в ассоциации антимонита, а не сульфосолей, так как далеко не всегда повышенное количество Sb сопровождается повышением содержания Pb.

**Сфалерит** входит в состав как ранних, так и поздних парагенезисов. Ранняя генерация сфалерита образует редкие включения округлых или угловатых форм в пирите и арсенопирите или, реже, их выделения размером до 0.2 мм заключены в массе породообразующих минералов. Выделения сфалерита в центральных частях содержат тонкую вкрапленность халькопирита. В краевых частях, свободных от включений, в его составе фиксируются примеси Fe (0.8–2.0 мас%), Cd (0.2–0.6 мас%), Hg (до 0.16 мас%) (табл. 10). Сфалерит поздней генерации образует индивидуальные выделения размером от 0.05 до 0.2 мм в нерудных минералах цемента брекчий. Обнаружен также в сростаниях баритом, пиритом, сульфосолями Hg и Tl

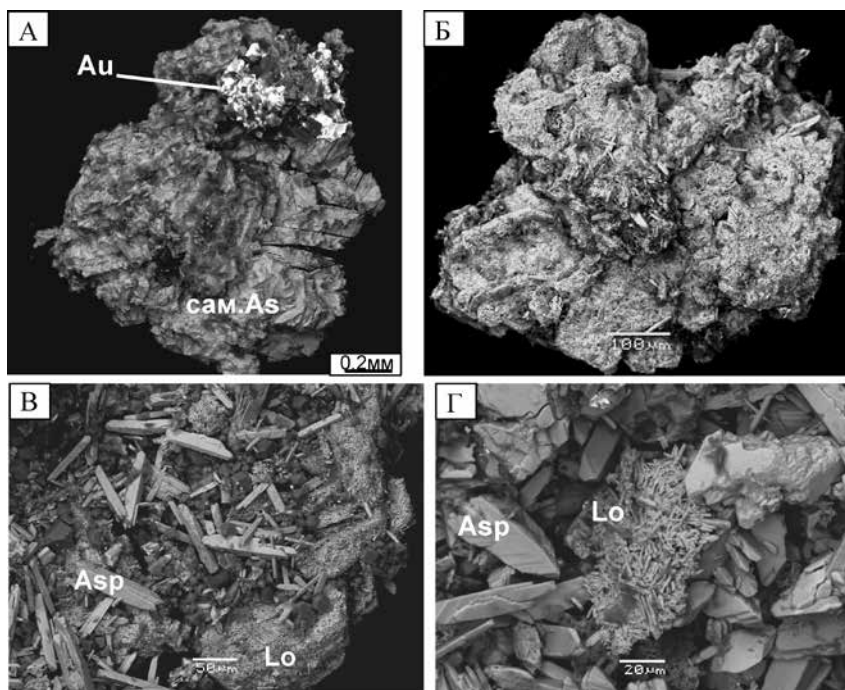


Рис. 10. Взаимоотношения самородного мышьяка, золота, леллингита и игольчатого арсенопирита. А - самородный мышьяк с золотом (яркое), обр. Вр1-1; Б - розетка самородного мышьяка, замещенная тонкоигольчатым агрегатом леллингита, в центре розетки - агрегат игольчатого арсенопирита, обр. Вр1-4; В - деталь снимка "Б"; Г - пластинка тонкоигольчатого леллингита среди удлиненных кристаллов арсенопирита, обр. Вр1-5

(рис. 11). Особенность состава сфалерита аурипигмент-реальгаровой минеральной ассоциации – высокая концентрация в нем Mn (до 5.5 мас%) и Hg (до 18.6 мас%) (табл. 10), а в мышьяк-арсенопиритовой минеральной ассоциации Mn до 7.6 мас%.

**Блеклая руда** в поздней группе ассоциаций представлена главным образом **теннантитом** (табл. 11), в том числе в мышьяк-арсенопиритовой минеральной ассоциации – обогащенным Mn (до 3.3 мас%), а также здесь установлены более редкие сульфосоли.

Сульфосоли свинца и меди – джемсонит ( $Pb_4FeSb_6S_{14}$ ), буланжерит ( $Pb_5Sb_4S_{11}$ ), цинкениит ( $PbSb_2S_4$ ) и халькостибит ( $CuSbS_2$ ) образуют вкрапленность частиц размером менее 0.5 мм в нерудной массе цемента брекчий. Эти минералы часто образуют сростания друг с другом, а также антимонитом (рис. 11, Г). Химический состав минералов приведен в табл. 10.

В составе *аурипигмент-реальгаровой* минеральной ассоциации зафиксированы следующие минералы: сульфиды As, Sb (реальгар, аурипигмент, антимонит), Hg (киноварь), Zn (сфалерит), Mn (алабандин); сульфоарсенистибниды Mn (клерит, X фаза Mn-As-Sb-S); сульфосоли Hg (акташит), Tl (рутьерит, пьерротит, шабурнеит); теллурид Hg (колорадоит); самородные мышьяк и золото. Выделения минералов имеют сложную морфологию, обусловленную выполнением полостей различной крупности.

**Самородный мышьяк** найден на карьере Воронцовского месторождения в 2007 г. Почти массивное выделение самородного мышьяка весом более 1 тонны, было вскрыто взрывными работами, и почти весь он был переработан на ЗИФ. Породообразующая масса на контакте с самородным мышьяком представлена сульфидно-силикатной рудой кварц-карбонат-серицит полевошпатового состава с вкрапленностью мелкозернистых сульфоарсенидов. По нашим данным самородный мышьяк установлен только в наиболее поздней группе ассоциаций и встречается в рудах локально в виде массивных темно серых желваков

Таблица 10.

Химический состав сульфидов и сульфосолей из руд типа 7, мас.%

Минерал	Cu	Fe	Zn	Hg	Tl	Mn	Cd	Pb	Ni	Co	Sb	As	S	Сумма
Пирротин-арсенопиритовая минеральная ассоциация														
Пирит	0.17	46.81	-	-	-	-	-	-	0.01	0.31	-	0.16	53.12	100.58
	0.15	46.36	-	-	-	-	-	-	0.10	0.28	-	0.34	53.25	100.48
	0.24	46.57	-	-	-	-	-	-	0.10	0.00	-	0.21	52.39	99.51
	0.00	45.85	-	-	-	-	-	-	0.01	0.46	-	0.40	51.34	98.06
Арсенопирит	0.31	46.05	-	-	-	-	-	-	0.37	0.42	-	0.05	51.49	98.69
	0.00	35.88	-	-	-	-	-	-	0.14	0.03	-	42.97	21.95	100.97
	0.00	37.16	-	-	-	-	-	-	0.18	0.22	-	39.49	23.87	100.92
Арсенопирит-герсдорфит	0.07	35.51	-	-	-	-	-	-	0.24	0.18	-	43.61	20.70	100.31
	0.00	12.43	-	-	-	-	-	-	22.02	0.12	-	42.19	20.32	97.08
Сфалерит	0.15	15.80	-	-	-	-	-	-	20.33	0.27	-	43.72	19.80	100.07
	-	0.81	65.21	0.16	-	0.0	0.24	-	-	-	-	-	33.31	99.73
	-	1.18	64.94	0.12	-	0.0	0.17	-	-	-	-	-	33.11	99.52
	-	2.03	64.60	0.09	-	0.0	0.41	-	-	-	-	-	32.04	99.17
	-	0.98	65.75	0.0	-	0.0	0.56	-	-	-	-	-	32.86	100.15
Аурипигмент-реальгаровая минеральная ассоциация														
Сфалерит	0.05	0.41	58.69	4.91	-	1.74	0.58	-	-	-	-	-	32.54	98.92
	0.0	0.28	60.83	7.15	-	0.88	0.21	-	-	-	-	-	31.02	100.37
	0.0	0.25	60.73	5.96	-	0.50	0.79	-	-	-	-	-	31.12	99.35
	0.0	0.22	55.33	6.23	-	5.53	-	-	-	-	-	-	32.37	99.68
	0.0	0.16	47.70	18.61	-	4.46	0.39	-	-	-	-	-	30.29	101.60
Алабандин	0.0	0.0	-	0.0	-	64.07	-	-	-	-	-	-	36.77	100.84
	0.0	0.04	-	0.0	-	63.52	-	-	-	-	-	-	37.02	100.58
Буланжерит	-	0.0	-	-	-	-	-	53.9	-	-	26.2	-	18.8	98.9
Джемсонит	0.1	3.3	-	-	-	-	-	39.6	-	-	35.2	-	21.4	99.6
	-	2.1	-	-	-	-	-	39.7	-	-	34.4	-	22.4	98.6
Цинкениит	0.6	0.1	-	-	-	-	-	34.0	-	-	40.2	-	22.1	97.0
	0.6	0.1	-	-	-	-	-	34.3	-	-	39.9	-	22.2	97.1
Халькостибит	25.6	0.1	-	-	-	-	-	0.0	-	-	48.1	-	25.6	99.4
Акташит	22.70	-	3.85	32.15	-	-	-	-	-	-	1.19	16.36	24.74	100.99
	24.28	-	1.20	32.16	-	-	-	-	-	-	0.81	16.61	24.98	100.04
	24.34	-	1.44	32.65	-	-	-	-	-	-	0.99	16.02	24.74	100.18
Клерит	-	-	-	-	-	12.84	-	-	-	-	54.46	3.00	30.20	100.50
	-	-	-	-	-	12.19	-	-	-	-	53.66	2.99	30.75	99.59
	-	-	-	-	-	12.40	-	-	-	-	52.02	3.67	30.63	98.72
фаза Mn-As-Sb-S	-	-	-	-	-	15.24	-	-	-	-	36.24	14.17	33.67	99.32
	-	-	-	-	-	15.14	-	-	-	-	36.36	14.27	33.36	99.13
	-	-	-	-	-	15.40	-	-	-	-	32.31	17.36	33.60	98.67
Шабурнеит	-	-	-	-	23.98	-	-	5.99	-	-	31.72	15.85	23.99	101.53
	0.17	-	-	-	23.27	-	-	2.82	-	-	35.09	13.93	24.38	99.66
Рутьерит	6.43	-	0.37	35.62	20.18	-	-	0.00	-	-	6.04	11.32	19.06	99.02
	6.39	-	0.78	34.28	21.21	-	-	0.00	-	-	5.58	11.69	20.22	100.15
	6.36	-	0.77	36.72	18.93	-	-	0.00	-	-	5.81	11.46	19.22	99.27
Пьерротит	-	-	-	-	21.96	-	-	-	-	-	36.90	14.80	26.60	100.26
	-	-	-	-	24.32	-	-	-	-	-	33.95	15.85	26.03	100.15
	-	-	-	-	23.59	-	-	-	-	-	34.45	16.17	26.18	100.39
Реальгар	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.58	69.88	29.62	100.08
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.22	69.52	28.80	98.54
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.20	69.63	29.66	99.49
Аурипигмент	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.98	59.63	39.11	100.72
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.43	60.81	38.87	100.11
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.56	61.11	39.08	100.75
Антимонит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	70.83	1.86	27.92	100.61
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	65.84	5.78	27.85	99.47
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	64.67	7.49	28.71	100.87
	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	69.31	3.56	27.47	100.34



**Таблица 11.**  
Состав блеклых руд Воронцовского месторождения

№	Обр.№	Вм. образование	Sb	Se	S	Ag	As	Hg	Pb	Zn	Cu	Fe	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	Вр139-2	скарноид	26.36	0.06	25.90	2.74	1.22	0.01	0.11	5.04	34.44	4.87	100.92	$Cu_{9,85}Fe_{4,43}Zn_{1,26}Ag_{0,47}Sb_{1,54}As_{3,27}S_{13,2}$
2			21.12	0.00	23.65	1.04	3.71	0.00	0.10	5.69	37.01	3.56	96.05	$Cu_{9,90}Fe_{1,08}Zn_{1,48}Ag_{0,16}Sb_{0,95}As_{3,84}S_{17,55}$
3			0.06	0.14	29.00	0.11	20.14	0.17	0.10	4.52	40.80	3.79	99.00	$Cu_{9,51}Fe_{1,01}Zn_{1,07}Ag_{0,07}Sb_{0,01}As_{3,98}S_{13,4}$
4			16.74	0.06	26.44	0.60	8.26	0.02	0.11	6.01	39.24	2.56	100.15	$Cu_{9,76}Fe_{0,73}Zn_{1,45}Ag_{0,09}Sb_{0,17}As_{3,74}S_{13,03}$
5			6.21	0.09	27.53	0.40	15.27	0.16	0.14	5.05	40.64	4.47	100.13	$Cu_{9,67}Fe_{1,23}Zn_{1,17}Ag_{0,06}Sb_{0,17}As_{3,08}S_{13,98}$
6			0.49	0.14	28.32	0.20	18.93	0.03	0.10	4.80	42.13	4.64	99.87	$Cu_{9,79}Fe_{1,23}Zn_{1,09}Ag_{0,03}Sb_{0,06}As_{3,70}S_{13,04}$
7	Вр122	Массивная халькопиритовая жила	0.01	0.06	28.65	0.12	20.30	0.09	0.08	6.71	42.80	1.70	100.61	$Cu_{9,86}Fe_{0,45}Zn_{1,51}Ag_{0,02}Sb_{0,001}As_{3,28}S_{13,13}$
8			0.15	0.06	28.39	0.09	19.98	0.15	0.08	6.60	42.65	1.82	100.07	$Cu_{9,97}Fe_{0,48}Zn_{1,49}Ag_{0,01}Sb_{0,007}As_{3,94}S_{13,09}$
9			0.07	0.13	28.77	0.17	20.08	0.00	0.19	5.90	42.72	2.78	100.99	$Cu_{9,83}Fe_{0,73}Zn_{1,37}Ag_{0,07}Sb_{0,01}As_{3,97}S_{13,17}$
10			0.02	0.11	28.59	0.08	19.92	0.01	0.12	5.16	42.59	3.72	100.43	$Cu_{9,83}Fe_{0,98}Zn_{1,16}Ag_{0,01}Sb_{0,003}As_{3,90}S_{13,08}$
11			16.90	0.02	26.32	1.10	8.36	0.05	0.20	6.03	37.99	1.95	99.05	$Cu_{9,58}Zn_{0,56}Ag_{1,48}Sb_{0,16}S_{11,79}S_{13,17}$
12			0.53	0.09	28.21	0.17	19.40	0.00	0.02	5.69	43.66	2.47	100.33	$Cu_{10,14}Fe_{0,65}Zn_{1,28}Ag_{0,06}Sb_{0,06}As_{3,82}S_{12,99}$
13	Вр124-1	Руды	21.56	0.07	25.19	6.21	4.94	0.05	0.08	5.85	33.42	3.63	101.11	$Cu_{8,67}Fe_{1,07}Zn_{1,47}Ag_{0,94}Sb_{0,90}As_{3,08}S_{17,88}$
14			7.91	0.08	27.53	0.40	14.20	0.00	0.11	11.06	38.94	0.19	100.70	$Cu_{9,37}Fe_{0,05}Zn_{2,56}Ag_{0,06}Sb_{0,98}As_{3,88}S_{13,07}$
15	Вр134-12	Контакт скарноидов и мраморов	0.01	0.12	27.86	2.36	19.17	1.68	0.14	8.70	38.35	2.13	100.75	$Cu_{9,05}Fe_{0,57}Zn_{2,0}Ag_{0,33}Sb_{0,001}As_{3,84}S_{13,03}$
16	Вр-руда*	Брекчия с реальгаром, акташит			25.72		17.08	34.08		1.17	23.92		101.97	$Cu_{9,28}Zn_{0,28}Hg_{2,67}As_{3,58}S_{12,58}$
17					25.68		16.67	33.47		0.84	23.83			100.49
18	Вр11-2*	Брекчия с реальгаром, акташит			23.57		15.9	33.46			24.31		97.25	$Cu_{6,39}Hg_{2,79}As_{3,55}S_{12,28}$
19					25.25		16.03	35.19				24.57		101.04
20	Вр11-2*	Брекчия с реальгаром, акташит	6.05		26.03		13.69	29.15			20.59	3.71	99.22	$Cu_{5,13}Fe_{1,05}Hg_{2,29}As_{3,89}Sb_{0,79}S_{12,85}$
21			5.87		28.14		12.61	27.04			1.2	19.59	5.35	99.8

Примечание: анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8200. Условия съемки:  $I=20nA$ ,  $d=1\mu m$ , аналитик Е. Ковальчук; ИГЕМ РАН  
\*анализы выполнены JSM-5610LV с ЭДС JED-D-2300, аналитик Н.В. Трубкин, ИГЕМ РАН

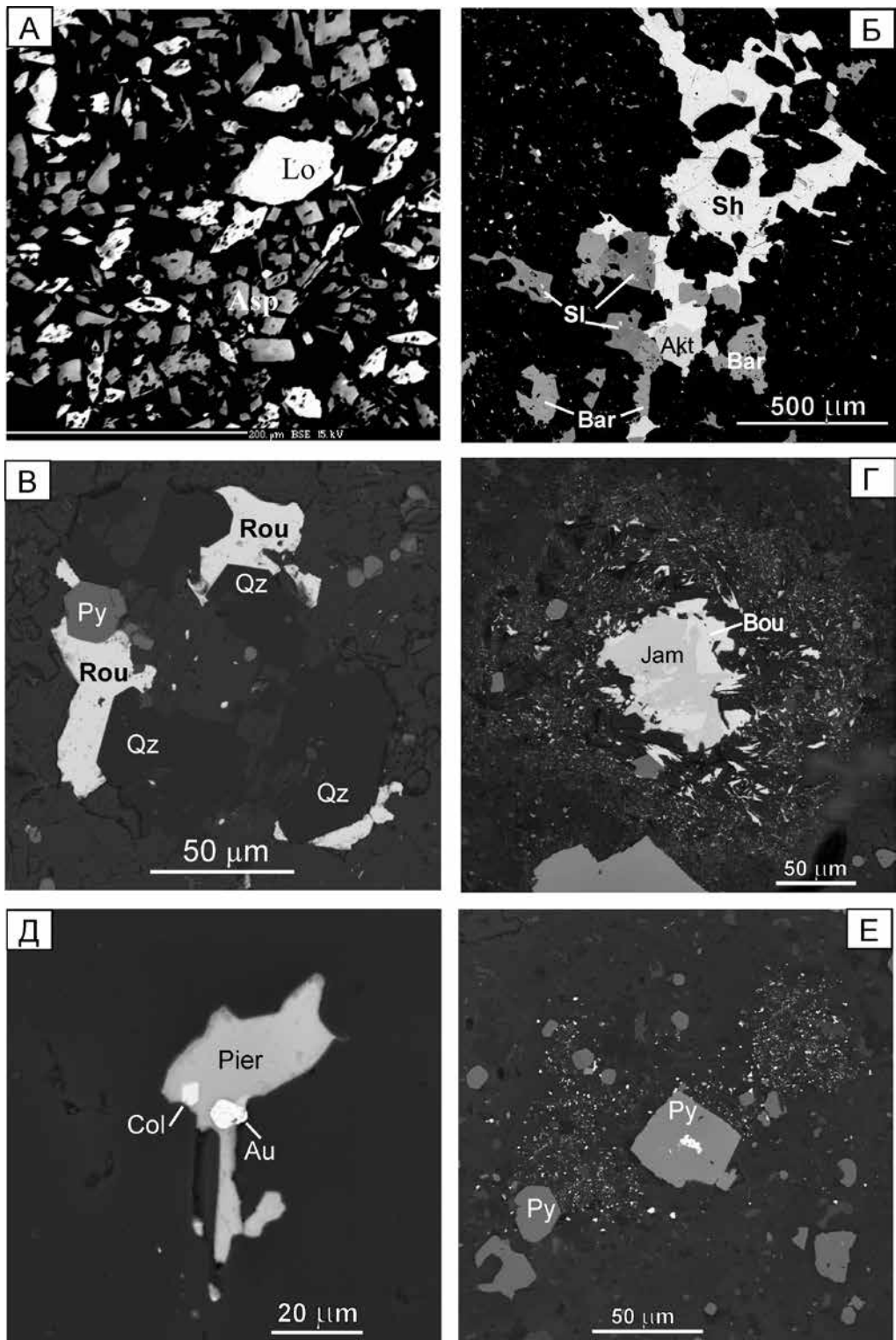


Рис. 11. Минералы золото-пирит-реальгаровой ассоциации Воронцовского месторождения. А - тонкокристаллический арсениопирит и леллингит. обр.Вр1-5; Б - агрегат зерен шабурнеита (Sh), акташита (Akt), сфалерита (Sl) и барита (Bar) в нерудных минералах; В - ксеноморфные выделения рутьерита (Rou) в сростаниях с кристаллами кварца (Qz) и пирита (Py); Г - джемсонит (Jam) в сростании с бурнонитом (Bou) с ореолом мелких частиц сульфоселей Hg и Tl; Д - ксеноморфное выделение пьрротита (Pier) с включениями кристаллов колорадоита (Col) и самородного золота (Au); Е - "облачное" скопление мелких частиц самородного золота (белое) в цементе брекчии известняка с рассеянным пиритом (Py). Снимки получены на СЭМ в режиме BSE

и прожилков размером до 2–3 см в агрегате слоистого силиката и в виде мелкой рассеянной темной вкрапленности в брекчиях, насыщенных поздними сульфидами мышьяка (реальгар и аурипигмент), здесь же присутствует вкрапленность киновари. Флишоиды рассеяны зонами брекчирования мощностью до 5 см, к которым приурочены прожилковые скопления самородного мышьяка, мощностью до 2–3 см. Самородный мышьяк на свежем распиле имеет металлический блеск, быстро тускнеющий – поверхность быстро окисляется и покрывается черной пленкой арсенолита  $As_2O_3$ . Макроскопически самородный мышьяк представляет собой темно-серый, матовый землистый агрегат. Он образует изометричные кристаллы или ксеноморфные выделения размером до 1 мм, заключенные в нерудных минералах цемента брекчий и обломков известняка; цементирует и корродирует арсенопирит, содержит вкрапленность самородного золота, которое локализуется в нем рядом с реликтами арсенопирита. Он обнаружен также в виде мелких включений (0.002–0.015 мм) в антимоните. В препаратах после травления в плавиковой кислоте наблюдаются розетки (псевдокристаллы) самородного мышьяка с выраженной спайностью. Иногда эти розетки представляют собой мелкокристаллический «войлок» игольчатых кристаллов арсенопирита и леллингита (рис. 10). Включения кальцита в самородном мышьяке характеризуются повышенным содержанием Mg (0.66 мас%) и Mn (2.21 мас%). Местами по трещинкам в карбонат-реальгаровых агрегатах развиваются агрегаты мышьяк + колорадоит + гессит (Сазонов и др., 1998).

**Леллингит** ( $FeAs_2$ ) установлен в сростаниях с самородным мышьяком и мышьяковистым арсенопиритом. Агрегаты леллингита имеют форму розеток, друзовидных сростаний игольчатых кристаллов зонального строения и состава (рис. 10, граф. прил. XXVII). По данным РСМА в леллингите содержится значительное переменное количество серы (табл. 12). Кристаллы и агрегаты леллингита занимают пространство между агрегатами кристаллов арсенопирита.

**Твиннит** и **акташит** встречаются в рудах, насыщенных реальгаром, в виде ксеноморфной микровкрапленности в сростании друг с другом, в сростании с реальгаром и индивидуально (рис. 11). Акташит ( $Cu_6Hg_3As_4S_{12}$ ) представлен выделениями размером до 0.15 мм. Он часто обнаруживается в сростаниях со сфалеритом и сульфосолями Tl. В его составе помимо основных компонентов зафиксированы примеси 1.2–3.85 мас% Zn и 0.63–2.81 мас% Sb (табл. 10, 13). В ассоциации с ними установлены арсенопирит сернистого состава, самородное золото, As-содержащий пирит (2 мас. % As) и колорадоит.

Мышьяково-сурьмяные **сульфосоли таллия** распространены в карбонатных брекчиях довольно широко, но, как правило, в крайне мелких выделениях. Здесь в поздних гидротермальных парагенезисах установлен спектр таллиевых фаз: **вейсбергит**, **критит**, **дальнегроит**, **пикополит**, **филротит**, **шабурнеит**, **рутьерит**. Их ксеноморфные зерна образуют сростки с кварцем, кальцитом, баритом, пиритом и др. рудными минералами (рис. 11), часто в виде включений в сульфидах мышьяка и в сростаниях с сульфидами и сульфосолями ртути (акташитом), и имеют крупность менее 0.05 мм, однако иногда встречаются и более крупные – до 0.5 мм. Вследствие слабой изученности этой группы минералов отнесение их к минеральному виду только по химическому составу затруднено (Murzin et al., 2017). Тем не менее, можно уверенно выделять три группы анализов сульфосолей – таллиевая, свинцово-таллиевая и медно-ртутно-таллиевая (табл. 10 и 13). Таллиевая сульфосоль по химическому составу отвечает формуле пьрротита ( $Tl_2Sb_6As_4S_{16}$ ), с которым его роднит стабильность соотношения содержаний As и Sb. Тем не менее, он может принадлежать также и парапьрротиту  $Tl(Sb,As)_5S_8$  или бернардиту  $Tl(As,Sb)_5S_8$ . Pb-Tl сульфосоль условно отнесена к шабурнеиту  $(Tl,Pb)_{21}(Sb,As)_{91}S_{147}$  – наиболее близкому минералу по соотношениям основных компонентов. Эта сульфосоль, однако, более бедна свинцом и серой по сравнению с эмпирической формулой шабурнеита. Cu-Hg-Tl-сульфосоль диагностирована по химическому составу (табл. 13), оптическим и рентгеновским свойствам (Сазонов и др., 1991) и принадлежит рутьериту  $(Tl,Cu)(Hg,Zn)(As,Sb)_2S_5$ .

Таблица 12.

Состав леллингита Воронцовского месторождения

№п/п	№обр	Fe	As	S	№п/п	№обр	Fe	As	S
1	Вр1-4/08-а	20.28	60.2	19.3	11	Вр1-5/08-а	35.24	62.55	2.18
2	Вр1-4/08-а	20.28	60.2	19.3	12	Вр1-5/08-а	33.79	65.55	0.56
3	Вр1-4/08-б	24.1	51.19	24.64	13	Вр1-5/08-б	34.7	64.53	0.76
4	Вр1-4/08-б	13.75	72.62	13.68	14	Вр1-5/08-б	34.26	64.89	0.75
5	Вр1-5/08-а	35.08	63.02	1.77	15	Вр1-5/08-б	33.09	64.64	2.23
6	Вр1-5/08-а	34.33	62.45	3.09	16	Вр1-5/08-б	35.01	62.75	2.19
7	Вр1-5/08-а	34.9	63.44	1.59	17	Вр1-5/08-б	34.24	64.06	1.66
8	Вр1-5/08-а	34.6	61.68	3.77	18	Вр1-5/08-б	34.5	64.95	0.54
9	Вр1-5/08-а	35.21	62.16	2.57	19	Вр1-5/08-б	33.77	63.79	2.3
10	Вр1-5/08-а	35.4	63.34	1.23					

**Колорадоит** ( $\text{HgTe}$ ) – редкий минерал на месторождении. Его выделения размером до 0.1 мм ассоциируют с самородным мышьяком, золотом и пьерротитом (рис. 11). Колорадоит также установлен в дефектах арсенопирита сернистого состава и на поверхности кристаллов пирита (рис. 12), размер зерен не превышает 5–10 мкм. Химический состав зерен колорадоита отвечает его теоретическому составу.

**Реальгар** ( $\text{AsS}$ ) является наиболее распространенным сульфидом аурипигмент-реальгаровой минеральной ассоциации. Он образует рассеянные угловатые выделения размером менее 1 мм в цементе и обломках брекчий. Более крупные (до 3–5 мм) выделения реальгара выполняют пустоты и рассекающие брекчий трещины. В виде включений в реальгаре зафиксированы сфалерит, сульфосоли Tl и Hg.

**Аурипигмент** ( $\text{As}_2\text{S}_3$ ) встречается редко. Его выделения размером до 1 мм иногда содержат включения реальгара.

**Антимонит** ( $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ) – угловатые выделения, реже кристаллы, в карбонате размером не более 0.1 мм, иногда до нескольких мм. Он образует также сростания с сульфосолями Hg, Tl, Pb, Cu (акташитом, пьерротитом, цинкенимом, халькостибитом). Химический состав сульфидов мышьяка характеризуется постоянным присутствием в них примесей сурьмы (до 2 мас%), антимонит же содержит до 7.5 мас% мышьяка (табл. 10).

**Алабандин** ( $\text{MnS}$ ) в виде кристаллов размером до 0.15 мм развит в нерудной массе цемента брекчий. Его включения зафиксированы также в реальгаре, самородном мышьяке и арсенопирите. Состав алабандина отвечает стехиометрическому (табл. 10).

**Киноварь** ( $\text{HgS}$ ) – очень редкий минерал руд. Зерна его размером 0.1–0.3 мм встречаются вместе с реальгаром в карбонатных прожилках, рассекающих карбонатные брекчий. В составе минерала примесные компоненты не обнаружены.

**Сульфосоли Mn** представлены клеритом ( $\text{MnSb}_2\text{S}_4$ ), впервые открытым на Воронцовском месторождении (Мурзин и др., 1996) и новой фазой Mn-As-Sb-S. Зерна клерита размером менее 0.4 мм образуют сростания с реальгаром, сульфосолями Hg и Tl или заключены в этих минералах. В составе клерита фиксируется до 4.3 мас% As (табл. 10). В фазе Mn-As-Sb-S содержание As (14.2–17.4 мас%) более высокое, нежели в клерите.

**Самородное золото** – во всех ассоциациях мелкое (не более 0.1 мм) с некоторой тенденцией к укрупнению в поздних ассоциациях (рис. 13). Образует рассеянную вкрапленность в кварце в экзоконтактах карбонатно-кварцевых прожилков, тяготеет к скоплениям арсенопирита, иногда содержится в виде включений в пирите, арсенопирите и самородном мышьяке, иногда локализовано в друзовидных пустотах кварца и карбоната (описание самородного золота см. гл. 5).

**Таблица 13.**  
Состав сосуществующих фаз золото-пирит-реальгаровой ассоциации

№	S	As	Fe	Sb	Hg	Tl	Cu	Zn	In	Mn	Total	Формула
1	19.25	13.49		0.48	39.43	19.72	6.16	0.49			99.09	$Tl_{0,998}(Cu_{0,998}Ag_{0,007})(Hg_{1,999}Zn_{0,008})(As_{1,833}Sb_{0,04})S_{6,09}$
2	19.12	13.16		0.42	38.44	20.87	6.44	0.41			98.92	$Tl_{1,04}(Cu_{1,03}Ag_{0,01})(Hg_{1,95}Zn_{0,06})(As_{1,79}Sb_{0,04})S_{6,08}$
3	19.70	13.81		0.74	38.92	19.78	6.32	0.63			100.01	$Tl_{0,996}(Cu_{0,999}Ag_{0,001})(Hg_{1,93}Zn_{0,1})(As_{1,83}Sb_{0,006})S_{6,11}$
4	19.53	13.26		0.50	39.59	19.71	6.37	0.31			99.42	$Tl_{0,997}(Cu_{1,01}Ag_{0,01})(Hg_{1,99}Zn_{0,05})(As_{1,78}Sb_{0,04})S_{6,14}$
5	19.56	13.97		0.59	38.27	19.50	6.19	0.61			98.78	$Tl_{0,996}(Cu_{0,998}Ag_{0,001})(Hg_{1,92}Zn_{0,09})(As_{1,87}Sb_{0,005})S_{6,12}$
6	28.09		0.22		19.61			48.01	0.11	2.85	99.16	$Zn_{0,883}Hg_{0,11}Mn_{0,067}S_{0,99}$
7	27.96	0.23	0.11		21.41			46.35	0.21	3.44	99.72	$Zn_{0,881}Hg_{0,112}Mn_{0,07}S_{0,99}$
8	28.53				18.27			50.94	0.04		97.78	$Zn_{0,887}Hg_{0,1}Mn_{0,002}S_{0,99}$
9	31.38	0.3	0.12		7.0			60.64	0.06	0.54	100.04	$Zn_{0,95}Hg_{0,04}Mn_{0,01}S$
10	30.92	0.25	0.67		7.67			58.81	0.03	0.71	99.07	$Zn_{0,93}Fe_{0,01}Hg_{0,004}Mn_{0,001}S$
11	24.23	17.43		9.26							95.57	$Pb_{5,03}Ag_{0,56}As_{5,76}Sb_{1,88}S_{18,72}$
12	28.55	17.5	0.49	1.65	3.21		40.7	6.6			99.69	$Cu_{2,68}Zn_{0,42}Hg_{0,07}Fe_{0,004}Ag_{0,03}As_{0,98}Sb_{0,006}S_{3,73}$
13	28.08	17.94	0.47	1.6	3.56		41.65	6.86			101.2	$Cu_{2,72}Hg_{0,07}Fe_{0,003}Zn_{0,44}Ag_{0,04}As_{0,05}Sb_{0,005}S_{3,64}$

Примечание. Таллиевая фаза (рутьерит, 1-5) срассается с Hg-сфалеритом (6-8); сфалерит (9-10) срассается с бернарлоттитом (11); энаргит (12-13) цементируется бернарлоттитом. Присутствуют (мас.%): ан. 6 Сd 0.27; ан. 11 Se 0.09, Cd 0.06, Ag 2.43; Pb 42.08; ан. 12 Ag 0.88; ан. 13 Ag 1.04.

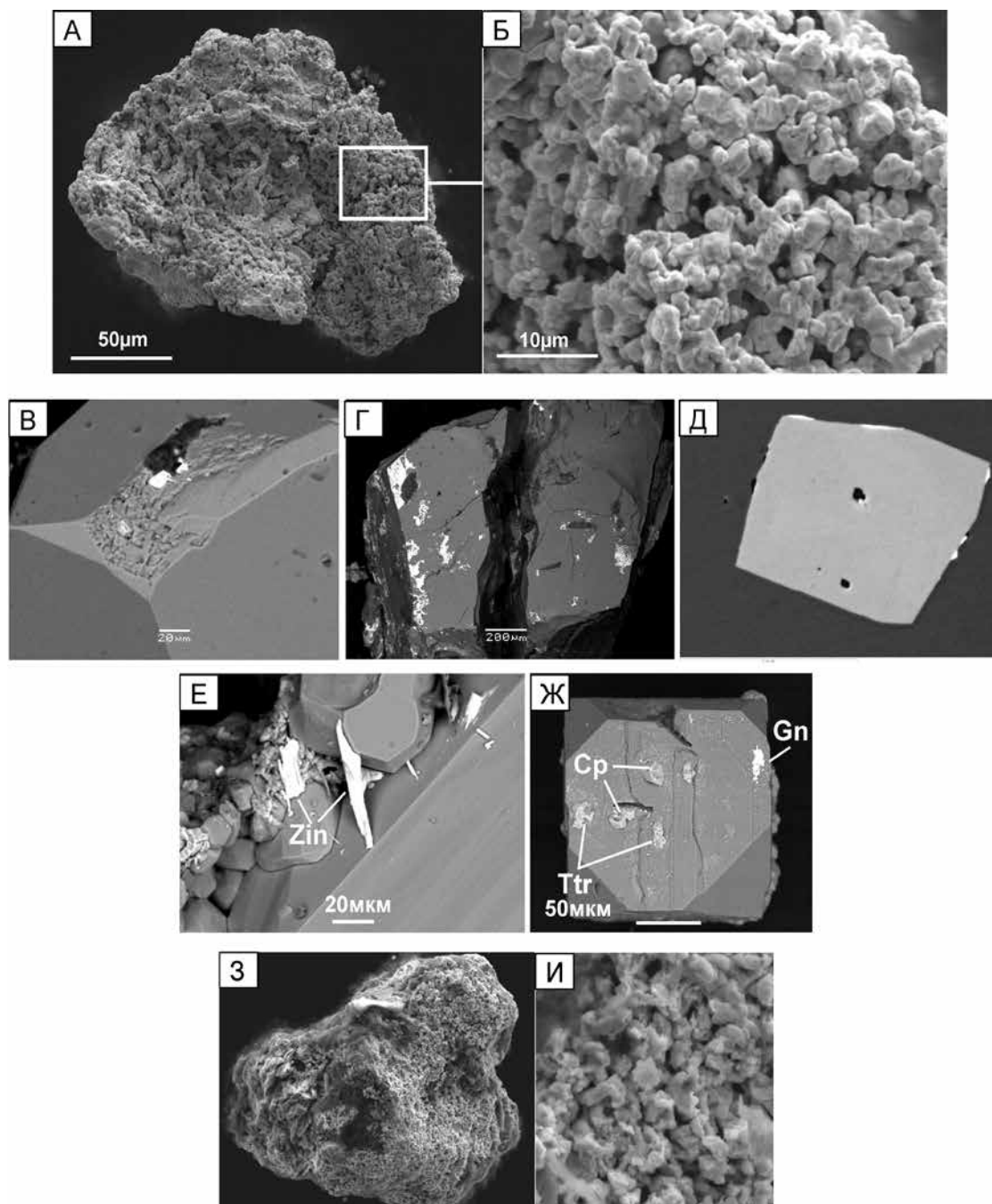


Рис. 12. Новообразования минералов Воронцовского месторождения. А-Б - обрастание уплотненной золотины агрегатом новообразованного золота; В-Г - колорадоит в дефектах и на ребрах кристаллов пирита (обр.Вр11-2, обр.Вр134-16); Д - гессит (яркие точки) на гранях кристалла пирита (обр.Вр131-2); Е - цинкениит (Zin) ( $PbSb_2S_4$ ); Ж - тетраэдрит (Ttr) ( $Ag, Zn$ -содержащий), халькопирит (Cp), галенит (Gn); З-И - обрастание кристалла пирита новообразованным галенитом.

Изредка в рудах встречается очень мелкая вкрапленность самородного серебра (Мурзин и др., 1996). В поздней ассоциации с золотом наряду с серебрясодержащим тетраэдритом качественно установлена ртутьсодержащая блеклая руда: S – 26.03, Fe – 3.71, Cu – 20.59, As – 13.69, Cd – 0.78, Sb – 6.05, Hg – 29.15 мас%.

#### 4.3.2. Минеральные ассоциации руд медноскарновых месторождений и их золотоносность

Несмотря на длительную отработку медных руд в изученном районе, систематическое опробование их на Au и Ag не проводилось ни в какой период времени и ни на одном объекте. Данные о содержаниях золота и серебра в единичных пробах медных руд (технологических, групповых, частных и др.) можно найти в фондовых материалах. На период до 1946 г. они приводятся в сводном отчете Я.П. Баклаева, Н.Е. Гухман, Д.С. Коржинского и др. «Турьинская группа меднорудных месторождений на Урале» в томах 1 (1946) и 2 (1947). В нем также приведены средние анализы руд на 1914 г. по С. Боллу 1914.

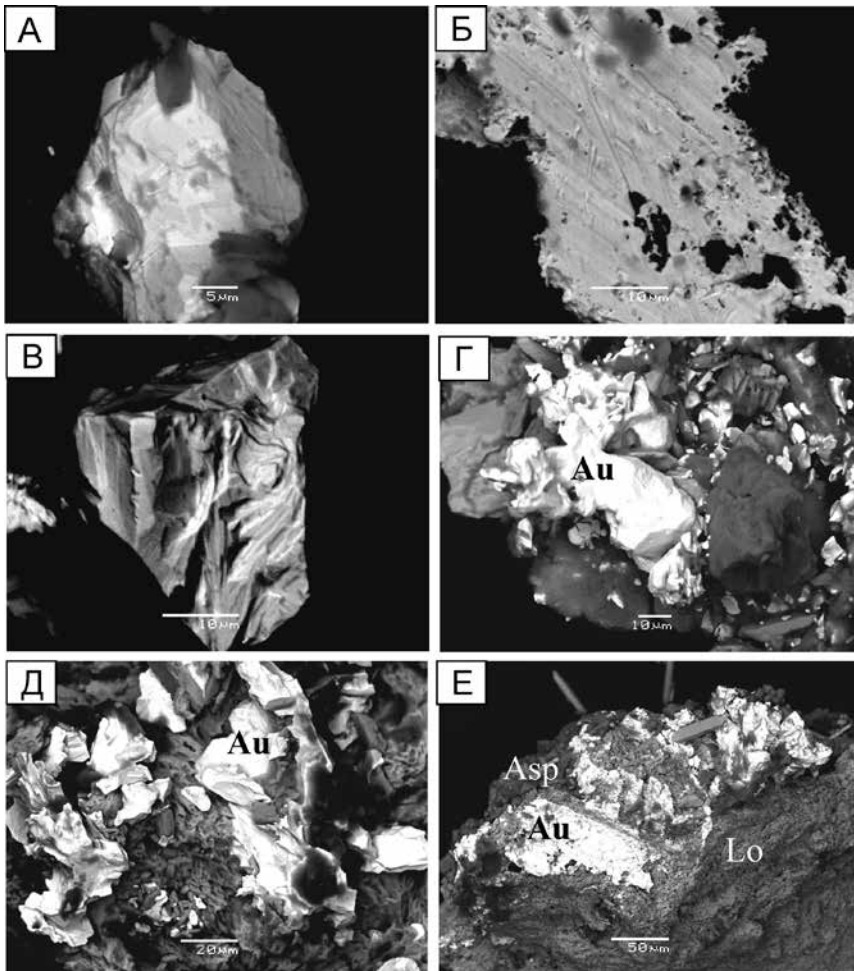


Рис. 13. Морфология самородного золота. А и Б - слабосульфидизированный туфоалевролит, обр.Вр10-2: А - кристалл самородного золота, Б - пленка самородного золота с ажурными краями; В - ксеноморфное "массивное" золото. Скарн, обр.Вр10-9; Г - интерстициальные формы золота с элементами кристаллографической огранки, сульфидизированный аргиллизит с арсенипиритом и самородным мышьяком, обр.Вр1.5/08; Д - интерстициальные формы золота с элементами кристаллографической огранки, аргиллизированная порода с самородным мышьяком, обр.Вр1.3/08; Е - "корочки" самородного золота на агрегате леллингита, обр.Вр1.4/08

Л.Н. Овчинников (1948) приводит содержания Au и Ag в отдельных пробах медных руд Николо-Подгорного, Башмаковского и Никитинского рудников, однако результаты даны в условных единицах; не ясна и представительность проб. Им сделан ряд выводов: (1) содержания благородных металлов в руде находятся в прямой связи с содержаниями меди; (2) концентрации серебра в рудах значительно выше, чем золота, а отношение Ag/Au колеблется от 4:1 до 25:1; (3) в отдельных минералах Ag/Au равно: для пирита 3:1, пирротина 6:1, халькопирита 10:1; золото в этих сульфидах находится в примерно равных концентрациях. В проанализированных нами атомно-абсорбционным методом трех пробах густовкрапленных пирротин-халькопиритовых руд из отвалов Богословского рудника содержания золота составили 2.64, 0.1 и 0.16 г/т, серебра, соответственно, 77.4, 12.3 и 2.7 г/т.

Больше данных о золотоносности на железоскарновых месторождениях. Они присутствуют в фондовых материалах 1975–1990 гг. Б.А. Гладковского, Б.М. Суздалова и др. Объем опробования сульфидно-магнетитовых руд, сульфидизированных скарнов и эпидозитов небольшой (первые десятки проб), однако результаты его дают представление об уровне золотоносности этих образований. Имеющиеся данные по Ауэрбаховскому, Ново-Песчанскому, Южно-Песчанскому, Западно-Песчанскому, Северо-Воронцовскому месторождениям свидетельствуют о том, что золотоносные интервалы обычно содержат до 3 г/т золота, однако в отдельных пробах, особенно при штуфном опробовании, концентрации золота значительно выше (до 11 г/т в Воронцовском, 18 г/т в Южно-Песчанском и 27.6 г/т в Ново-Песчанском месторождениях). Указанными исследователями сделан вывод о том, что золотая минерализация пространственно охватывает поля скарнов, участки эпидотизированных вулканогенных пород, приконтактовые зоны известняков и наиболее интенсивно проявлена вблизи залежей сульфидно-магнетитовых руд и медистых магнетитов.

Обращают на себя внимание значительно меньшие содержания серебра (до 20 г/т) в железоскарновых месторождениях по сравнению с медноскарновыми при примерно одинаковом уровне золотоносности. Отношения Ag/Au составляют в железоскарновых рудах 1–3, в медноскарновых – от 4 до 50 (см. табл. 1). При этом в первом случае золото часто преобладает над серебром. Изучение характера распределения золота в минералах методом минеральных балансов в рудах Ново- и Южно-Песчанского месторождений (Григорьев и др., 1989; 1992), показало, что в магнетитовых рудах, содержащих менее 1% сульфидов и до 1.17 г/т золота, последнее практически полностью рассеяно в магнетите.

Сульфиды становятся главными носителями золота при повышении их содержаний до нескольких об. %. В гранатовых скарнах даже при очень низких содержаниях сульфидов в них заключено до 90–97% золота в пробе.

Важно отметить, что золото и серебро распределены в скарнах и рудах железных и медных месторождений неравномерно. Уровень золотоносности отдельных участков может быть значительным и представлять промышленный интерес. Далее будет показано, что золото при его содержаниях выше 1 г/т представлено преимущественно самородными микрочастицами, хотя до настоящего времени в литературе они почти не описывались.

### **Пирит-халькопиритовые руды**

Среди месторождений пирит-халькопиритовых руд в Турьинско-Ауэрбаховском рудном районе выделяется основная группа, руды которых пространственно приурочены к скарнам, и редкие месторождения вне скарновых зон (Коржинский, 1948). В качестве типового объекта месторождений первого типа нами было выбрано Вадимо-Александровское месторождение, единственное из медных эксплуатирующееся в настоящее время. К объектам вне скарновых зон принадлежат мелкие объекты северной части рудного поля, по одному из которых – Розовскому месторождению – также приведены данные.

По **Вадимо-Александровскому месторождению** изучались образцы из шахты Капитальная (гор. 170 м и скв. 395, 483, 695), представленные густовкрапленными или сплошны-



ми пирит-халькопиритовыми рудами в измененных скарнах. Иногда вместо пирита в них присутствует пирротин. Сульфидная минерализация по отношению к минералам скарнов отчетливо более поздняя и синхронизируется с замещающими их эпидотом, актинолитом, хлоритом, кальцитом, кварцем, серицитом.

Макроскопически можно выделить три типа руд:

– зональные скарны с зонами: гранат – пироксен (хлорит) – магнетит – халькопирит + пирит, (граф. прил. XXIX, В); мощность каждой из зон может достигать 10–15см. Вмещающие карбонатные породы мраморизованы, зерна минералов имеют резкие границы, которые нередко подчеркиваются зонками углеродистого материала. Гранат в контакте с сульфидными зонами имеет более темную окраску.

– скарнированные слоистые терригенные породы, где по карбонатным прослоям развиты гранат, иногда магнетит (он цементирует гранат) и более поздняя сульфидная интерстициальная вкрапленность, представленная главным образом халькопиритом, иногда пиритом и арсенопиритом (граф. прил. XXIX, Д, Е);

– массивные средне-крупнозернистые сульфидные образования, представленные графическими (эвтектоидными) закономерными прорастаниями уплощенных выделений пирротина и граната (андрадитового состава, 1.5–2см), вокруг которого в ряде случаев имеется

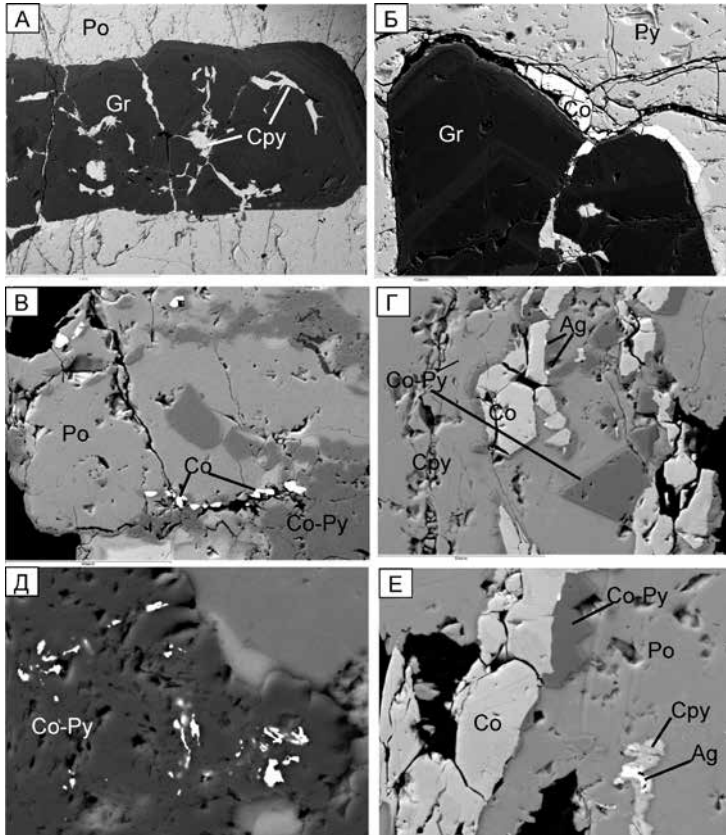


Рис. 14. Взаимоотношение Fe-Co-Cu-содержащих фаз в рудах Вадимо-Александровского месторождения. А - микропрожилки халькопирита в кристалле граната, сцементированного пирротинном, обр.ВА 2-1; Б - пирит цементирует гранат, и по их границе, проникая в гранат, отлагается кобальтин (яркий), обр.ВА 2-1; В - обособления (в виде цепочек) Со-пирита и кобальтина в пирротине, обр.ВА 2-1; Г - Со-пирит по контакту кобальтина и халькопирита; самородное серебро на контакте кобальтина и Со-пирита, обр.ВА 1-3; Д - выделения электрума в Со-пирите, обр.ВА 3-1; Е - самородное серебро в халькопирите выделяется при замещении халькопирита сульфидом меди, обр.ВА 1-3

кайма кальцита (граф. прил. XXIX, А, Б, Г). В случае преобладания в этих образованиях пирита и халькопирита железистость сосуществующего граната понижается. Иногда сульфидные агрегаты имеют облик зональных «почек».

На основании микроскопического изучения руд можно выделить следующие ассоциации: – (пироксен) – **магнетит-гранатовая** с сульфидами – халькопиритом, пиритом, пирротином, арсенопиритом, сфалеритом; – **кобальтин-пирротин-пирит-халькопиритовая**; – **галенит-сфалерит-пирит-теннантитовая** с борнитом и самородным золотом. Причем, эти ассоциации часто пространственно совмещены и могут быть развиты в одних и тех же образцах.

**Магнетит-гранатовая** ассоциация установлена как в виде самостоятельных массивных образованиях зонального строения (зона граната – сульфиды – магнетит+сульфиды), так и в виде линз и вкрапленности в слоистых скарнированных породах. Гранат образует агрегаты идиоморфных кристаллов, как правило, зонального строения, причем в слоистых породах гранат более светлый и низкожелезистый (ближе к гроссуляру), чем в скарнах зонального строения в ассоциации с пирротином. Кристаллы граната пересекаются микропрожилками халькопирита (рис. 14). Магнетит также может цементироваться халькопиритом и пиритом, в пирите иногда встречается чередование зон магнетита и пирита (граф. прил. XXX). В этой ассоциации установлен арсенопирит, вероятно, несколько более поздний по времени отложения, чем магнетит – как в виде идиоморфных кристаллов (около 1–2мм), так и арсенопирит-пиритового агрегата, который катаклазирован и цементируется халькопиритом. Арсенопирит имеет сернистый состав. В агрегате массивного халькопирита этой ассоциации установлены “звездчатые” включения сфалерита (граф. прил. XXX).

**Кобальтин-пирротин-пирит-халькопиритовая** ассоциация распространена в массивных сульфидных образованиях графического облика (граф. прил. XXIX, А, Б). Пирит этой ассоциации практически весь Со-содержащий (табл. 14), может цементировать гранат, и тогда по контакту граната и пирита отлагается кобальтин (рис. 14, Б). Зерна Со-содержащего пирита распределены цепочками в пирротине – наряду с кобальтином (рис. 14, В), а также локализируются по контакту халькопирита и кобальтина там, где кобальтин цементируется халькопиритом. Если вокруг граната имеется зона кальцита, и затем отлагается пирротин, то по контакту пирротина с кальцитом могут возникать каймы в виде моусонита или халькопирита с включениями кобальтина. Пирротин, по рентгеновским данным, моноклинный с мольной долей  $FeS = 0.934$ ; судя по пластинчатой структуре его агрегатов, содержит некоторое количество гексагональной фазы. По данным РСМА, пирротин имеет сернистый состав (табл. 14), за исключением одного анализа.

Иногда в пирротине наблюдаются дефекты, заполненные углеродистым веществом, в которое погружены «обломки» сфалерита, моусонита, халькопирита и барита, а во включениях и каймах халькопирита при его замещении ковеллином выделяется самородное серебро (рис. 11, Е). Установлены ксеноморфные включения электрума (около 10мкм) в Со-пирите (рис. 11, Д). Состав сульфидов и сульфоарсенидов системы Fe – Co – Ni представлен в. В некоторых образцах в этой ассоциации наблюдаются фазы промежуточного состава многокомпонентной системы  $FeS_2 - CoS_2 - CuS_2 + As$  (постепенные переходы на границе пирита и халькопирита), структуры распада халькопирита в пирите и образование обособлений зигенита (граф. прил. XXXI). По соотношению Со в сосуществующих фазах системы  $FeS_2 - CoS_2 - CuS_2$  (Безмен, 1978) рассчитана температура их образования, которая составила 230°C. Наличие овальных пор (черного цвета на рис.3-А) в сульфидном агрегате может свидетельствовать о выносе части серы. На гранях кристаллов кобальтина, заключенного в Со-пирит, присутствуют очень мелкие, первые микроны, обособления гессита и колорадоита. В образце ВА1-4 встречен селенистый галенит (до 5 мас% Se) в ассоциации с Со-пиритом и зигенитом.

**Галенит-сфалерит-пирит-теннантитовая** ассоциация (с борнитом и самородным золотом) проявлена главным образом в массивных сульфидных рудах. Для этой ассоциации

**Таблица 14.**  
Состав пирротина и пирита меднокарбонатных месторождений

№п/п	S	Fe	Co	Ni	Cu	S	Fe	Co	Ni	Cu	S	Fe	Co	Ni	Cu	S/Fe	FeS <sub>2</sub>	CoS <sub>2</sub>	CuS <sub>2</sub>	NiS <sub>2</sub>
1	39.86	60.13				99.99	53.58	46.42			1.15									
2	38.83	60.17				98.99	52.92	47.08			1.12									
3	38.73	59.56				98.29	53.11	46.89			1.13									
4	39.59	61.11				100.7	53.02	46.98			1.13									
5	41.31	62.56				103.88	53.49	46.51			1.15									
6	40.4	60.54				100.93	53.75	46.25			1.16									
7	17.38	70.05				87.43	46.41	53.59			0.87									
8	50.78	39.78	4.56		5.77	100.88	64.27	28.9	3.14	3.68		80.9	8.8	10.3						
9	53.69	42.92	4.52			101.13	66.46	30.5	3.04			90.9	9.1	0.0						
10	54.69	44.56	2.8			102.05	66.86	31.28	1.86			94.4	5.6	0.0						
11	53.31	42.69	3.99			99.98	66.65	30.64	2.71			91.9	8.1	0.0						
12	46.38	40.5		0.63	9.09	96.6	62.2	31.18		0.46		83.5	0.0	16.5						
13	45.34	40.79		0.56	6.66	93.35	62.6	32.33		0.43		87.4	0.0	12.6						
14	51.79	38.55	6.9		3.68	100.43	64.89	28.01	4.75	2.35		79.8	13.5	6.7						
15	42.76	34.59	3.42		21.91	102.68	56.61	26.29	2.47	14.64		60.6	5.7	33.7						
16	46.21	36.2	6.01		9.62	98.04	61.51	27.67	4.35	6.47		71.9	11.3	16.8						
17	49.65	34.66	11.14			95.45	65.67	26.32	8.01			76.7	23.3	0.0						
18	52.9	43.25	2.02	1.58	1	100.75	65.96	30.96	1.37	0.63		93.9	4.2	1.9						
19	53.26	37.37	9.34		0.68	100.65	66.46	26.77	6.34	0.43		79.8	18.9	1.3						
20	47.92	39.07	7.47			94.46	64.39	30.14	5.47			84.6	15.4	0.0						
21	51.67	42.91	1.7	0.96	1.32	98.56	65.89	31.41	1.18	0.85		93.9	3.5	2.5						
22	49.93	42.53			2.54	95	65.32	31.94		1.68		95.0	0.0	5.0						
23	53.54	40.69	7.17			101.4	66.26	28.91	4.83			85.7	14.3	0.0						
24	51.85	36.91	10.33		0.82	99.92	65.57	26.8	7.11	0.52		77.8	20.7	1.5						
25	51.99	33.82	12.03			97.84	66.7	24.91	8.39			74.8	25.2	0.0						
26	52.69	33.83	12.54			99.07	66.75	24.61	8.64			74.0	26.0	0.0						
27	53.7	41.16	6.88			101.74	66.23	29.15	4.62			86.3	13.7	0.0						
28	57.72	43.86	6.78			108.36	66.66	29.08	4.26			87.2	12.8	0.0						
29	51.69	36.2	10.58			98.46	66.07	26.57	7.36			78.3	21.7	0.0						
30	52.68	40.23	6.43			99.33	66.45	29.14	4.41			86.9	13.1	0.0						
31	52.41	44.26	1.88			98.55	66.47	32.23	1.3			96.1	3.9	0.0						
32	41.2	0.6	38.8	2.1	17.6	100.3	57	0.4	29.1	1.6		1.0	67.8	27.6	3.7					
33	41.3	0.6	38	2.2	17.5	99.6	57.3	0.4	28.7	1.7		1.0	67.2	27.8	4.0					
34	41.8	0.6	38.9	2.2	17.6	101.1	57.1	0.4	29.0	1.6		1.0	67.7	27.7	3.7					
35	41.8	0.5	38.1	2	17.5	99.9	57.3	0.4	29.1	1.4		1.0	68.2	27.4	3.3					
36	42.1	0.5	38.7	2.1	17	100.4	57.3	0.4	29.4	1.6		1.0	68.9	26.4	3.7					

Примечание: анализы выполнены на JSM-5610LV с ЭДС IED-2300, аналитик Н.В. Губкин;

\* карролит CaCo<sub>2-4</sub> (Мурзин, 1989)

характерны каркасно-пластинчатые, концентрически-зональные, радиально-лучистые, дендритоподобные пирит-теннантитовые агрегаты (граф. прил. XXXI). В некоторых кристаллах пирита теннантит развивается по зонам роста. По контакту агрегата теннантита и сфалерита часто наблюдается кайма халькопирита (граф. прил. XXXI). В пирите кроме дендритов теннантита встречаются структуры “распадного” типа с многочисленными округлыми включениями сфалерита (рис. 15). Состав этого сфалерита (ат%): Zn 47.69, Fe 2.09, Cu 0.7, S 49.51. Цементируются и корродируются пирит-теннантитовые агрегаты борнитом (граф. прил. XXXII). В сростании с борнитом и галенитом установлено самородное золото пробностью 850. В этой ассоциации встречены галенит-борнитовые и галенит-халькозиновые симплектиты (табл. 16, рис. 15). Галенит в виде графических включений наблюдается либо в халькозине, либо в борните. Иногда халькозин содержит примесь серебра. Эти сростания цементируются баритом. Поздний пирит этой ассоциации, обрастающий теннантит-пиритовые структуры и овальные обособления борнита, часто содержит первые проценты As и имеет тонкозональное строение (граф. прил. XXX).

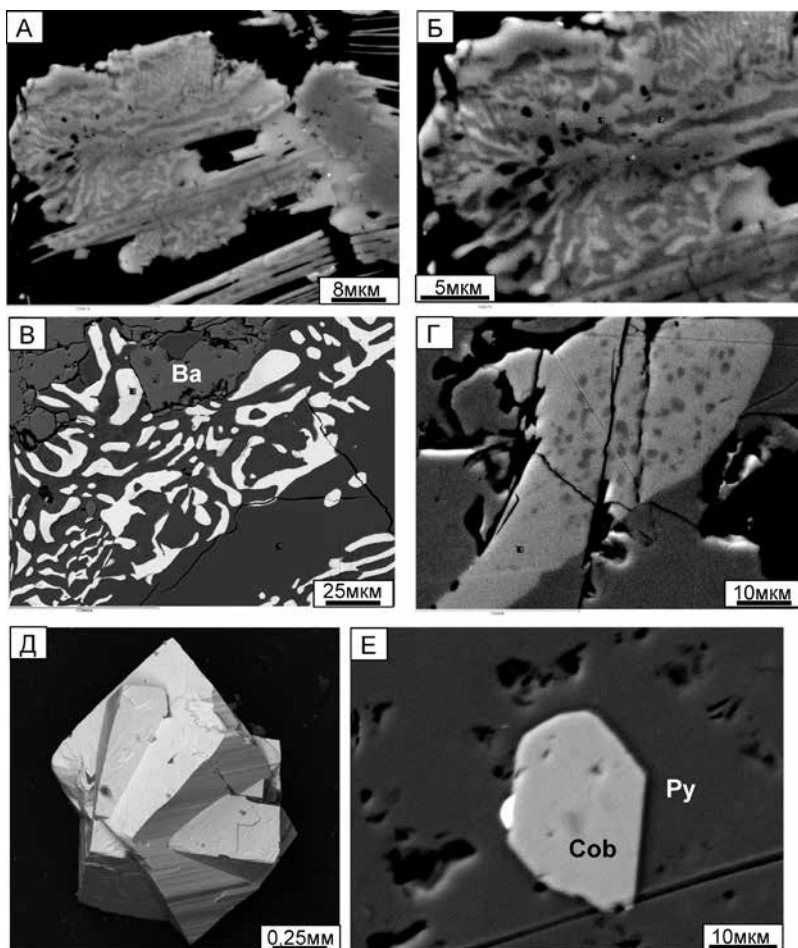


Рис. 15. Структуры распада и редкие минералы руд Вадимо-Александровского месторождения. А-Б - структура распада фаз системы  $FeS_2-CoS_2-CuS_2+As$  (общий вид и фрагмент), обр.ВА-1-3, удлиненные кристаллы - зигенит; В - борнитовые симплектиты, (Ва - барит), обр.ВА-3 и ВА-1; Г - включения (“эмульсия”) сфалерита в пирите, обр. ВА-1-4, (состав сфалерита: S-49.51; Fe-2.09; Cu-0.7; Zn-47.69, ат.%); Д - кристаллы арсенопирита, ВА10-7/308.4 (состав арсенопирита: S-24.03; Fe-29.27; As-46.86, мас.%); Е - пирит с включением кристалла кобальтина, на контакте которых сростание колорадоит+гессит (яркое), ВА-2-1

Сфалерит Вадимо-Александровского месторождения, аналогично Воронцовскому, образует три группы составов: безжелезистые ( $Fe < 1 \text{ мас}\%$ ), маложелезистые ( $Fe 1-2 \text{ мас}\%$ ) и железистые ( $Fe 4-8 \text{ мас}\%$ ).

По данным лазерной абляции халькопирит во всех ассоциациях содержит повышенные концентрации Ag (400–600 ppm) (граф. прил. XXXIII). В “звездочках” сфалерита отмечаются заметные содержания Sn и Cd (граф. прил. XXXII). Кроме них в сфалерите из более поздних ассоциаций так же содержатся Ge, Hg (и Pd?). Интервал содержаний примеси Cd составляет 20–125 ppm. В ассоциации с кобальтовыми минералами примесь Co в пирите составляет 1.5 мас%, а Ni – до 1.2 мас%, здесь же могут присутствовать As (до 12 мас%) и примесь Se – 94 ppm. Содержания Mn могут достигать 2.2 мас%. В халькопирите кобальтовой ассоциации иногда содержится примесь Pb+Bi и Ag (граф. прил. XXXII). В некоторых образцах встречается примесь Tl до 37 ppm и Sb до 140 ppm.

На **Розовском месторождении** в первую стадию произошло отложение пирита. Его агрегаты раздроблены, а трещины выполнены сфалерит-халькопиритовой минеральной ассоциацией второй стадии. Халькопирит в этой ассоциации существенно преобладает над сфалеритом; здесь встречены редкие кобальтовые минералы: кобальтин  $CoAsS$  и карролит  $CuCo_2S_4$ , содержащий до 2.2% Ni и кобальтсодержащий (2.4–4.0 мас% Co) пирит (табл. 14). Во вторую стадию образовалась также теллуридно-сфалерит-халькопиритовая ассоциация; она обнаружена в образцах руд с преобладанием хлорит-кварц-кальцитовой ассоциации. В ней присутствуют редкие минералы: берриит  $Pb_3(Ag,Cu)_3Bi_7S_{16}$ , эмплектит  $CuBiS_2$ , тетрадимит  $Bi_2Te_2S$ , гессит  $Ag_2Te$ , виттихенит  $Cu_3BiS_5$ . В третью стадию в микротрещинах выполнены отложилась кварц или кальцит с редкими чешуйками гематита.

### **Халькопирит-пирротиновые руды**

В сплошных халькопирит-пирротиновых рудах количество главных минералов варьируется. Иногда они практически мономинеральные – халькопиритовые или пирротиновые. В них присутствуют мелкие гнезда кальцита, кварца, которые содержат включения актинолита, иногда хлорита, серицита. В небольшом количестве в них обнаружены силикаты и карбонат бария, заключенные, как правило, в пирротине. Вкрапленные руды имеют тот же минеральный состав, однако количество кальцита и кварца в них резко увеличивается.

Состав халькопирит-пирротиновых руд различается в разных месторождениях. В Богословском месторождении они сложены халькопиритом и пирротином. В Башмаковском месторождении местами пирротин отсутствует. В халькопирите присутствуют включения мелких кристаллов магнетита. Халькопирит и пирротин – наиболее ранние рудные минералы. Они сформировались в первую стадию. С ними ассоциируют редко встречающиеся кобальтин, кобальтпирит (содержащий 9.9–10.1 мас% Co) и самородное золото, пробность которого 910–920). Кобальтовые минералы образуют вставки в халькопирите или пирротине, а также цепочки зерен, приуроченных к краевым частям выделений последних.

В образцах сплошных и вкрапленных халькопирит-пирротиновых руд, где проявлена серицитизация, обнаружена висмут-серебро-теллуридная ассоциация. Она сложена гесситом, свинец-содержащим (3.4–6.8% Pb) теллуровисмутитом  $Bi_2Te_3$ , пильзенитом  $Bi_4Te_3$ , самородными висмутом и золотом низкой пробы (514–704). Зерна этих минералов размерами до 0.25 мм образуют тесные сростания друг с другом. Агрегаты, сложенные этими минералами, заключены в пирротине, халькопирите и среди нерудных минералов. Характерны их нарастания на корродированную поверхность кристаллов кобальтина.

Во вторую стадию в Богословском и Башмаковском месторождениях сформированы сульфидные руды брекчиевидной текстуры, сложенные раздробленными обломками известняка и сцементированные кварц-хлорит-карбонатным (кальцит и доломит-анкерит) цементом с рассеянной в нем сульфидной минерализацией. В составе последней преобладает сфалерит, в небольших количествах присутствуют халькопирит, галенит и арсенипирит.

**Таблица 15.**  
Состав минералов системы FeAsS-CoAsS-NiAsS

№п/п	S	Fe	Co	Ni	As	Сумма	S	Fe	Co	Ni	As	Fe(AsS)	Co(AsS)	Ni(AsS)
1	40.68	3.81	22.1	31.44		98.03	56.45	3.04	16.68	23.83		7.0	38.3	54.7
2	42.17	3.64	23.96	30.29		100.06	57.11	2.83	17.65	22.41		6.6	41.2	52.2
3	41.78	3.1	23.77	31.16		99.81	56.83	2.42	17.59	23.15		5.6	40.8	53.6
4	41.79	3.26	23.19	29.91		98.15	57.55	2.58	17.37	22.49		6.1	40.9	53.0
5	42.2	3.79	23.38	31.61		100.99	56.75	2.93	17.11	23.22		6.8	39.6	53.7
6	41.61	3.27	23.57	29.75		98.19	57.35	2.59	17.67	22.39		6.1	41.4	52.5
7	42.55	3.69	23.71	30.72		100.66	57.23	2.85	17.35	22.57		6.7	40.6	52.8
8	42.23	2.84	24.3	30.18		99.56	57.41	2.22	17.97	22.41		5.2	42.2	52.6
9	23.72	3.39	32.57	1.99	37.9	99.58	39.08	3.21	29.2	1.79	26.72	9.4	85.4	5.2
10	22.9	0.89	34.7	3.47	39.18	101.14	37.57	0.83	30.98	3.11	27.51	2.4	88.7	8.9
11	21.63	7.87	26.29	3.95	43.38	103.12	35.36	7.39	23.38	3.53	30.35	21.5	68.2	10.3
12	19.86	6.13	28.22	3.13	43.08	100.43	33.73	5.98	26.08	2.91	31.31	17.1	74.6	8.3
13	21.15	3.98	31.69	2.28	46.69	105.8	34.16	3.7	27.85	2.01	32.28	11.0	83.0	6.0
14	20.07	6.22	28.07	3.92	40.85	99.13	34.29	6.1	26.09	3.66	29.87	17.0	72.8	10.2
15	20.66	3.35	33.18	2.34	43.79	103.32	34.07	3.17	29.76	2.11	30.89	9.0	84.9	6.0
16	22.11	3.26	32.95	1.46	42.09	101.87	36.42	3.09	29.52	1.31	29.66	9.1	87.0	3.9
17	20.71	6.87	29.19	2.91	36.64	96.33	35.83	6.82	27.47	2.75	27.13	18.4	74.2	7.4
18	20.79	6.56	27.85	3.62	40	98.83	35.36	6.4	25.77	3.37	29.11	18.0	72.5	9.5
19	20.88	6.62	27.58	2.98	38.63	96.69	36.1	6.57	25.94	2.81	28.58	18.6	73.4	8.0
20	21.99	7.46	29.54	2.85	40.02	101.86	36.04	7.02	26.34	2.55	28.06	19.5	73.4	7.1
21	42.49	4.21	24.55	29.26		100.51	57.23	3.25	17.99	21.52		7.6	42.1	50.3
22	41.67	4.61	23.62	29.25		99.15	56.38	3.58	17.39	21.62		8.4	40.8	50.8
23	42.29	3.53	24	30.03		99.86	57.32	2.75	17.7	22.23		6.4	41.5	52.1
24	43.45	4.13	24.19	30.12		101.89	57.6	3.15	17.45	21.8		7.4	41.2	51.4
25	42.26	4.09	23.69	27.98		98.02	58.07	3.23	17.71	20.99		7.7	42.2	50.1
26	43.71	6.85	21.72	26.9		99.18	58.95	5.3	15.93	19.81		12.9	38.8	48.3
27	21.38	1.7	31.87	4.53	39.5	98.98	36.2	1.65	29.35	4.19	28.62	4.7	83.4	11.9
28	24.52	5.54	31.26	3.13	37.17	101.61	39.34	5.1	27.29	2.75	25.52	14.5	77.7	7.8
29	40.37	4.95	18.85	32.48		96.65	56.7	3.99	14.4	24.91		9.2	33.3	57.5
30	47.4	3.12	28.81	25.53		104.86	60.15	2.27	19.89	17.69		5.7	49.9	44.4
31	42.83	3.56	28.54	25.42		100.35	57.42	2.74	20.82	18.61		6.5	49.4	44.1
32	41.86	5.12	19.01	32.52		98.51	57	4.01	14.08	24.18		9.5	33.3	57.2
33	42.45	5.1	18.77	31.77		98.09	57.78	3.99	13.9	23.62		9.6	33.5	56.9
34	23.74	3.84	30.47	5.04	38.95	102.03	38.33	3.56	26.76	4.44	26.91	10.2	77.0	17.8
35	24.54	4.88	29.47	3.68	35.94	98.51	40.38	4.61	26.39	3.3	25.31	13.4	76.9	9.6
36	27.15	5.9	32.93	1.81	35.48	103.27	42.01	5.24	27.72	1.53	23.5	15.2	80.4	4.4
37	24.03	29.27			46.86	100.16	39.47	27.6						32.94

ВА-7/402-13  
арсенипирит

Таблица 16.

Состав галенит-борнитовых и галенит-халькозиновых симплектитов (ат.%)

Обр.	минерал	S	Fe	Cu	Pb	Ag	Кристаллохимическая формула
ВА-3	галенит	49.6		4.8	45.6		$Pb_{0.91}Cu_{0.1}S_{0.99}$
		49.8		4.8	45.4		$Pb_{0.91}Cu_{0.1}S_{1.0}$
	халькозин	37.0	4.1	58.9			$Cu_{1.77}Fe_{0.12}S_{1.11}$
		36.7	3.7	59.6			$Cu_{1.79}Fe_{0.11}S_{1.1}$
		39.0		59.6		1.4	$Cu_{1.79}Ag_{0.04}S_{1.17}$
ВА-1	галенит	49.7		4.8	45.5		$Pb_{0.91}Cu_{0.1}S_{0.99}$
		49.8		4.8	45.5		$Pb_{0.91}Cu_{0.1}S_{1.0}$
		49.8		4.5	45.7		$Pb_{0.91}Cu_{0.09}S_{1.0}$
	борнит	41.2	8.1	50.7			$Cu_{5.07}Fe_{0.81}S_{4.12}$
		41.4	8.0	50.6			$Cu_{5.06}Fe_{0.80}S_{4.14}$

*Борнит-халькопиритовые руды.* Вкрапленные борнит-халькопиритовые руды развиты в зонах скарнирования диоритов – мелких апофиз Ауэрбаховского массива. Они сложены переменными количествами борнита и халькопирита (последний преобладает), прожилково-гнездообразные выделения которых размерами 1-10 мм приурочены к участкам эпидот-кальцитового, эпидот-актинолит-кальцитового, кварц-серицит-кальцитового состава. В виде вкрапленности в борните и халькопирите обнаружены: магнетит, сфалерит, галенит, молибденит, теллуриды: алтаит (PbTe), теллуrowисмутит, колорадоит (HgTe), калаверит (AuTe<sub>2</sub>), гессит (Ag<sub>2</sub>Te) и самородное золото с размерами частиц менее 50 мкм и пробностью 831-975. Признаки дробления, обрастания или замещения одних рудных минералов другими не наблюдались.

#### 4.3.3. Минеральные ассоциации руд железо-скарновых месторождений

*Магнетит-сульфидные руды.* Магнетитовые руды обычно имеют мономинеральный состав и сложены агрегатом мелких изометричных зерен магнетита. Они развиваются по гранатовым скарнам, замещая андрадит и отчасти пироксен (Овчинников, 1948). Бессульфидные магнетитовые руды слабо золотоносны. Повышенные содержания золота характерны для сульфидных минеральных ассоциаций, сопряженных с продуктами «гистерогенного» разложения скарнов. В скарново-магнетитовых рудных телах сульфиды отлагались в течение трех стадий (табл. 5). В первую сульфидную стадию сформированы пиритовая и кубанит-пирит-магнетитовая минеральные ассоциации.

Пиритовая минеральная ассоциация представлена кристаллами пирита или их агрегатами, вкрапленными в измененном скарне или выполняющими вместе с нерудными минералами интерстициальные пространства в магнетитовых рудах. Содержание пирита в рудах самое разнообразное – от 1 до 50–60%. Выделения пирита размерами до 1 см, а также более раннего скарнового магнетита практически всегда раздроблены и замещены вдоль трещин сульфидами более поздней полиметаллической минеральной ассоциации или нерудными минералами (кальцитом, кварцем, хлоритом и др.). Золотоносность пиритовой минеральной ассоциации связана с включениями в пирите очень мелких (менее 50 мкм) частиц самородного золота высокой пробы – 919–993.

Кубанит-пирит-магнетитовая минеральная ассоциация обнаружена в Северо-Воронцовском месторождении. Пирит и магнетит образуют рассеяную вкрапленность в гранатовом скарне. Магнетит – более ранний минерал. Пирит, содержащий 1.3-2.5 мас% Со, образует кристаллы размером до 5–7 мм. Они сильно раздроблены и замещаются по трещинкам поздними сульфидами. Кубанит (CuFe<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) образует каплевидные или интерстициальные включения в агрегатах пирита, особенно часто в краевых частях его кристаллов. Размер отдельных индивидов кубанита не превышает 0.1 мм.

Минералы второй полиметаллической стадии представлены (в порядке уменьшения количеств) халькопиритом, сфалеритом, галенитом, образующими вкрапленность среди нерудных минералов, прежде всего кварце и кальците, или выполняющими трещины в более ранних сульфидах. Местами с ними сокристаллизуются небольшие количества пирита, магнетита, гематита (магнетит-пирит-полиметаллическая минеральная ассоциация) или пирротина (пирротин-полиметаллическая ассоциация). Эти минералы присутствуют в виде мелких (менее 0,1 мм) кристалликов, заключенных в халькопирите. К числу очень редких минералов относятся: самородное золото, кобальтин и гессит.

Самородное золото полиметаллических ассоциаций значительно крупнее, чем пиритовой. Размеры его частиц обычно 20–50 мкм, однако встречаются и более крупные (до 250 мкм). Оно приурочено к трещинкам или к поверхности кристаллов раннего пирита. Формы их прожилковидные или неправильные. Реже золотины находятся в халькопирите или нерудных минералах, имеют изометрично-комковидные формы или представлены кристаллами. Пробность золота составляет 540–850. Она повышается от полиметаллической (542–606), к пирротин-полиметаллической (614–709) и далее к магнетит-пирит-полиметаллической (711–850) ассоциации.

В составе второй стадии выделена редко встречаемая сульфидно-никелевая минеральная ассоциация. Она обнаружена лишь в нескольких образцах сульфидизированного гранатового скарна Ауэрбаховского месторождения. Отложение никелевых сульфидов с размерами выделений до 1 мм – миллерита ( $\text{NiS}$ ), и кобальтового полидимита ( $\text{Ni}_3\text{S}_4$ ), содержащего до 16,0 мас% Co, происходило совместно с халькопиритом вслед за пиритом первой стадии. Пирит раздроблен и сцементирован халькопиритом. В ассоциации также присутствует низкокобальтистый полидимит (0,36 мас% Co), который развивается по миллериту в виде агрегатов игольчатых кристаллов.

К образованиям третьей стадии отнесены широко развитые в скарново-железорудных месторождениях кварцевые прожилки и жилы с вкрапленностью сульфидов. Их мощность изменяется от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров. Они отчетливо рассекают сульфидизированные скарны и магнетитовые рудные тела. Околожилные метасоматиты представлены, кроме кварца, серицитом, хлоритом, карбонатом (кальцит, доломит-анкерит), что дает основание относить их к березит-лиственитовой формации.

Рассеянная сульфидная минерализация жил и прожилков отнесена к пирит-халькопиритовой минеральной ассоциации. Она представлена крупными кристаллами пирита (до 1 см) или агрегатами более мелких и халькопиритом. Местами пирит раздроблен, а трещины залечены халькопиритом. Из других минералов в составе пирит-халькопиритовой минеральной ассоциации присутствуют редкие включения галенита в пирите и блеклой руды, представленной выделениями размерами до 0,2 мм в нерудной массе или вростками в халькопирите. Последняя представлена серебросодержащим Zn-теннантит-тетраэдритом. Химический состав одного из зерен (мас%): Cu 34.14; Ag 7.09; Fe 2.16; Zn 5.16; Cd 0.40; Hg 0.06; Sb 18.17; As 7.28; S 24.88; сумма 99.34. В Северо-Воронцовском месторождении обнаружены кварц-карбонатные прожилки с арсенопирит-полиметаллической минеральной ассоциацией, включающей арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит и магнетит.

Таким образом, по составу рудных и нерудных минеральных ассоциаций, постоянному присутствию в них магнетита, гематита, минералов кобальта и теллура золотоносная минерализации собственно медных и железоскарновых месторождений представляется идентичной. В последних, однако, во всех ассоциациях присутствует галенит, а в медных – теллуриды висмута, хотя и в небольших количествах. Формирование сульфидной минерализации в изученных месторождениях происходило в одну, две или три стадии, на что указывает присутствие внутрирудных периодов деформаций, проявленных в дроблении ранних минералов и заполнении трещин более поздними.



#### 4.3.4. Типохимизм некоторых минералов переменного состава

Из минералов переменного состава, распространенных в различных минеральных ассоциациях изученных руд, мы детальнее остановимся на трех: кобальтине, сфалерите и самородном золоте; они имеют индикаторное значение для оценки условий рудоотложения.

##### Кобальтин

Кобальтин, CoAsS – довольно часто встречающийся минерал изученных руд, хотя количество и размеры выделений его, как правило, малы. Согласно имеющимся в настоящее время представлениям, кобальтин образует непрерывный ряд твердых растворов с герсдорфитом NiAsS и может содержать значительные количества Fe и Sb в качестве изоморфной примеси. Отмечаются отклонения содержаний в нем мышьяка и серы от стехиометрических соотношений от  $\text{CoAs}_{1.05}\text{S}_{0.95}$  до  $\text{CoAs}_{0.9}\text{S}_{1.1}$  ( $S/As=0.9-1.22$ ) (Чвилева и др., 1988).

Химический состав изученных нами кобальтинов приведен в граф. прил. XXXV. Примесь сурьмы для них не характерна, в то время как концентрации Fe и Ni достигают, соответственно, 6.43 и 4.82 мас% вплоть до герсдорфита в осадочных породах Воронцовского месторождения. Экспериментальные исследования устойчивости фаз в системе CoAsS-FeAsS-NiAsS показали, что растворимость Fe и Ni в кобальтине увеличивается с повышением температуры (Klemm, 1965). Но эти экспериментальные исследования были выполнены в сухих системах. На фазовой диаграмме в «сухой» системе (рис. ) значительная часть наших анализов кобальтинов размещается в высокотемпературном поле, достигающем 520°C, что более или менее условно согласуется с наблюдаемыми ассоциациями рудных минералов с относительно высокотемпературными эпидотом и актинолитом (Гриценко, 2004).

В поле герсдорфита попадают составы Co-Ni фаз из вулканогенно-осадочных пород Воронцовского месторождения. В более низкотемпературном поле названной диаграммы (300–400 °C) располагаются анализы кобальтина из халькопиритовой, магнетит-халькопиритовой и пирротин-халькопиритовой (пирротин моноклинный + гексагональный) минеральных ассоциаций Башмаковского и Вадимо-Александровского месторождений. И наконец, в низкотемпературное поле (менее 300 °C) попадают анализы кобальтинов из халькопирит-пирротиновой минеральной ассоциации тех образцов Богословского месторождения, где она совмещена с золото-серебро-теллуридной ассоциацией и хлорит-серицитовыми метасоматитами. Это обстоятельство дает основание полагать, что состав кобальтина, предшествующего по времени отложения халькопириту и теллуридам и корродируемого ими, перуравновесился при относительно низкотемпературных условиях кристаллизации последних.

Для изученных кобальтинов характерна нестехиометрия серы и мышьяка. Отношение  $S/As$  варьируется от 0.99 до 1.69, что значительно превышает приводимые в справочной литературе  $S/As=0.9-1.22$ . При этом наименьшие вариации и значения этого отношения (1.01-1.06) присущи кобальтинам в парагенезисе с пирротинном, а наибольшие – с магнетитом ( $S/As=1.02-1.59$ ) и халькопиритом ( $S/As=0.99-1.69$ ). В целом, состав кобальтина изменяется от  $\text{Fe}_{0.19}\text{Co}_{0.68}\text{Ni}_{0.14}\text{As}_{1.00}\text{S}_{0.99}$  до  $\text{Fe}_{0.1}\text{Co}_{0.85}\text{Ni}_{0.04}\text{As}_{0.75}\text{S}_{1.27}$ .

Другая особенность кобальтовой минерализации на месторождениях района – это наличие дисульфидов типа пирита из системы  $\text{FeS}_2\text{-CuS}_2\text{-CoS}_2$ . Эти фазы проявлены в виде структур распада (рис. 15, А, Б; табл. 17) и на диаграмме (граф. прил. XXXV) отображаются в виде одного множества для Вадимо-Александровского месторождения в области пирита (пирит-халькопиритовые руды), и существенно Cu-Co фаза установлена в пирит-халькопиритовых рудах Розовских шурфов (Мурзин, 1989). В рудах Вадимо-Александровского месторождения также установлены дисульфиды системы  $\text{FeS}_2\text{-NiS}_2\text{-CoS}_2$ , которые образуют поле, вытянутое вдоль линии составов  $\text{NiS}_2\text{-CoS}_2$ , т.е. для этой ассоциации был характерен довольно широкий интервал температур ее кристаллизации (Безмен, Тихомирова, 1975). По относительноному количеству Co и Ni можно заключить, что менее никелистая фаза образовалась при более низкой температуре, что подтверждается присутствием в этом образце самородного серебра (обр. ВА1-3). Кроме того, здесь образование самородного серебра сопровождало замещение халькопирита ковеллином.

### Сфалерит

Обладает высокими изоморфными емкостями для примесей различных элементов и характеризуется почти постоянным присутствием во всех изученных рудных минеральных ассоциациях. Частицы сфалерита чаще всего содержат тонкую или грубую эмульсиевидную вкрапленность халькопирита или присутствуют в халькопирите в виде звездчатых выделений. Сфалерит также в виде многочисленных овальных включений установлен в пирите. Эти признаки рассматриваются большинством исследователей как показатель высоких температур гидротермального образования сфалеритов, поскольку они относятся к продуктам распада твердых растворов или являются результатом фазовых превращений халькопирита (Воробьев, 1986). Свободный от “эмульсии” халькопирита сфалерит встречается в краевых частях его крупных выделений и обычен – для мелких (менее 0.2 мм); он присущ поздним кварц-хлорит-карбонатным гнездовым, прожилковым или брекчиевидным образованиям как медных (Богословское), так и железорудных (Северо-Воронцовское) месторождений.

Железо – основной примесный компонент сфалерита. Его содержания варьируют в изученных рудах от 0.16 до 10.73 мас%. По уровню железистости наиболее контрастно различаются парагенезисы сфалерита с пирротинном (2.95–10.73 мас% Fe) и без такового (0.19-2.81 мас% Fe) ранних стадий минерализации как в медно-, так и железо-скарновых месторождениях. Промежуточными величинами железистости (0.16–5.16 мас% Fe) обладает сфалерит в парагенезисе с арсенопиритом и халькопиритом из поздних гнездово-прожилковых образований (арсенопирит-полиметаллическая минеральная ассоциация). Здесь значительные вариации содержания железа, перекрывающие почти весь указанный диапазон, наблюдаются даже в пределах отдельных зональных зерен сфалерита (Богословское месторождение).

Медь содержится в сфалерите от 0.0 до 1.2 мас%. Характер распределения ее концентраций не зависит от типа месторождения, типа руд или парагенезисов в системе Cu-Fe-S-O. Однако лишь за очень небольшим исключением для борнит-халькопиритовых руд значимые содержания меди, превышающие 0.1%, фиксируются только в тех выделениях сфалерита, которые заключены частично или полностью в халькопирите. Данное обстоятельство свидетельствует о локальном обогащении сфалерита медью во время совместной кристаллизации или же, что более вероятно, при более поздней твердофазной диффузии меди из халькопирита.

Марганец обнаружен при чувствительности РСМА 0.03 мас% лишь в некоторых анализах сфалерита Богословского месторождения (до 0.28%), а также во всех зернах сфалерита из скарновых рудных тел среди известковых брекчий на Воронцовском золоторудном месторождении (0.09–0.32%). Это наводит на мысль, что содержания марганца в сфалерите могут

**Таблица 17.**

Состав сосуществующих фаз ассоциации пирит-халькопирит-зигенит (мас.%) Вадимо-Александровского месторождения

	S	Fe	Cu	Co	Ni	As	Σ	Кристаллохимическая формула
1	35.7	31.7	35.4				102.9	Fe <sub>1.01</sub> Cu <sub>1.00</sub> S <sub>1.99</sub>
2	53.3	42.7		4.0			100.0	Fe <sub>0.92</sub> Co <sub>0.08</sub> S <sub>2.00</sub>
3	46.4	40.5	9.1		0.6		96.6	Fe <sub>0.94</sub> Cu <sub>0.18</sub> Ni <sub>0.01</sub> S <sub>1.87</sub>
4	44.5	33.3	11.8	6.5		3.6	99.6	Co <sub>0.14</sub> Fe <sub>0.75</sub> Cu <sub>0.23</sub> As <sub>0.06</sub> S <sub>1.75</sub>
5	51.3	38.6	3.7	6.9			100.4	Co <sub>0.14</sub> Fe <sub>0.84</sub> Cu <sub>0.07</sub> S <sub>1.95</sub>
6	42.8	34.6	21.9	3.4			102.7	Co <sub>0.01</sub> Fe <sub>1.05</sub> Cu <sub>0.59</sub> S <sub>2.26</sub>
7	46.2	36.2	9.6	6.0			98.0	Co <sub>0.13</sub> Fe <sub>0.83</sub> Cu <sub>0.19</sub> S <sub>1.85</sub>
8	42.5	4.2		24.6	29.3		100.5	Fe <sub>0.23</sub> Co <sub>1.26</sub> Ni <sub>1.51</sub> S <sub>4.01</sub>

Примечание: анализы 1,6 – халькопирит; анализы 2-5 и 7 – пирит; анализ 8 – зигенит в сростании с другими фазами (JSM-5610LV с ЭДС JED-2300, Н.В. Трубкин). Обр.ВА-1-3

отражать степень участия экстрагированных из вмещающих толщ рудных компонентов в процессе рудогенеза. По крайней мере, этим элементом известняки обогащены в значительной степени (до 0.2 %  $MnCO_3$  в кальците). По данным лазерной абляции в более раннем сфалерите имеется примесь Sn и Cd, в более поздних ассоциациях к этим элементам добавляются примеси Ge, Hg (и Pd?).

### **Самородное золото**

В халькопирит-пирротиновых и борнит-халькопиритовых рудах установлены частицы самородного золота – от 10 до 50 мкм (граф. прил. XXXII), а в магнетит-сульфидных – наиболее крупные, до 250 мкм. Мелкие (1–8 мкм) частички электрума встречены в Сопирите Вадимо-Александровского месторождения (граф. прил. XXXII). В целом пробность золота варьируется от 514 до 993 для скарновых руд района, а для Воронцовского месторождения составляет 610–990.

Одной из наиболее характерных особенностей пирит-халькопиритовых и магнетит-сульфидных руд, сближающих их с рудами золоторудных кварцевожильных месторождений, является присутствие наиболее ранней золотоносной пиритовой минеральной ассоциации, несущей золото высокой пробы – более 920 и сменяющейся полиметаллическими парагенезисами с золотом пониженной пробы (Мурзин, 1983). Резкие различия пробы золота в минеральных ассоциациях наблюдаются и в пределах отдельных месторождений (Богословское, Воронцовское). Ранее мы показали, что проба золота зависит от температуры и фугитивности серы и, как правило, понижается в поздних минеральных ассоциациях по отношению к ранним (Мурзин, 1983). Поэтому на гистограмме выделяется целый ряд дискретных групп анализов самородного золота, отвечающих различным минеральным ассоциациям (см. ниже, рис. 23).

На примере борнит-халькопиритовых руд (см. выше) было показано, что на Au/Ag отношение и пробу золота в этих рудах может влиять pH (различных для экзо- и эндоскарнов). Повышение пробы золота в более щелочных условиях экзоскарнов, однако, не превышает первых десятков единиц. Содержания меди в изученном золоте отвечают наиболее распространенным значениям в собственно золоторудных месторождениях и, как правило, не превышают 0.1 мас% для низкопробного золота и 0.2–0.3% – для высокопробного. Во всех случаях, когда содержания ее превышали 0.8%, были основания считать, что обогащение золотин медью происходит из окружающего медного сульфида, так же, как это было показано для сфалерита.

Ртуть – весьма информативная примесь в золоте, отражающая участие глубинных источников рудного вещества (Мурзин и др., 1981). Встречаемость ее выше уровня чувствительности микроанализа (0.04%) составляет 46%. Наибольшие содержания ее в изученном золоте скарновых месторождений достигают 1.33 мас%. Эта примесь наиболее характерна для золота халькопирит-пирротиновых и полиметаллической минеральной ассоциации магнетит-сульфидных руд и редко обнаруживается в золоте борнит-халькопиритовых руд и пиритовой минеральной ассоциации магнетит-сульфидных руд скарновых месторождений. Гораздо более высокие содержания ртути (4–11 мас%) зафиксированы в золоте поздней пирит-блеклорудно-полиметаллической минеральной ассоциации кварцевых жил Воронцовского месторождения (см. гл. 5).

## Глава 5. Формы золота в рудах

### 5.1. Формы золота в сульфидах рудных месторождений

Золото присутствует в рудах гидротермальных месторождений в двух формах: собственной минеральной (“видимое” золото) и рассеянной в сульфидах (тонкодисперсное, “невидимое” золото). Термином “невидимое” золото именуются его (1) внеструктурное ультрамикроскопическое (менее 0.1 мкм) и (2) структурно-связанное, изоморфное состояния. Внеструктурная форма золота в основном отвечает его металлическому состоянию Au<sup>0</sup> (самородное золото, интерметаллиды), подчиненной является теллуридная, а остальные соединения Au редки (табл. 18). Среди ультрамикроскопического нередко выделяют “субмикроскопическое” – субмикронного размера (~0.1 мкм или 0.1–0.01 мкм) – и наноразмерное (~1–10 нм) золото. Наиболее мелкие наноразмерные частицы (0.5–2 нм) часто именуют кластерами, они состоят из 100–300 атомов Au.

Возможность вхождения Au в окисленном состоянии в структуру сульфидов, за исключением арсенопирита и As-пирита (Лаптев и др., 2010; Cabri et al., 2000b; Simon et al., 1999a; Sung et al., 2009; Reich et al., 2005; Тагиров и др., 2014; Викентьев, 2015), остается предметом дискуссий.

Для *золоторудных месторождений* к настоящему времени можно считать установленным (на основании ряда физических методов), что “невидимое” золото представляет собой либо субмикронные и наноразмерные *включения* его минералов (самородное золото, соединения Au с Te, возможно с др. элементами) в сульфидах, либо находится в структуре сульфидов в виде твердого раствора (см. напр., Fleet, Mumin, 1997; Таусон и др., 1998, Simon et al., 1999; Deditius et al., 2014; Vaughan, Kyin, 2004). Очень высокие содержания “невидимого” золота установлены в игольчатом арсенопирите (Бортников и др., 2012). Высокие содержания рассеянного золота в мышьяковистом пирите установлены методом SIMS в золоторудных месторождениях типа Карлин – вплоть до  $\geq 1$  мас% (Reich et al., 2005; Simon et al., 1999 и др.). Во многих работах обращается внимание на положительную корреляцию содержаний As и Au в пирите, однако природа этой связи дискуссионна. Во всех случаях доли золота, свободного и находящегося в решетке сульфидов, если и оцениваются, то приблизительно (см. например, Genkin et al., 1998; Deditius et al., 2014). Эти исследования не носят широкий характер, для высокоточного и локального анализа выбираются единичные зерна сульфидов. Надо иметь в виду, что даже в масштабе образца формы золота могут отличаться. На месторождениях одни и те же рудные минералы участвуют в разных парагенезисах, включены в разные зоны рудных тел. В процессе рудообразования меняются внешние физико-химические параметры; новые минеральные ассоциации накладываются на более ранние парагенезисы; рудное вещество испытывает перекристаллизацию. Кроме того, существуют естественные вариации от месторождения к месторождению. Поэтому можно сказать, что для большинства из них химическое состояние золота в Fe, Fe-As и Fe-Cu сульфидах, по большому счету, остается невыясненным или оно может быть описано в самых общих чертах (или по аналогии).

В рудах *колчеданных месторождений* золото также присутствует как в виде микровключений собственных минералов (рис. 16) – но в отличие от большинства золоторудных месторождений (кроме объектов типа Карлин) чаще всего крайне мелких (1–50 мкм) –, так и в “невидимой” форме в сульфидах. Вторая форма обычно преобладает, но природа ее остается мало исследованной для колчеданных месторождений ни на Урале (см. например, Петровская, 1973; Prokin, Buslaev, 1999), ни за рубежом, где данные по формам и распределению Au в рудах единичны (Garuti, Zaccarini, 2005; Healy, Petruk, 1990; Huston, 2000; Laroque et al., 1995 и нек. др.).

Таблица 18.

Формы золота в гидротермальных сульфидных рудах

Химическое состояние	Формы (распространенность)		Минералы
Au <sup>+</sup> , Au <sup>3+</sup> (ионное, химически связанное)	Изоморфная	основные	1 арсенопирит, As-пирит, блеклая руда
			2 борнит, халькопирит, пирит, Fe-сфалерит
		второстепенные	1 сульфосоли Ag, Bi, Cu*, Pb; халькозин
			2 марказит
		редкие	1 теллуриды Ag, Bi; самородный мышьяк, самородное серебро, самородная медь, иридоосмин, платина, платиноиридиум; спериллит; сульфиды Ag, Sb; селениды Cu, Pb; сульфосоли Ni
			2 теллуриды Pb, Hg, Sb, Cu
	Минеральные**	сульфидная	ютенбогардит, петровскаит, пенжинит
		сульфовисмутидная	джонасонит, джазгакит***
		сульфоантимонидная	криддлеит
		сульфотеллуридная	нагиагит, бакхорнит, музеумит
		селенотеллуридная	курулит
		теллуридная	петцит, калаверит, креннерит, сильванит, монтбрейт, мутманит, костовит, богдановит, безсмертновит, билибинскит, хониит
		селенидная	фишессерит
		оксидная	ауроантимонат
		висмутидная	мальдонит, висмутаурит
стибнидная	ауростибит		
Au <sup>0</sup> (свободное, металлическое)	Самородная	самородное золото, тетрааурикуприд, аурикуприд, анюйит, хуньчунит, юанцзянит, порпечит, родит, вейшанит	

\* кроме блеклой руды; \*\*все минералы являются крайне редкими, за исключением теллуридов (как правило, редкие); \*\*\*jaszczakite; 1 - содержание Au до n мас.%; 2 - содержание Au редко превышает 0.002 мас.%

Для гигантского месторождения Невес–Корво (Иберийский пояс, см. Gaspar, 2002) так же, как и для Урала (Викентьев и др., 2006), установлено обогащение золотом борнитовых руд, однако на собственные минералы Au на этом месторождении указано лишь в статье (Tornos, 2006). Единичные находки самородного золота описаны на месторождениях Итальянских Альп (Garuti, Zaccarini, 2005).

Исследование руд месторождений района Нью-Брансуик в Канаде с повышенными содержаниями золота с помощью ионного зонда позволило заключить, что главным носителем золота в рудах является мышьяковистый пирит со средним содержанием Au 9.1 ppm

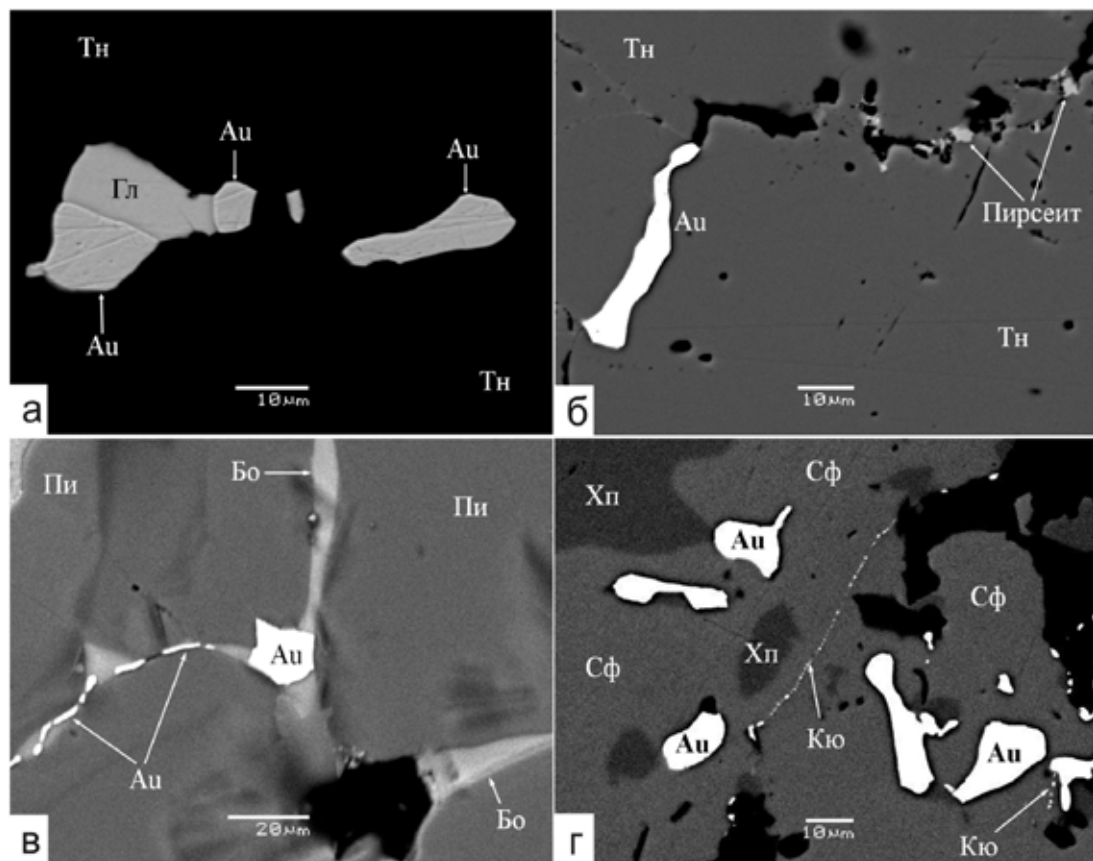


Рис. 16. Мелкое самородное золото в наложенных минеральных ассоциациях колчеданных руд Урала.  
 Фото в обратно-рассеянных электронах

а, б – детали барит–полиметаллических прожилков в руде Учалинского месторождения: а – самородное золото (Au) в ассоциации с галенитом (Гл) образует цепочку мелких выделений в блеклой руде (Тн); б – трещины и гнезда в теннантите выполняют электрум и пирсент (Ag,Cu)<sub>16</sub>As<sub>2-11</sub>; в – “тонкое” самородное золото с размером 5–10 мкм и даже <1 мкм в рудах Гайского месторождения тяготеет к межзерновым границам (особенно пирита), Бо – борнит; г – зерна электрума (Au) и кюстелита (Кю) в Cu–Zn руде в экзоконтакте дайки микрогаббро, кюстелит AuAg<sub>3</sub>, AuAg<sub>5</sub> и AuAg<sub>6</sub> образует тонкие прожилковидные скопления в руде, сложенной сфалеритом и халькопиритом, месторождение Тарньер

(McClenaghan et al., 2004), а по данным LA-ICP-MS для крупнейшего в этом районе месторождения (и входящего в тройку крупнейших в мире) Брансуик № 12 оно составляет 2.6 ppm Au, а в арсенопирите в среднем 1.0 ppm Au (McClenaghan et al., 2009). Собственных минералов благородных металлов в сплошных рудах обнаружено не было. Во многих работах, касающихся распределения содержаний Au и Ag в колчеданных залежах, рассматриваются уровни их валовых содержаний в рудах, обсуждаются источники вещества и причины разного обогащения руд благородными металлами, однако формы золота не рассматриваются (Hutchinson, 1990; Leistel et al., 1998; Mercier–Langevin et al., 2011; Prokin, Buslaev, 1999 и др.).

Наряду с данными по «связанному» золоту в пирите для золоторудных месторождений появляется все больше данных о присутствии в нем наноразмерных частиц самородного золота (gold nanoparticles) (Cabri et al., 2000b; Ciobanu et al., 2012; Hough et al., 2011; Large et al., 2011; Palenik et al., 2004 и др.).

## 5.2. Методы исследования форм золота в сульфидах

Существуют два основных ограничения в изучении форм нахождения золота в сульфидных рудах: 1) наличие тонких, микроскопических (~1–10 мкм), субмикроскопических (~0.1–1 мкм) и наноразмерных (1–100 нм) выделений его собственных минералов, что требует применения для их индикации высоколокальных методов; 2) рассеянная, “невидимая” форма золота, как правило, характеризуется крайне низкими уровнями концентрации ( $\leq 20$  ppm Au) в обычных сульфидах руд (пирите, халькопирите, арсенопирите, сфалерите), это подразумевает использование высокочувствительных приборов – лишь для единичных типов месторождений золота (особенно Au–Sb, Au–Sb–As±Hg, Au–Te) доля “невидимого” золота бывает значительно выше.

Увеличение степени локальности исследований достигается в настоящее время несколькими путями. Для определения содержаний Au и Ag в микроколичествах наиболее высокая точность и воспроизводимость у метода инструментального нейтронно–активационного анализа (ИНАА); стандартная навеска 50–100 мг, но могут анализироваться пробы до 10 нг (Genkin et al., 1998), что делает возможным изучение распределения содержаний Au в разных генерациях одного сульфида, отобранных в виде монофракций (). Именно эти исследования наиболее приемлемы для минералогических исследований колчеданных руд. На части колчеданных и, особенно, на золоторудных месторождениях с крайне неравномерным, в том числе “самородковым” распределением золота для анализа на благородные металлы более предпочтительным является использование больших навесок (от 5 г до 0.5–1 кг). Для их анализа могут быть рекомендованы методы, проводимые с предварительным химическим выделением золота – атомно-абсорбционный и атомно-эмиссионной спектрометрии, а также метод пробирного анализа, которым исследуются максимальные из названных навесок, что делает результаты опробования (особенно с целью экономической оценки) наиболее представительными.

Содержание Au и Ag в индивидуальных зернах рудных минералов и состав их собственных минералов (в зернах >1 мкм) исследуются с помощью рентгеноспектрального микроанализа (табл. 20). В настоящее время в исследовательские центры поставляются высоко разре-

**Таблица 19.**

Высокочувствительные физические методы анализа золота (в сульфидах, силикатах)

Метод	Что определяет	Препарат	Разрешение (нм, мкм), навеска (мг)	Предел чувств-ти $C_{Au}$ (г/т)
Инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА)	Содержание Au и др. элементов (Ag, As, Sb, Te, Se, Hg, Co, Ba, Fe, Zn)	Порошок, зерна	0.1 мг (30 мкм)	0.05
Вторичная ионная масс-спектрометрия (SIMS)	Наличие и равномерность распределения Au по площади образца; наличие включений на глубине до 2 мкм	Ансл. (участок 50-150 мкм)	2-10 нм (по глубине), локальность 10-30 мкм	0.01-0.1*
Локальный масс-спектрометрический анализ с лазерной абляцией (LA-ICP-MS)	Содержание Au и многих др. элементов в точке ( $\varnothing$ 10-100 мкм) и по профилю до 2 мм длиной	Ансл., запрессовка	10-20 нм	0.005-0.03
Авторадиография $^{195}Au$ (Жмодик и др., 2004)	Наличие и равномерность распределения Au по площади образца	Пластинка 2х3 см (до 3х5 см)	10-100 мкм (до 1 мкм)	0.5-1

\*предел чувствительности в режиме сканирования 100-300 г/т Au.

**Таблица 20.**

Спектроскопические методы анализа невысокой чувствительности и электронная микроскопия

Метод	Что определяет	Препарат	Разрешение (мкм), навеска (мг)	Предел чувствительности $C_{Au}$ (г/т)
Рентгеновская абсорбционная спектроскопия в ближней области (XANES, EXAFS)	Au <sup>0</sup> или связанное (Au <sup>1+</sup> , Au <sup>3+</sup> ), окружение, межатомные расстояния (XANES) и координация Au	Порошок, зерна	100 мг	100-1000
Рентгеновская фотоэлектронная спектроскопия (XPS)	Энергия связи, валентность Au	Порошок, зерна	100 мг	100-1000
Мёссбауэровская спектроскопия ( <sup>197</sup> Au)	Электронное окружение ядер (связанное Au или Au <sup>0</sup> )	Порошок, тонкий срез	100 мг	20-50
Рентгеноспектральный микроанализ	Наличие макропримесей в сульфидах, состав минералов Au	Ансл.	1-2 мкм	200 (50*)
Аналитическая электронная микроскопия (SEM + EDS)	Диагностика минералов, состав минералов Au	Ансл., насыпные препараты	0.5-1 мкм	2000-10000
Высокоразрешающая сканирующая электронная микроскопия (HR-SEM + EDS)	Диагностика минералов, состав минералов Au	Ансл., монтированные шлифы	1-3 нм	
Высокоразрешающая просвечивающая электронная микроскопия (HRTEM + EDS)	Диагностика минералов, состав минералов Au, визуализация наноразмерного золота	Порошок, сверхтонкий срез	0.2-2 нм	

\*при времени счета 100-200с

шающие (до 10 нм) и довольно чувствительные приборы, относящиеся к восьмому поколению микроанализаторов. Однако концентрационной чувствительности РСМА при рядовом анализе (0.02 мас%) недостаточно для определения Au в сульфидах, поэтому может быть использован прием увеличения экспозиции в точке до 100–200 с, соответственно предел его обнаружения достигает 0.005 мас%.

Удобен для диагностики минералов (>0.5 мкм) и получения картин их сростаний и микронеоднородностей состава индивидуальных зерен электронный микроскоп с энергодисперсионной приставкой, включая новейшие высококачественные (1–3 нм) модификации и автоматизированные системы “количественной минералогии” (QemScan и Mineral Liberation Analysis, Кнауф, 2012). В то же время для анализа содержаний Au и Ag в обычных сульфидах аналитическая электронная микроскопия не может быть использована в связи с недостаточной чувствительностью (0.02–0.1 мас%).



Большую, по сравнению с электронной микроскопией, чувствительность имеет новая установка рентгенфлуоресцентной микроскопии (X-ray Fluorescence Microscopy, XFM), снабженная спектральным детектором Maia 384 и интегрированным процессором, с получением полных данных по всему рентгеновскому спектру (Ryan et al., 2013). Синхротронная установка с шагом до 1–2 мкм проводит детальное сканирование площади шлифа или части большого образца в несколько квадратных сантиметров (за 6–8 часов до 20 см<sup>2</sup>), но в отличие от других чувствительных методов (SIMS, LA-ICP-MS) картирование идет без нарушения его поверхности (недеструктивный метод), а также собираются данные по химическому состоянию элементов (XANES). Рентгенфлуоресцентный анализ идет в реальном времени с выявлением тончайших деталей и получением изображения в пределах 100 мегапикселей.

Наиболее перспективным аналитическим методом для определения микропримесей (включая Au) в сульфидах является высокочувствительный метод локального масс-спектрометрического анализа с лазерной абляцией (LA-ICP-MS). Этот метод – локальный (диаметр пучка лазера 10–100 мкм) и высокочувствительный (табл. 19). Он позволяет в одной и той же точке анализировать до 40 химических элементов, поэтому по комплексу элементов можно оценить состав включений редких минералов в сульфидах и уверенно определить в составе последних наличие широкого круга ценных элементов–примесей (Cook et al., 2009; Maslennikov et al., 2009; Danyushevsky et al., 2011; Wagner et al., 2007).

Для выявления в рудах собственных минералов благородных металлов хорошо зарекомендовал себя прием выделения ультратяжелых фракций из крупных проб (0.5–1 кг), в которых предварительным анализом были установлены повышенные содержания Au (Викентьев и др., 2006). Проводится разделение обесшламленных проб с помощью электромагнитных сепараторов и в тяжелых жидкостях: после отмывки в воде и бромформе гранулометрических фракций +0.06...–0.1 и –0.06 мм полученный ультратяжелый концентрат идет на изготовление монтированных шлифов и насыпных препаратов для исследования на микроанализаторах.

Для примерной оценки возможных форм нахождения золота в сульфидах используются данные *рационального* (фазового) анализа (Лудейщиков, 1999), обычно используемого в отечественной практике оценки технологических свойств золотосодержащих руд и в настоящее время в полноформатном варианте выполняемого лишь единичными лабораториями страны для представительных навесок (1кг) из технологических проб руд (табл. 21). В основе методики лежит различная химическая устойчивость форм золота при растворении включающих его сульфидов и силикатов. Относительно крупное свободное золото извлекается из руды амальгамацией, мелкое самородное золото в тонких сростках с сульфидами – цианированием, тонкодисперсное (вероятно, в основном структурно–связанное) золото в сульфидах – извлекается цианированием после разложения нерастворенного цианидом остатка в азотной кислоте (“упорное” золото). Такой метод имеет естественные ограничения, обусловленные тем, что степень химической экстракции золота определяется не только его минеральной формой и крупностью, но и разной доступностью субмикроскопических выделений минералов золота для контакта с химическим реагентом, зависящей от наличия микро неоднородностей (пор, микротрещин, дефектов кристаллической решетки минерала–хозяина) в структуре вмещающих минералов.

Формы нахождения золота в сульфидных рудах, в том числе наличие структурно–связанного золота, могут быть установлены с помощью ряда новейших физических методов. Для большинства месторождений свойственен примесный характер концентрирования золота в главных рудообразующих минералах – пирите, халькопирите, сфалерите и обычно второстепенных борните, теннантите, галените. В этих минералах концентрация Au варьируется от 0.1 до 10–200 ppm, редко более (см., например, Cook, Chryssoulis, 1990). Это не позволяет

применить традиционные структурные методы исследований (рентгеновская дифракция, инфракрасная спектроскопия и др.). Тонкие физические методы, ориентированные на определение химического состава минерального вещества, в первую очередь широко распространенные микрорентгеноспектральные (в том числе рентгено-флуоресцентный анализ на синхротронном излучении в сочетании с инструментальным нейтронно-активационным анализом), а также вторичная ионная масс-спектрометрия (SIMS) не позволяют провести индикацию состояния золота в матрице сульфидов, кроме оценки равномерности его распределения и, в случае SIMS, выявления включений самородного золота размером порядка 2–10 мкм (вплоть до 2 нм). В работах, которые являются немногочисленными, в основном используются, с одной стороны, метод SIMS с концентрационной чувствительностью, на три порядка превышающей таковую рентгеновских микроанализаторов (0.н–0.01 ppm Au) (Бортников и др., 2003; Barker et al., 2009; Cabri et al., 2000a; Chouinard et al., 2005; Palenik et al., 2004; Reich et al., 2005), и, с другой стороны, – мёссбауэровская спектроскопия ( $^{197}\text{Au}$ ), позволяющая различить золото, входящее в структуру сульфидов, и свободное золото в виде микровключений (Arehart et al., 1993; Genkin et al., 1998; Kozerenko et al., 2001; Li et al., 1995; Wagner et al., 1986). Мёссбауэровская спектроскопия в состоянии оценить валентное состояние золота (или присутствие его самородной формы) при концентрациях его в сульфидах 0.05–0.1 мас. % и выше (что встречается крайне редко). Из спектроскопических методов исследования состояния Au в сульфидах наиболее информативными оказались рентгеновская фотоэлектронная спектроскопия (XPS) и рентгеновская спектроскопия в ближней области рентгеновского поглощения (XANES). Они с той или иной степенью уверенности позволяют определять форму нахождения Au, прежде всего – степень окисления (Таусон и др., 2011; Тагиров и др., 2014; Fleet, Mumin, 1997; Maddox et al., 1998). Кроме того, исследования методом XANES выявляют ближайших соседей атомов золота и межатомные расстояния, а наблюдения тонких структур у края поглощения (EXAFS) – еще и координацию Au (Cabri et al., 2000b; Tagirov et al., 2016).

Для оценки реальной доли легко извлекаемого золота (относительно крупные, “видимые” частички самородного золота) по отношению к тонкодисперсному, “невидимому” был предложен *термохимический метод* определения ионной формы Au в сульфидных рудах, включающий сульфатизирующий обжиг пробы при 450–550°C (Винокуров и др., 2010).

**Таблица 21.**

Химические методы анализа форм золота

Метод	Что определяет	Навеска	Предел чувствительности $C_{\text{Au}}$ (г/т)
Рациональный (фазовый) анализ	Примерная оценка форм нахождения золота в сульфидах: - свободное золото; - золото в сростках с сульфидами силикатами; - тонкодисперсное (“связанное”, “упорное”) золото	1 кг	0.1-0.5
Термохимический метод	Содержание золота в ионной форме	5-10 г	0.2-0.5
Разложение сульфидной матрицы в расплаве КОН с последующим промыванием на атомных фильтрах*	Наличие самородного Au, размер и морфология его выделений	5-10 г	1-5

\*разработка ИГЕМ РАН (Кринов и др., 2007)

Выяснилось, что доля ионного золота (изоморфная примесь золота в основных сульфидах, а также в виде Au–Ag теллуридов и др. соединений) варьируется от 1 до 69% в изученных рудах и от 5 до 38% в пробах из продуктов их обогащения. Минимальная доля ионного золота (1% от валового содержания) в динамометаморфизованном Гайском месторождении коррелирует с данными о резко преобладающей здесь самородной форме нахождения Au (Викентьев и др., 2006). Рост доли ионного золота в рудах отвечает увеличению содержания Cu и уменьшению степени их метаморфизма. Также было выяснено, что для отдельно взятых месторождений доля ионного золота существенно больше в Cu рудах по сравнению с Cu–Zn рудами и в медных концентратах в 2–3 раза выше, чем в цинковых (Викентьев, 2015).

С использованием методов растровой (сканирующей) и просвечивающей электронной микроскопии (СЭМ и ПЭМ), рентгеноспектрального микроанализа, инструментального нейтронно-активационного анализа мономинеральных фракций сульфидов, метода масс-спектрометрического анализа с лазерной абляцией (LA–ICP–MS) зерен сульфидов получены данные по содержаниям благородных металлов и установлены формы нахождения золота и серебра в сульфидных рудах Галкинского и Валенторского колчеданных месторождений. Пробоподготовка и условия нейтронно-активационного анализа описаны в (Бортников и др., 2003). Анализ химического состава сульфидов методом LA–ICP–MS выполнялся на приборе Agilent x7700 и лазер M-50 resolution Excimer (193nm) ArF в лаборатории LabMaTer в университете Квебека (Université du Québec à Chicoutimi); использованные стандарты: 1) домашний стандарт mss5; 2) стандарт Laflamme университета Ньюфаундленда; 3) синтетические хизле-вудит (Ni-blank) и халькопирит (Cu-blank) для коррекций интерференций.

Использованные в работе **электронно-микроскопические исследования** выполнены в двух вариантах: 1) на сканирующих электронных микроскопах с микрозондовой (энергодисперсионной) приставкой (такой подход именуют аналитической электронной микроскопией, АЭМ): JSM–5610LV с ЭДС JED–2300 (аналитики А.В. Мохов, О.А. Дойникова и Н.В. Трубкин, ИГЕМ РАН) и BS–301 (аналитик В.Т. Дубинчук, ВИМС); 2) с помощью просвечивающего электронного микроскопа BS–540, Теснаи–12 с микродифракционной идентификацией частиц (аналитик В.Т. Дубинчук, ВИМС). Изображения, полученные на сканирующем электронном микроскопе в отраженных электронах (BSE), отображают контраст в зависимости от среднего атомного номера элемента: с увеличением среднего атомного номера исследуемого минерала доля отраженных электронов увеличивается, и изображение становится более ярким.

Препараты для исследования в ПЭМ готовились как в виде суспензии, так и в виде реплик с извлечением. Для приготовления суспензии выбиралось небольшое количество вещества образца, предварительно просмотренное под световым микроскопом, и истиралось в агатовой ступке. Истертное вещество помещалось в пробирку и дополнительно обрабатывалось в ультразвуковом диспергаторе. Диспергированное вещество затем разгонялось в электрическом поле, после чего наносилось на поддерживающую пленку и исследовалось на просвечивающем электронном микроскопе.

Для приготовления реплик отобранные под бинолупой зерна пирита помещались на разогретую поверхность кусочков пластмассы и запрессовывались в ней. После остывания пластмассы на ее поверхность и поверхность закрепленных зерен наносилась угольная пленка. Пленка от поверхности отделялась обычным путем с помощью желатина. Зерна, недостаточно прочно удержанные пластмассой и извлеченные на реплику, удалялись иголкой. Отмытые от желатина реплики исследовались на просвечивающем электронном микроскопе. Для получения реплик со свежих сколов зерен пирита проводилось раскалывание под прессом наиболее крупных зерен. После чего проводилось закрепление сколов под световым микроскопом в разогретую пластмассу. После закрепления изготавливались реплики аналогично описанной процедуре.

### 5.3. “Невидимое”

#### золото в слабо метаморфизованных колчеданных рудах

В связи с тем, что ранее была установлена обратная корреляция степени метаморфизма колчеданных руд и доли в них рассеянной (“невидимой”) формы (Викентьев и др., 2006), для настоящего исследования было выбрано неметаморфизованное Галкинское, а в качестве сопоставления – относительно слабо (до умеренного) метаморфизованные Валенторское и Учалинское месторождения.

Особенностью руд **Галкинского** месторождения является их существенно цинковый и, в целом, малосульфидный характер. С учетом данных по флюидным включениям и степени упорядоченности структуры слоистых силикатов (по данным рентгеноструктурного анализа, Викентьев и др., 2010), отложение гидротермально-метасоматических ассоциаций и сопряженной с ним золотоносной сульфидной минерализации происходило в поздние стадии процессов синвулканического преобразования пород при температуре 220–110 °С. Руды практически не затронуты региональным метаморфизмом. С этим связаны широкое развитие колломорфных текстур и тонкозернистых структур руд, наличие тесных взаимопрорастаний рудных минералов (пирит, сфалерит, халькопирит, теннантит, галенит, сульфосоли серебра, Au–Ag сплавы и Au–Ag сульфиды) (Викентьев и др., 2010).

В валовых пробах руд месторождения содержание Au обнаруживает значимую положительную корреляцию (в порядке снижения связи) с Ag, Sb, Pb, Zn, As, Cu и Te, а серебро – с Sb (0.97), Pb, Au, As, Zn. Все эти элементы входят в состав минералов позднего золото-полиметаллического парагенезиса (сфалерит, галенит, теннантит, сульфосоли серебра, Au–Ag мине-

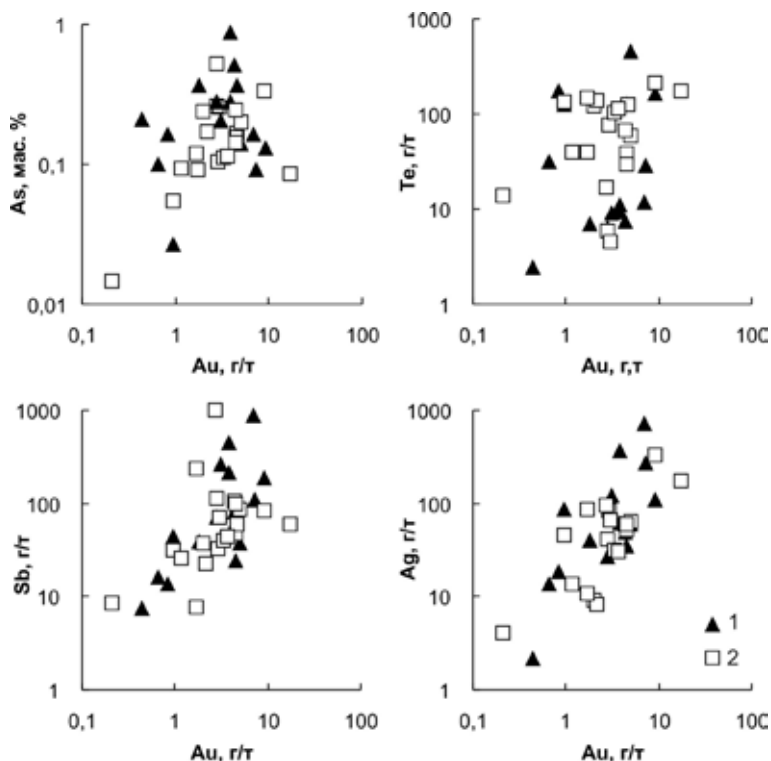


Рис. 17. Соотношение золота с As, Te, Sb и Ag в пирите Галкинского и Учалинского месторождений, по данным инструментального нейтронно-активационного анализа малых навесок минерала (10–50 мг).  
1 – Галкинское; 2 – Учалинское

ралы). Кроме того, золото, по всей вероятности, входит в состав не только собственных минералов, но, хотя и в меньшей степени, всех прочих; прежде всего это относится к сульфосолям.

Особенностью пирита Галкинского месторождения является повышенное содержание в нем As (0.027–0.878 мас%, в среднем 0.26 мас%, ИНАА) и Sb (7.4–873.4 ppm, в среднем 184.2 ppm). С содержанием сурьмы прямо коррелирует концентрация в пирите золота (0.44–9.59 ppm, в среднем 4.16 ppm); Au также связано прямой зависимостью с Te (2.4–453.9 ppm, в среднем 70.05 ppm) и Ag (2.15–711.7 ppm, в среднем 137.0 ppm) (рис. 17).

Наблюдаемые для пирита Галкинского месторождения положительные корреляции (кроме перечисленных, также с Zn, Cd и Hg) и отрицательная – только с Fe, могут указывать на наличие в составе пирита не столько структурно-связанного золота, сколько золота в составе мельчайших обособлений (скорее всего нанокластеров или наноразмерных включений) Au-Ag-содержащих фаз, близких по составу к Zn-тетраэдриту или антимонидам серебра. В то же время, нельзя исключить наличие в пирите содержащих золото наноразмерных доменов пирита, с дефектной кристаллической структурой вследствие сильного обогащения сурьмой и мышьяком.

При отборе мономинеральных фракций пирита и сфалерита (для ИНАА) мы столкнулись с трудностью отделения их друг от друга и от некоторых других второстепенных минералов руд из-за наличия тонких взаимопрорастаний, поэтому результаты по микропримесям в сульфидах, кроме отсортированных относительно чистых пирита и сфалерита, содержат данные для проб «загрязненных» монофракций (средняя колонка в табл. 22). Обращает на себя внимание, что последние (графа «пирит+сфалерит») заметно более богаты золотом (медианное среднее 4.09 ppm) по сравнению с «чистыми» пиритом (1.8 ppm) и сфалеритом (2.29 ppm), а также сурьмой (236 ppm против 37 и 187) и мышьяком (0.28 мас% против 0.16 и 0.06); в то же время они беднее теллуrom и кобальтом. Является естественной резкая обогащен-

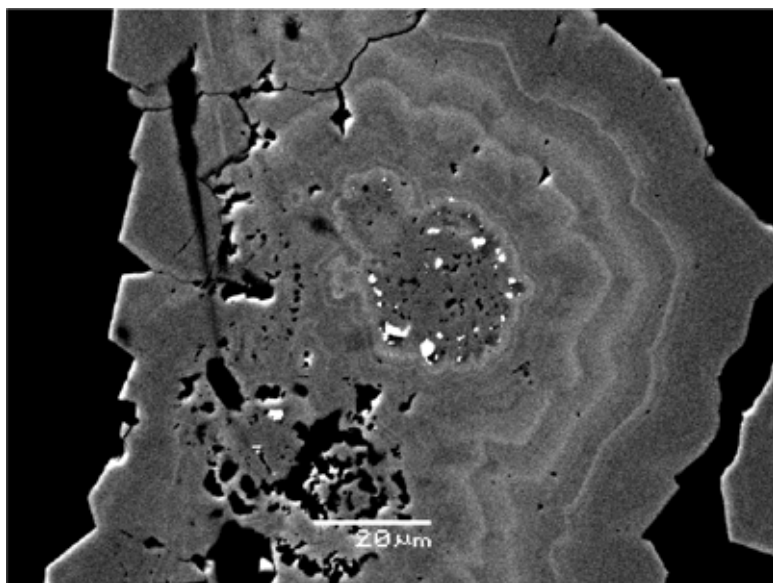


Рис. 18. Пирит, обрастающий фрамбонды, характеризуется правильной ростовой зональностью, подчеркиваемой зонами пирита со светлым тоном в BSE, что отражает повышенные содержания в нем As, Sb, Cu и Ag. Контуры бывшего фрамбоида, служившего «затравкой» при кристаллизации пирита-2, подчеркиваются мелкими точечными выделениями галенита, образовавшегося в результате собирательной перекристаллизации. Галкинское месторождение, обр. 336/105.5. Изображение в обратно-рассеянных электронах (BSE)

**Таблица 22.**

Химический состав (все в г/т, As, Zn и Fe в мас.%) сульфидов Галкинского месторождения по данным инструментального нейтронно-активационного анализа мономинеральных фракций

Эле- мент	Пирит (9, ИНАА)				Пирит+сфалерит (8, ИНАА)				Сфалерит (8, ИНАА)			
	min	max	Среднее	Медиана	min	max	Среднее	Медиана	min	max	Среднее	Медиана
Au	0.44	7.25	3.16	1.80	2.81	9.59	5.29	4.09	0.02	31.91	8.25	2.29
Ag	2.15	711.7	137.3	39.9	27.1	364.1	136.7	115.75	<10	659.0	199.85	160.8
Te	2.4	454	107	31.9	6.40	163.2	28.3	9.15	14.7	257.5	48.65	19.5
Se	0.5	43.3	15.3	7.0	1.60	7.70	3.56	3.10	<20	<20	<20	<20
Sb	7.4	873	129	37.1	69.9	451.0	246.3	236.1	<0.6	1587	365.0	186.75
Co	0.1	1.5	0.72	0.59	<0.1	3.52	0.85	0.10	0.18	1.93	0.50	0.28
Hg	<0.5	2.70	0.71	0.05	<0.5	5.54	0.69	0.05	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Cd	1.5	192.7	59.6	34.05	155.4	493.2	281.6	269.9	411.3	1669	829.9	771.4
As, %	0.027	0.370	0.18	0.16	0.131	0.878	0.35	0.28	<0.001	0.543	0.115	0.056
Zn, %	0.18	7.99	2.80	1.32	9.61	22.48	16.23	15.68	36.67	56.97	46.76	46.82
Fe, %	36.50	45.23	40.93	40.47	13.36	34.14	22.44	22.34	0.84	11.71	5.71	4.64

**Таблица 23.**

Химический состав (мас.%) пирита Галкинского месторождения по данным микроанализа (АЭМ)

№ обр.	Минерал	точка	T*, c	Ag	Cu	Zn	Fe	Co	Ni	Sb	As	S	Сумма	
336-105.5	пирит	2	400				46.47	0.29	0.09	0.45	1.55	51.06	99.91	
	то же	3_2					46.54	0.46	0.19		0.79	51.82	99.8	
	>>	7_2					46.49	0.26	0.2		2.42	50.38	99.75	
	>>	7_3					46.54				3.03	50.32	99.89	
	пирит зонал.	9_1			2.87		44.0				2.6	50.32	99.79	
	пирит	9_3					45.32				3.97	49.74	99.03	
	пирит (рядом)	9_5	500		0.16		46.05	0.12		0.32	2.96	50.38	99.99	
	пирит	9_4			0.32		45.21	0.15			4.18	50.15	100.01	
	пирит (рядом)	9_6	500	0.09	0.2		45.6			0.25	3.57	50.27	99.98	
	пирит зонал.	10_1	500		0.19		47.17				0.74	51.81	99.91	
375-22a	пирит св.зона	10_3	500	0.11			46.31	0.18		0.57	2.54	50.29	100.0	
	то же	11					45.15				4.32	49.31	98.78	
	пирит	1_2			1.15		46.94					52.25	100.34	
	то же	2_2			1.38	1.13	45.87		0.16		0.21	50.99	99.74	
	>>	2_3			0.72		46.01				0.25	51.41	98.39	
	375-16.6	пирит	2_3					47.51	0.28	0.14			51.76	99.69
		то же	4_3					46.79	0.16		0.38	0.42	52.24	99.99
		>>	16_4				0.76	46.85					52.02	99.63
		>>	6_1					47.7	0.23	0.16		0.4	52.09	100.58
		пирит (рядом)	6_3	400			0.27	46.85	0.16			0.75	51.9	99.93
375-16.6	марказит	6_2					46.96	0.21	0.17		0.3	51.68	99.32	
	марказит (рядом)	6_4	400			0.28	47.36	0.23				51.8	99.67	
	марказит	7_1	400		0.71	0.62	45.56		0.09		1.59	51.16	99.73	

\* время экспозиции, при рядовом анализе – 100 с

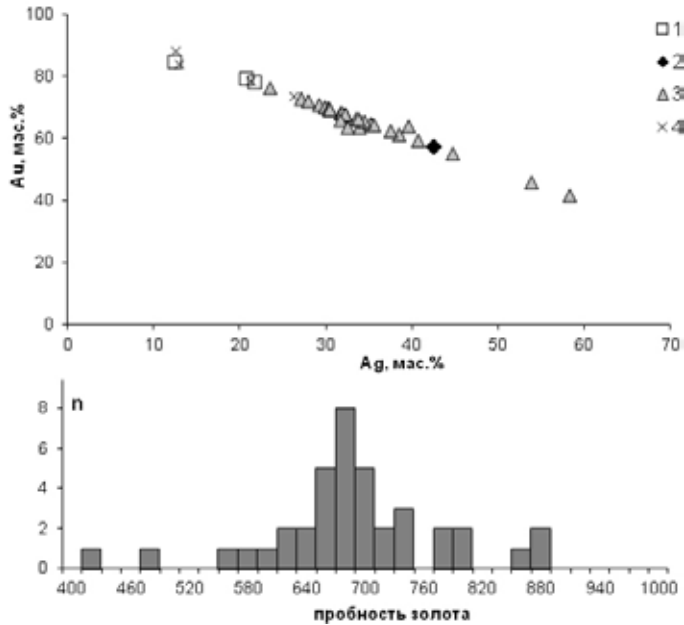


Рис. 19. Состав самородного золота Галкинского месторождения

- 1 – первичные Cu–Zn–колчеданные руды (Гл–4); 2 – первичные руды из зон аргиллизации (Гл–2);  
 3 – первичные прожилково-вкрапленные бедные цинковые руды (Гл–1);  
 4 – первичные прожилково-вкрапленные цинковые руды, образец 411/129.

ность сфалерита кадмием, но удивительна – серебром (медиана 161 ppm) – по сравнению с чистыми (40 ppm) и «грязными» (116 ppm) фракциями пирита. Отметим, что почти синхронный рост Sb (до 0.02–0.16 мас%), As (до 0.03–0.54 мас%) и Ag (до 200–670 ppm) в анализах сфалерита коррелирует частой встречаемостью в аншлифах его тесных взаимных прорастаний с блеклой рудой.

Исследование на СЭМ выявило наличие в пирите Галкинского месторождения тонкой ростовой зональности (рис. 18). Анализ пирита, как при рядовом анализе, так и с большим временем счета (400–500 с) выявил наличие в нем зон, обогащенных (мас%) As (1.4–4.32), Sb (0.25–0.57), Cu (0.12–0.72) и Ag (0.09–0.11) (), а также, по всей вероятности, и золотом. Последнее можно прогнозировать, исходя из наличия высокой положительной корреляции содержания Au в монофракциях пирита (по данным ИНАА) с Ag и Sb.

Основной формой нахождения **золота** в рудах этого месторождения является самородное золото (сплавы AuAg), присутствующее в микронных (чаще всего 20–80 мкм, пробностью около 640–700, рис. 19) и субмикронных (десятые доли микрона) выделений, ассоциирующих с сульфидами (сфалерит, пирит), реже силикатами и углеродистым веществом.

Доля золота, входящего в структуру сульфидов, незначительна (<10 % от валового Au), поскольку для проб руды доля ионного золота лишь 6–9% и для проб сульфидных концентратов – 1–4% от валового Au (табл. 24). Это, в том числе, вероятно обусловлено резким преобладанием среди руд месторождения прожилково-вкрапленных разностей и их малосульфидным характером. Надо заметить, что повышение содержания Au в руде сопровождается ростом S, Cu, Zn и Fe в тех же пробах, тогда как для значений доли «свободного» золота (в % от валового Au) – картина обратная. Наряду с антикорреляцией последнего параметра с S, Cu, Zn и Fe, он положительно коррелирует с Ag, что может отражать присутствие в руде Au–Ag минералов, а также – с SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O (связь отложения этого золота с окварцеванием и развитием

**Таблица 24.**

Химический состав и содержание ионного золота в пробах руд и флотационных концентратов

№ пробы	Характеристика проб	Содержание Au, г/т		Доля ионного Au, %	Содержание по данным РФА, мас. %				
		пробирный	ИНАА		Zn	Cu	Pb	Fe	S
Учалинское месторождение									
УТ-239а	Cu-Zn руда	1.9	2.2	38	4.4	1.0	0.2	36.7	31.3
УТ-239б	хвосты флотации	не опр.	1.8	22	0.3	0.2	0.1	37.7	29.6
УТ-239г	пирит-Zn концентрат	то же	2.5	16	10.8	1.0	0.6	43.2	42.9
УТ-239е	Cu концентрат	>>	1.8	38	2.8	20.6	1.2	35.6	36.5
УТ-239ж	Zn концентрат	>>	1.7	23	44.9	0.5	0.1	14.2	37.5
Галкинское месторождение									
ГЛ-1	Zn руда	1.1	н.д.	6	0.4	0.05	0.11	3.5	3.8
ГЛ-2	то же	1.2	н.д.	7	0.64	0.09	0.27	4.1	3.5
ГЛ-4	Cu-Zn руда	1.3	1.5	9	5.0	0.55	0.11	5.1	7.7
ГЛ-1-30	пирит-Zn концентрат	7.3	9.1	1	5.0	0.68	1.2	28.6	33.1
ГЛ-2-17	то же	4.2	5.7	4	2.7	0.32	0.82	14.1	13.5
ГЛ-4-34	>>	2.7	4.2	4	15.6	2.6	0.5	17.6	37.3

*Примечание. ГЛ-1 – первичные прожилково-вкрапленные руды; ГЛ-2 – первичные прожилково-вкрапленные руды из зон аргиллизации; ГЛ-4 – первичные линзовидно-полосчатые колчеданные руды. РФА – рентген-флуоресцентный анализ*

белых слюд). В то же время, доля “связанного” золота в сульфидах имеет наиболее высокую корреляцию с As (вхождение Au в мышьяковистый пирит, сульфоарсениды), несколько меньшую – с концентрацией в руде Pb (“невидимое” золото в галените, Au в составе сульфосолей поздних серебро–полиметаллических “микрорагенизисов” с галенитом).

По данным рациональных анализов ЗАО “Полиметалл Инжиниринг” для тех же технологических проб руд Галкинского месторождения ГЛ-1, ГЛ-2 и ГЛ-3 (табл. 24), преобладающая доля золота (52–55%) заключена в сульфидах в тонкодисперсной форме, доля свободного (извлекаемого цианированием) золота 25–40%. В полученных из пробы ГЛ-1 полиметаллических концентратах, где ниже содержание пирита и выше сфалерита и халькопирита, чем в первичной руде (типа пробы ГЛ-1–30 в табл. 24), “свободное” золото составляет 30–60% (% от валового содержания). Подчеркнем, что повышение содержания Au в отдельных концентратах сопровождается заметным ростом Ag, Pb, As и, в несколько меньшей степени – Fe и Sb, что отражает важную роль как концентратора золота минеральных ассоциаций с участием мышьяковистого пирита, блеклой руды (и других сульфосолей) и арсенопирита, а также присутствие в них Au–Ag минералов.

Сопоставление этих данных с полученными нами результатами (табл. 24) показывает, что, несмотря на отсутствие в рудах существенной доли химически связанного в сульфиды (ионного) золота, оно плохо извлекается из руды цианированием. Это свидетельствует о весьма тонкозернистом или тонкодисперсном характере выделения самородного золота в сульфидах руд. Надо также принять во внимание, что, по крайней мере, часть из этого небольшого количества ионного золота (для руд и концентратов от 1 до 9% от валового количества Au) присутствует в виде установленных нами сульфидов золота и серебра (петровскаит, ютенбогартит), а также курилита. Исходя из этих данных можно заключить, что структурно-связанное золото для главных сульфидов месторождения (пирит и сфалерит) не характерно и может быть оценено в первые % от валового Au.



**Таблица 25.**

Количество (об.%) главных и второстепенных минералов в технологических пробах руды Галкинского месторождения по данным QemScan

Минералы	Проба ГЛ-1	Проба ГЛ-4
Нерудные*	85.2	64.7
Гематит	1.7	0.3
Пирит	10	12
Сфалерит	1.3	19.8
Халькопирит	0.1	1.1
As-пирит	0.8	0.2
Галенит	0.2	0.4
Другие	0.7	1.5
ИТОГО	100	100

\* кварц, мусковит, глинистые минералы, ортоклаз, плагиоклаз

Главными формами **серебра** являются блеклая руда (теннантит с 0.4–1.1 мас% Ag, теннантит–тетраэдрит с 1.2–3.3 мас% Ag), подчиненными – серебросодержащий (7.4–9.6 мас% Ag) тетраэдрит, сульфоантимониды (пираргирит, фрейбергит, стефанит, полибазит, пиростильпнит, аргентотетраэдрит) и сульфоарсениды (пирсеит, прустит), электрум, кюстелит, акантит, самородное серебро; в составе минералов концентрация серебра в этом ряду резко растет, но распространенность их, наоборот, заметно падает. Наиболее тесно, в виде мелких (мкм – первые десятки мкм) включений и прожилковидных гнезд (поздние “микрорагенизисы”), сульфосоли серебра ассоциируют со сфалеритом, реже с халькопиритом и пиритом. Существенная часть серебра также находится в виде изоморфной примеси в пирите и сфалерите – основных рудных минералах.

В результате исследования **термохимическим методом** выяснилось, что доля ионного золота (связанного в виде изоморфной примеси в основных сульфидах, фрейбергите и др. сульфосолях, а также в виде Au–Ag теллуридов и селенотеллуридов, а также др. минералах Те) варьируется от 6 до 38% в рудах Галкинского и Учалинского месторождений и от 1 до 38% в пробах из продуктов их обогащения (табл. 24). Максимальные значения содержания ионного золота – 38% (от общего количества Au) установлено в пробах медно-цинковой руды Учалинского месторождения (с концентрацией Au 2.2 г/т) и медного концентрата (1.8 г/т Au) из этой руды. Минимальные доли ионного золота выявлены, с одной стороны, в цинковом и пирит-цинковом концентратах Учалинского месторождения (23 и 16% от валового содержания Au, соответственно) и в состоящих на ~90 об.% из пирита хвостах флотации руды этого же месторождения (22%), а с другой – в пирит-цинковом концентрате (1–4%) Галкинского месторождения, что косвенно свидетельствует о более предпочтительном вхождении золота в минералы меди (халькопирит и блеклую руду) по сравнению со сфалеритом и пиритом.

**Таблица 26.**

Минеральный баланс (мас.%) мышьяка для технологических проб руды Галкинского месторождения по данным QemScan

Минералы	Проба ГЛ-1	Проба ГЛ-4
As-пирит	80.4	30.9
Арсенопирит	9.7	63.7
Теннантит	5.8	3.0
Фрейбергит-тетраэдрит	4.0	2.4
ИТОГО	100	100

Об этом же может свидетельствовать меньшая доля ионного золота в Zn рудах по сравнению с Cu–Zn рудами (Галкинского месторождения) и существенно меньшая его доля в цинковом (23% от валового содержания Au) и пирит-цинковом (16%) концентратах, чем в медном (38%, концентраты Учалинского месторождения). В хвостах флотации этого месторождения резко доминирует пирит, поэтому содержащееся в них ионное золото – ни что иное, как структурно-связанное золото в пирите (по крайней мере, в существенной степени).

Также для руды Галкинского месторождения впервые для уральских объектов в тестовом режиме были опробованы возможности высокоразрешающей сканирующей электронной микроскопии – с использованием приемов автоматизированной системы “количественной минералогии” QemScan (количественная оценка минералов при помощи сканирующего электронного микроскопа, Mineral Liberation Analysis) и прибора FEI Quanta FEG 650 (аналитик G. Gloy, FEI Company, Австралия). Анализ выполнялся для двух технологических проб ГЛ–1 и ГЛ–4 (химический состав см. табл. 24), представляющих, соответственно, первичную прожилково-вкрапленную цинковую и первичную Cu-Zn-колчеданную руду. Этот метод в основном ориентирован на минералы благородных металлов (Кнауф, 2012), но предоставляются также данные и по «макроминералам» (табл. 25), включая сульфиды; их относительные количества составляют в указанных пробах, соответственно 12.4 и 33.5 об.%. Более того для всех химических элементов можно получить данные по их минеральному балансу (об.%) – мы привели здесь данные для мышьяка (табл. 26), поскольку для колчеданных руд, как и для многих типов месторождений золота (“орогенных”, типа Карлин, Au–Sb), распределение As – важнейший фактор, определяющий их золотоносность. Так, обращает на себя внимание тот факт, что, несмотря на малую распространенность арсенопирита (редкий минерал руд), он заключает около 2/3 валового мышьяка колчеданного типа руды, а широко распространенный мышьяковистый пирит – менее 1/3. Для прожилково-вкрапленных руд картина резко отличная: последний заключает 4/5 валового мышьяка колчеданного типа руды, а вклад каждого из прочих минералов – менее 10 мас%.

Особый интерес представляют данные по минералам благородных металлов и их относительной распространенности как в целом по пробам (табл. 27), так и распределение их **собственных минералов** по гранулометрическим фракциям, выделенным из этих проб (табл. 28). В пробе ГЛ–1 установлено только 9 частиц Au–Ag–минералов (все размером менее 5 мкм, большинство 2–3 мкм), а в образце ГЛ–4 – 57 частиц электрума и курилита размером менее 10 мкм (большинство 2–5 мкм, одно зерно курилита 8x15 мкм).

Одним из наиболее значимых результатов следует считать заключение о широкой распространенности курилита (Ag, Au)<sub>2</sub>(Te, Se, S), особенно в колчеданном типе руды. Обращает на себя внимание то, что при близкой концентрации Au в колчеданной руде (2.5 г/т по сравнению с 2.2 г/т Au в прожилково-вкрапленной руде) в ней обнаружено существенно больше частиц курилита (и гессита). Валовое количество электрума (табл. 28), как и доля ионного золота (см. табл. 24), больше в прожилково-вкрапленных рудах, последнее может быть обусловлено существенно (в 4 раза) более высоким содержанием в них мышьяковистого пирита, фрейбергита и других сульфосолей, несущих ионное золото.

С целью исследования **субмикронного и наноразмерного самородного золота** пробы руды Галкинского месторождения были изучены методом просвечивающей электронной микроскопии с микродифракционной идентификацией частиц. Обособления самородного золота в виде пластинок (от десятков нанометров до нескольких десятков мкм) выявлены при исследовании реплик с извлечением со свежесколотых поверхностей зерен пирита и сульфидных агрегатов. Золотинки располагаются как на поверхности кристаллов пирита, так и внутри них. Микродифракционная картина большинства частиц самородного золота монокристаллическая. Часть выделений самородного золота (установленных как в репликах, так

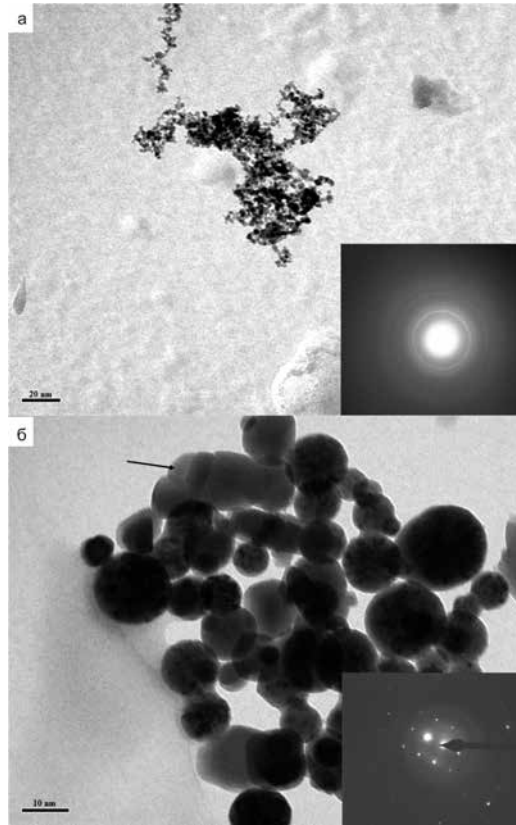


Рис. 20. Наноразмерное золото в сульфидах Галкинского месторождения (по данным ПЭМ, проба ГЛ-1). а – агрегат мельчайших частиц золота, выявленных в суспензионном препарате, справа вверху приведена кольцевая микродифракционная картина самородного тонкодисперсного золота; б – дискообразные обособления самородного золота в матрице пирита; с частички, выделенной стрелкой, получена монокристаллическая микродифракционная картина самородного золота

**Таблица 27.**

Количество зерен минералов благородных металлов и относительная распространенность (доля, об.%) этих минералов в пробах руды Галкинского месторождения по данным QemScan

Минерал	Состав	Проба ГЛ-1		Проба ГЛ-4	
		Доля	n	Доля	n
Золото	Au	0.0	0	0.0	0
Электрум	Au,Ag	0.1	1	0.0	11
Курилит	(Au,Ag) <sub>2</sub> (Te,Se,S)	0.0	8	0.2	46
Гессит	Ag <sub>2</sub> Te	0.2	3	2.0	72
Акантит	Ag <sub>2</sub> S	66.2	172	69.7	63
Фрейбергит-тетраэдрит	(Ag,Cu,Fe) <sub>12</sub> (Sb,As) <sub>4</sub> S <sub>13</sub>	33.5	145	28.0	124
ИТОГО		100.0	329	100.0	316

n – количество частиц

**Таблица 28.**

Распределение количества частиц собственных минералов Au и Ag по фракциям различной крупности в технологических пробах руды Галкинского месторождения по данным QemScan

Минерал	+2 мм	+500 $\mu\text{m}$	+250 $\mu\text{m}$	+38 $\mu\text{m}$	-38 $\mu\text{m}$
Проба ГЛ-1					
Электрум	0	1	0	0	0
Курилит	3	3	2	0	0
Проба ГЛ-4					
Электрум	1	5	5	0	0
Курилит	6	15	18	7	3

и в суспензионных препаратах) размером в десятки нанометров являются тонкодисперсными и дают кольцевую микродифракционную картину.

При исследовании реплик со свежесколотой поверхности пирита Галкинского месторождения помимо относительно крупных микронных частиц были встречены тонкодисперсные дискообразные наноразмерные (1–50 нм) обособления самородного золота. Обычно они образуют небольшие облаковидные скопления в пирите (рис. 20а). При детальном исследовании обнаруживается, что самородное золото представлено мелкими чешуйками или имеет шаровидную и дискообразную форму. На рис. 20б показано скопление относительно крупных (но все равно наноразмерных) дискообразных частиц самородного золота, рядом наблюдается обломок пирита и прозрачная частичка слоистого алюмосиликата. С выбранного участка получена кольцевая микродифракционная картина золота, которая показывает, что вещество частичек золота слабо раскристаллизовано.

#### 5.4. К вопросу о формах структурно-связанного золота

Факторы, благоприятствующие концентрированию золота в "невидимой" форме, остаются мало изученными, как для золоторудных (Таусон и др., 2014; Cook, Chrissoulis, 1990), так и для колчеданных месторождений (Бортников и др., 2003; Laroque et al., 1995; McClenaghan et al., 2009). Мнения о состоянии золота, рассеянного в сульфидах, расходятся. Например, разные авторы полагают, что "невидимое" золото в арсенопирите может находиться в виде  $\text{Au}^0$ ,  $\text{Au}^{+1}$  и  $\text{Au}^{+3}$  (см. обзоры в статьях Cabri et al., 2000b; Reich et al., 2005); сообщения о возможности формы  $\text{Au}^{-1}$  (Li et al., 1995), вероятнее всего, ошибочны, поскольку при интерпретации XPS-спектров не учитывался размерный фактор (Cabri et al., 2000b).

Целая серия специальных работ была выполнена для **месторождений типа Карлин**. В связи с резко преобладающей ролью "невидимого" золота в As-пирите, запрос на эти исследования, кроме фундаментальной геохимии, носит существенную экономическую составляющую. Выяснено (Fleet, Mumin, 1997; Palenik et al., 2004; Reich et al., 2005; Simon et al., 1999), что здесь присутствует золото как свободное ( $\text{Au}^0$ ) в виде субмикронных включений, так и в ионной форме ( $\text{Au}^{+1}$ ) в двойной или четверной координации (по данным методов рентгеновской абсорбции). Сильная положительная корреляция Au с As для проб пирита свидетельствует об ассоциации золота с участками в минерале, обогащенными мышьяком.

Возможные способы образования "невидимого" золота в пирите (в том числе мышьяковистом) включают: структурно-связанное по механизму гетеровалентного изоморфизма золото с вхождением его в виде компоненты  $\text{AuAsS}$  или  $(\text{Au}, \text{As})\text{S}_2$ ; хемосорбция золота на поверхностях роста кристаллов пирита в виде  $\text{Au}^0$  или в виде  $\text{Au}^{+1}$  с последующим восстановлением до  $\text{Au}^0$ ; как  $\text{Au}^{+1}$  в составе комплекса  $\text{Au}(\text{HS})^0$ ; как  $\text{Au}^{+1}$  в катионной вакансии ( $\text{Au}^{+1}_{\text{Py}}$ ), или как  $\text{Au}^{+1}$  в виде кластеров  $\text{Au}_2\text{S}$ , или в результате адсорбции  $\text{Au}^{+1}$  в виде частиц  $\text{Fe}(\text{SAs})-\text{Au}(\text{HS})^0$

или  $\text{Fe}(\text{SAs})\text{-Au}_2\text{S}^0$ ; как  $\text{Au}^{+1}$  в комплексах  $\text{Fe}(\text{SAs})\text{-Au}(\text{HTe})^0$  или  $\text{Fe}(\text{SAs})\text{-Au}_2\text{Te}^0$  (см. обзоры в Vikentyev, 2006; Deditius et al., 2014 и ссылки в них). Подобные же формы золота можно ожидать и в  $\text{Cu}(\text{-Fe})$  сульфидах, однако они менее изучены – как природные (см., например, Масленников и др., 2010; Cook, Chrissyoulis, 1990; Cook et al., 2011; Melekestseva et al., 2017), так и синтезированные (Tagirov et al., 2016; Trigub et al., 2017).

#### 5.4.1. Соотношение разных форм золота в слабо метаморфизованных колчеданных рудах

Максимальная концентрация структурно-вязанного золота в пирите ~3–4 ppm (Викентьев, 2015) при валовой  $C_{\text{Au}}$ , достигающей 17–20 ppm, ИНАА). Это отвечает верхнему пределу количества структурно-связанного золота в пирите  $3 \pm 1$  ppm, установленному экспериментально (Tauson, 1999), а также оценкам ~5 ppm Au для золоторудных месторождений (Тausон и др., 2014, см. ниже).

Малоизученным остался вопрос о связи между субмикроскопической формой золота и дефектами кристаллической структуры сульфидов (Новгородова и др., 1980), но она весьма вероятна (Тausон и др., 1998, 2014). Численное моделирование возможности концентрирования золота межблочными границами кристаллов пирита показало, что с этим эффектом могут быть связаны высокие концентрации “невидимого” золота, на уровне десятков ppm особенно в низкотемпературной области (<300°C).

Для синтезированного при  $t = 450^\circ\text{C}$  и  $P = 1$  кбар (в растворах разной кислотности) кристаллов пирита выяснено (Тausон и др., 2011), что аккумуляция “невидимого” Au пиритом вызвана не только восстановительной адсорбцией с образованием частиц и пленок  $\text{Au}^0$ . Она определяется преимущественным вхождением золота в состав *поверхностной пирритиноподобной фазы*, формирующейся во внешнем слое кристалла пирита толщиной около 500 нм, в химически связанной форме (видимо  $\text{Au}^{+1}$ ), равномерно распределенной по глубине этого поверхностного слоя пирита. При валовом содержании в синтезированном пирите 5.15–11.2 ppm в его поверхностном слое содержится ~0.3–0.5 мас% Au, а для мышьяковистого (0.02–0.05 мас% As) пирита при валовом содержании в нем 2.1–5.6 ppm в его поверхностном слое концентрируется ~0.15–0.2 мас% Au. В то же время при исследовании вплоть до наноразмерного уровня на поверхности пирита не установлено однородно распределенных частиц  $\text{Au}^0$ . Высокая поглотительная способность такой фазы может быть вызвана ее дефектной (пирритиноподобной) структурой, с ненасыщенными связями избыточной серы.

Преимущественным обогащением Au и As поверхностного слоя кристаллов пирита может быть объяснена зависимость содержания этих элементов от размера зерен пирита (и следовательно от удельной поверхности). Как показано опытным путем, с уменьшением размера зерна на порядок (от мелкозернистого пирита к тонкозернистому) в минерале (в валовых пробах) наблюдается параллельный рост Au и As – с <1 % As и 17–60 ppm Au до 1.0–2.4 % As и 600–1500 ppm Au. Еще более высокие, аномальные величины уже только для краевых зон кристаллов пирита установлены Z.Ye (2000, цит. в Palenik et al., 2004): 0.8 мас% Au и 8.1 мас% As (данные PCMA).

В пирите мезо- и эпитермальных месторождений золота “поверхностная” форма вносит преобладающий вклад в общую золотоносность пирита (Тausон и др., 2014), превышая концентрацию структурно-связанного золота от ~2 до ~400 крат и лишь изредка – несколько уступает ей (1.6 ppm по сравнению с 2.1 ppm). Соответственно, структурно-связанное золото, содержание которого оценивается от 0.01 до ~5 ppm, составляет заметно меньшую долю в общем балансе Au. Содержание As в исследованной выборке пирита месторождений сильно варьируется от 5 ppm до 1.4 мас%, но не на всех них пирит с высоким золотом обогащен мышьяком.

Согласно наиболее надёжным данным, “невидимое” золото входит в структуру арсенипирита в виде одновалентного золота  $Au^{+1}$ , либо находится в виде субмикроскопического элементарного золота  $Au^0$  (Simon et al., 1999; Cabri et al., 2000b). Однако позиция ионного золота в структуре пирита остается неясной, хотя и полагают, что оно замещает железо, входя в искаженные октаэдрические позиции, а As – серу в тетраэдрических позициях.

В целом, говоря о структурно-связанном примесном золоте в минералах, можно в близком соответствии с (Таусон и др., 2011) выделять три его формы: (1) истинно изоморфную (твёрдый раствор), а также золото, связанное с (2) точечными дефектами и (3) дислокационными дефектами. Неструктурной примесью является сорбированное золото. Экспериментально показано, что дефектами, обеспечивающими высокие (~100 ppm) пределы вхождения Au в сульфиды, являются вакансии в металлической подрешетке (при высокой активности серы). При низкой активности серы определяющими дефектами, согласно (Таусон и др., 2011), становятся вакансии серы (~10 ppm Au).

В синтезированном при гидротермальных условиях (250°C) в присутствии водного раствора Au (250–1000 ppm) и As (0.5–2 мас%) пирите золото и мышьяк по данным XANES входят в структуру минерала (золото в виде  $Au^{+1}$ ) (Bennet, Benning, 2004). С учетом данных (Таусон и др., 2011–2014), можно заключить, что эти высокие содержания Au, скорее всего, обусловлены наличием «поверхностной» формы золота, а не распределенной по всему объему кристалла его изоморфной примеси.

Сравнительно высокие примеси благородных металлов способны концентрировать в себе сульфосоли (Викентьев, 2004, 2015; Молошаг, 2011). Помимо сульфидов и сульфосолей золото содержится в виде примесей в различных теллуридах колчеданных месторождений Урала: в алтаите (0.02–5.2 мас%), гессите (0.02–0.63 мас%), штютците (0.01–0.05 мас%), тетрадимите и самородном теллуре (около 0.2 мас%), теллуrowисмутите (0.33–8.07 ppm), фробергите (3–18 ppm) (Maslennikov et al., 2013; Vikentyev et al., 2004; Vikentyev, 2006).

#### 5.4.2. Золото в мышьяковистом пирите

В мышьяковистом пирите *золоторудных месторождений* “невидимое” золото представлено либо мельчайшими (до наноразмерных) включениями минералов Au (самородное золото AuAg, соединения Au с Te, реже Au совместно с Cu, Sb, Bi и, возможно, с As, Se, Sn, Hg) в сульфидах, либо рассеяно в структуре сульфидов в виде изоморфной примеси, в основном  $Au^{+1}$  (см. напр., Таусон и др., 2014; Fleet, Mumin, 1997; Simon et al., 1999a; Deditius et al., 2014; Vaughan, Kyin, 2004; Tagirov et al., 2016).

На месторождениях типа Карлин богатые Au и As зоны роста пирита, формирующиеся на поверхности беспримесного, дорудного пирита, имеют мощность от нескольких нанометров до нескольких десятков микрон. Зоны роста пирита рудной стадии являются пористыми и имеют губчатую и колломорфную структуры (Simon et al., 1999b; Palenik et al., 2004; Muntean et al., 2011 и др.). Совместное вхождение золота и мышьяка в отдельные наноразмерные зоны роста подтверждается анализами Nano-SIMS и картами распределения для колломорфного As-Au-содержащего пирита. Это во многом соответствует данным, полученным для подобного пирита Галкинского месторождения (см. выше, рис. 18, табл. 23). Эмпирическим путем (систематизация тысяч микроанализов) установлено (Reich et al., 2005), что предельный уровень насыщения структуры мышьяковистого пирита золотом соответствует 1 атому Au на 50 атомов As; при более высоких содержаниях в пирите появляются наночастицы золота.

Для *колчеданных месторождений* важнейшим носителем Au в рудах является мышьяковистый пирит. Исследование с помощью ионного зонда руд с повышенными содержаниями Au из восьми месторождений района Нью-Брансуик в Канаде позволило заключить,

что Au в рудах в основном находится в мышьяковистом пирите со средним содержанием Au 9.1 ppm и максимальным 42.9 ppm, в арсенипирите в среднем 2.7 ppm Au (McClenaghan et al., 2004).

Эксперименты при  $t \sim 500^\circ\text{C}$  и  $P = 1$  кб показали, что в структуру пирита может быть включено только  $\sim 20\text{--}190$  ppm As и  $\leq 3$  ppm Au (Таусон и др., 1998; Tauson, 1999). При более низких температурах пирит может содержать в виде твердого раствора вплоть до 6 мас% As, затем мышьяковистый пирит распадается на двухфазную смесь, представленную нанодоменами пирита и арсенипирита (Reich et al., 2005). Содержание As в пирите (в виде  $\text{As}^{1-}$ ) может достигать почти 20 мас% (Simon et al., 1999; Reich et al., 2005) особенно в низкотемпературной области (менее  $200^\circ\text{C}$ ), где, очевидно, его структура менее упорядочена.

Как для колчеданных залежей, так и для золоторудных месторождений обращает на себя внимание положительная корреляция содержаний As и Au в пирите, что может рассматриваться как свидетельство изоморфного замещения позиции Fe в решетке мышьяковистого пирита по схеме  $\text{Au}^{+1} + \text{As}^{+3} \leftrightarrow \text{Fe}^{+2}$  (Chouinard et al., 2005; Deditius et al., 2014; Huston, 2000; Laroque et al., 1995; Pals et al., 2003 и др.). Этот механизм подтверждается и свидетельствами дефицита Fe в составе обогащенного золотом мышьяковистого пирита или арсенипирита (см. Cabri et al., 2000b; Cathelineau et al., 1989; Cepedal et al., 2008; Fleet, Mumin, 1997; Genkin et al., 1998). В то же время, описана и противоположная тенденция – так, отмечалось (Новгородова и др., 1980), что в подавляющем большинстве проб высокозолотоносных арсенипирита и пирита золоторудных месторождений Урала и Сибири соотношение  $\text{Fe}/(\text{S}+\text{As}) \geq 0.5$  (т.е. избыток Fe по сравнению со стехиометрией). Есть данные о наличии недостатка As в наиболее обогащенном золотом арсенипирите (Ashley et al., 2000) и об отсутствии дефицита Fe в составе обогащенного золотом мышьяковистого пирита (Zachariáš et al., 2004); подчеркивается, что обедненные мышьяком золотоносные зоны в арсенипирите содержат многие мас% Sb, тогда как в богатых As зонах заметно повышены концентрации Cu, Ag, Ni, Se и In арсенипирите (Ashley et al., 2000). Для двух исследованных нами колчеданных месторождений корреляция Au с As в пирите отсутствует.

### 5.4.3. Почему золото+мышьяк?

При образовании колчеданных залежей быстрое осаждение сульфидов при смешении с океанической водой на или вблизи морского дна способствует активному участию мышьяка в реакциях замещения, делая возможным вхождение большого количества As в пирит.

Путем расчетов по теории функциональной плотности (density functional theory, DFT) было исследовано влияние мышьяка на структурную устойчивость золота в пирите (Chen et al., 2013). Они показали малую вероятность замещения железа золотом в химически чистом пирите, а вот при наличии As – вхождение Au в пирит гораздо более предпочтительно. Наличие As способствует включению Au в междоузлии решетки пирита вместе с замещением позиции серы. Таким образом, содержание As облегчает внедрение Au в пирит. Кроме того, с увеличением доли мышьяка Au занимает позиции железа, и Fe вытесняется в полиэдрические пустоты. С вхождением Au и As решетка пирита заметно расширяется («разрыхляется») и, очевидно, становится более изоморфноемкой. Но основную роль к концентрации Au мышьяковистом пиритом, по всей вероятности, играет «поверхностная» форма, поскольку для структурно-связанной (распределенной по всему объему кристалла) не подтверждается повышенная изоморфная емкость (в отношении Au) мышьяковистого пирита по сравнению с «чистым» (Таусон и др., 2011). Более того, коэффициент распределения структурной примеси Au в последнем выше, чем в присутствии мышьяка. Это сопровождается увеличением коэффициента фракционирования Au в «поверхностную» фазу по отношению к «структурной».  $D_{\text{Au}}^{\text{пф}}/D_{\text{Au}}^{\text{стр}}$  возрастает от 2200 для «чистого» пирита до 3400 для мышьяковистого (Таусон

и др., 2011), что очевидно и обеспечивает повышенную валовую золотоносность мышьяковистого пирита (месторождения типа Карлин, эпитермальные).

Золото, помимо пирита, мышьяковистого пирита и арсенопирита, по всей вероятности изоморфно входит во многие минералы – халькопирит, сфалерит, галенит, сульфосоли, теллуриды – это доказывается наличием равномерного распределения Au (отсутствие пиков на фоне плато) в глубинных и поверхностных профилях анализа LA-ICP-MS для этих минералов, а также полученных для них карт с однородным его распределением (Викентьев и др., 2006).

В то же время, у доли “связанного” золота в сульфидных рудах Галкинского месторождения наряду с наиболее высокой корреляцией с содержанием As (вхождение Au в мышьяковистый пирит, сульфоарсениды), проявляется зависимость и от Pb, что можно связывать с присутствием “невидимого” золота в галените, поскольку возможность этой формы Au доказана экспериментально (Таусон и др., 2014).

#### 5.4.4. Другие элементы-примеси в пирите

“Невидимое” золото в месторождениях типа Карлин концентрируется в зонах роста тонкозернистого As-пирита, который также содержит значительные примеси Sb, Cu, Te, Hg и Tl (Emsbo et al., 2003; Barker et al., 2009). Кроме упомянутых элементов-примесей также имеются многочисленные данные о высоких содержаниях в As-пирите Ni, Co, Ag, Bi, Se и др. (Almeida et al., 2010; Cook, Chryssoulis, 1990; Fleet, Mumin, 1997; Reich et al., 2005 и мн. др.).

Последние исследования пирита из крупнейшего медно-порфирового месторождения Китая Дексин методами SIMS и PCMA с низкими пределами обнаружения концентраций Au и Ag и других металлов (Cu, Co, Ni, Zn, Hg), а также металлоидов (As, Sb, Se, Te) показали (Reich et al., 2013), что их содержания в пирите порфировых систем могут быть более значительными, чем думали ранее. Наиболее распространенными примесями являются Cu, As, Au и Ni при концентрациях, варьирующих от уровня суб-ppm до нескольких мас% (~6 мас% Cu, ~3 мас% As, ~0.25 мас% Au и ~0.2 мас% Ni).

На колчеданном месторождении Брансуик №12 золотоносный пирит обогащен As, Mn и Sb – причем все они легко входят в структуру пирита. Их совместное вхождение в пирит подтверждает обратная корреляция As, Mn и Sb с серой и сильная положительная между Au, Mn и Sb, а также равномерное распределение Sb в кристаллах пирита на полученных с помощью LA-ICP-MS картинах (McClenaghan et al., 2009). У нас для пирита обоих месторождений – близкие тенденции: сильная связь между Au, Mn и Sb для Учалинского месторождения и между Au и Sb для Галкинского (Mn не определялся). Сделан вывод (McClenaghan et al., 2009), что в мышьяковистом пирите золото присутствует в форме *твердого раствора*, однако аргументы в работе не приводятся. По сравнению с данными для месторождения Брансуик №12, для Учалинского месторождения, также крупного и сложенного в основном массивными сульфидными рудами, содержание As в пирите вдвое ниже (ср. 0.11 мас%), Sb – на порядок ниже (ср. 24.2 ppm); заметно ниже – Ag и Mn (ср. 0.044 мас%, до 0.084 мас%); а концентрация Au (ср. 4.03 ppm), Co, Se и Te – выше, причем Se и Te более, чем на порядок.

Косвенным указанием на возможность изоморфизма золота в пирите может служить устойчивая обратная корреляционная связь Au с Ni в золотоносном пирите (Новгородова и др., 1980), поскольку обратные корреляционные связи предполагают изоморфные замещения, а изоморфизм Ni в сульфидах широко известен.

В составе обогащенных золотом (до 20 ppm) зон мышьяковистого пирита отмечены до 4.5 мас% As, до 1500 ppm Pb и до 1350 ppm Sb (Zachariáš et al., 2004).

Наблюдаемые для *пирита* Галкинского месторождения положительные корреляции Au с Sb, Te, Ag, Zn, Cd и Hg и отрицательная (невысокая) – только с Fe, могут указывать на



вхождение небольшого (поскольку доля ионного золота первые % от валового) количества золота в состав пирита. Совокупность данных указывает на то, что, помимо гетерогенного изоморфизма по схеме  $Au^{+3} + Cu^{+1} \leftrightarrow 2Fe^{+2}$ , а As при этом так же замещает Fe:  $Ag^{+3} + As^{+1} \leftrightarrow 2Fe^{+2}$  (Chouinard et al., 2005) и  $Au^{+1} + Mn^{+3} \leftrightarrow 2Fe^{+2}$  (содержание структурной формы Au в пирите до 7.3 ppm при высокой концентрации в нем марганца, Таусон и др., 2013), не исключены и другие схемы и их комбинации (реальна, по мнению автора, схема  $Au^{+1} + Sb^{+3} \leftrightarrow 2Fe^{+2}$ ). Остается вероятным механизм внедрения катиона мышьяка в пирит, сопровождающего образование вакансий:  $As^{+3} + nAu^{+1} + 1-n(\square) \leftrightarrow 2Fe^{+2}$ , где  $n=0...1$ , т.е. гетеровалентного изоморфизма с появлением дырочных вакансий (дефектов).

Очевидно, тот же катализирующий, по сути, эффект, облегчающий вхождение золота в структуру, играют и элементы-примеси в **сфалерите**. В (Vikentyev et al., 2004) для Узельгинского месторождения показано, что в мономинеральных фракциях чистого от примесей Fe и Cu сфалерита по данным ИНАА золота немного (0.9–3 ppm), а в «грязном» сфалерите, содержащем значительные примеси Fe, Cu, Ag, Sb и Hg, количество рассеянного золота больше почти на порядок (1.8–10.6 ppm). Подобный же эффект установлен для сфалерита других колчеданных месторождений Урала – Учалинского, Галкинского, Валенторского (Викентьев, 2015; Vikentyev, 2015), а также описан для современных сульфидных построек дна океана (Викентьев, 2015).

## 5.5. Золото в рудах Воронцовского месторождения

### 5.5.1. Золото в гипогенных рудах

Золото является основным компонентом руд, оно имеет корреляционную связь с As, Hg, Pb и, в меньшей степени, с Cu, Zn. Распределение его в рудах неравномерное, что, вероятно, обусловлено сложным наложением друг на друга разнородных метасоматических процессов и неоднократным переотложением металлов; также не исключен дополнительный привнос Au в систему поздними порциями гидротермальных растворов.

#### Собственные минералы золота

**Самородное золото** во всех ассоциациях мелкое < 0.1 мм (крайне редко до 0.5 мм) с некоторой тенденцией к укрупнению в поздних парагенезисах. Образует рассеянную вкрапленность в кварце в экзоконтактах карбонатно-кварцевых прожилков, тяготеет к скоплениям арсенопирита, иногда содержится в виде включений в пирите, арсенопирите и самородном мышьяке, но чаще локализовано в их дефектах (трещины, поры и др.) и на границах зерен. Иногда самородное золото кристаллизуется в друзовидных пустотах с кварцем и карбонатом, между их кристаллами и обволакивает кристаллы реальгара в этих пустотах. Золото образует интерстициальные, пластинчатые и комковатые формы, а так же наблюдается золото с элементами кристаллографической огранки – независимо от ассоциации (рис. 13). В арсенопирите иногда встречается вкрапленность самородного золота, имеющего форму фантома кристалла (граф. прил. XXXVI). В вулканогенно-терригенных породах «свободное» золото наблюдается, как правило, только при появлении в ассоциации арсенопирита.

В пирите пирит-пирротин-полиметаллической **эпискарновой** ассоциации заключены угловатые или округлые частицы самородного золота первой генерации. Пробность частиц золота этой генерации (табл. 29) высокая (919–931), а размер их не превышает 0.05 мм. Частицы самородного золота второй генерации имеют размеры менее 0.1 мм и различную морфологию – в пирите это прожилковые и угловатые формы, в кварце и кальците изометричные, иногда с элементами огранки. Пробность частиц самородного золота второй генерации 614–709 (табл. 29). Примесные компоненты его – Ag (28–38 мас%) и Hg (0.7–11 мас%). В скарноидах гранат-эпидотового и кальцит-гранат-эпидотового состава южного фланга месторождения помимо самородного золота (пробность 830–920) встречены Ag-Au теллуриды (гессит, калаверит).

**Таблица 29.**

Состав типичных частиц самородного золота из коренных руд Воронцовского месторождения, мас.%

№ обр.	Au	Ag	Cu	Hg	Сумма	Проб., ‰	№ обр.	Au	Ag	Cu	Hg	Сумма	Проб., ‰
Тип руд 6. Аргиллизиты							Полиметаллическая минеральная ассоциация						
Vor-1	98.50	1.11	0.41	0.09	100.11	984	332	66.5	31.1	0.0	0.0	97.6	681
Vor-33	91.57	2.79	0.49	5.54	100.39	912	Тип руд 5. Мышьяк-арсенопиритовая ассоциация						
	94.03	4.28	0.24	0.00	98.55	954	1589	93.16	4.97	0.12	1.21	99.46	937
	98.42	1.41	0.55	0.00	100.38	980		93.83	5.27	0.20	0.19	99.49	943
	82.95	14.43	0.45	2.89	100.72	824		95.35	4.40	0.00	0.00	99.75	956
	79.43	18.97	0.72	0.00	99.12	801		93.54	4.72	0.02	1.37	99.65	939
vor-63	79.69	19.95	0.22	0.70	100.56	792		92.99	5.10	0.09	2.59	100.77	923
	79.20	19.69	0.07	0.77	99.73	794		93.28	5.13	0.00	0.12	98.53	947
	79.08	20.74	0.00	0.46	100.28	789		93.87	4.86	0.30	0.37	99.40	944
	98.48	0.26	0.48	0.00	99.22	993		93.17	5.78	0.19	0.00	99.14	940
	77.33	21.71	0.04	1.46	100.54	769		93.26	4.79	0.00	0.39	98.44	947
Тип руд 3. Пирит-пирротин-полиметаллическая ассоциация, 1 генерация							Тип руд 7. Пирротин-арсенопиритовая минеральная ассоциация						
396	91.58	6.69	0.05	0.0	98.32	931							
	91.00	7.75	0.06	0.0	98.81	921	276	99.9	0.3	-	-	100.2	998
	90.33	7.86	0.07	0.0	98.26	919		97.1	0.8	0.2	0.0	98.1	990
	90.77	7.85	0.04	0.0	98.66	920		97.1	0.4	0.2	0.0	97.7	994
2 генерация								98.1	1.2	0.1	0.0	99.4	987
396	60.94	37.40	0.0	0.0	98.34	620	Аурипигмент-реальгаровая минеральная ассоциация						
	69.44	28.52	0.0	0.0	97.96	709	922	94.35	3.15	0.36	3.29	101.15	933
	60.02	37.79	0.0	0.0	97.81	614		94.24	2.13	0.00	0.71	97.08	971
334	68.16	30.12	0.0	0.72	99.00	688		93.16	2.59	0.04	3.18	98.97	941
	68.10	29.74	0.06	1.08	98.98	689		94.07	2.93	0.00	1.15	98.15	958
Тип руд 4. Сульфосольно-полиметаллическая ассоциация, 1 генерация								91.76	2.69	0.00	3.46	97.91	937
347	92.2	5.5	0.0	0.0	97.7	943		96.97	1.03	0.00	0.48	98.48	985
	95.4	5.4	0.0	0.0	100.8	946		92.74	2.69	0.00	2.06	97.49	951
	95.3	5.2	0.0	0.0	100.5	948		94.28	2.87	0.00	1.33	98.48	957
Сульфосольно-полиметаллическая ассоциация, 2 генерация							921	97.81	0.14	0.00	1.03	98.98	988
347	73.3	24.0	0.0	1.0	98.3	746		96.55	0.00	0.00	1.09	97.64	989
	79.6	17.7	0.1	0.0	97.4	817		97.55	0.00	0.10	2.97	100.62	969
	83.3	15.5	0.1	0.0	98.9	842		97.76	0.13	0.07	2.66	100.62	972
	85.4	14.6	0.0	0.0	100.0	854	701	97.84	0.00	0.44	2.02	100.30	975
	84.2	16.1	0.0	0.6	100.9	834		96.38	0.63	0.00	2.95	99.96	964
21	75.9	24.3	0.2	0.1	100.5	755		98.52	0.96	0.00	2.20	101.68	969
	73.6	26.1	0.1	0.4	100.2	735		97.26	0.31	0.15	1.82	99.54	977
	74.0	25.8	0.3	0.3	100.4	737		97.80	0.28	0.00	1.36	99.44	984
							99.12	0.99	0.19	1.43	101.73	974	

Примечания: 1) Здесь и далее в табл. 3-5 «-» – элемент не определялся.

2) Образцы: Vor-1 – гидрослюдисто-кварцевый аргиллизит; Vor-33 – глинистая кора выветривания аргиллизированная; Vor-63 – аргиллизированные глинистые контактово-карстовые образования; 396 – кальцит-амфибол-эпидот-гранатовый скарн с гнездами пирита, халькопирита и пирротина; 334 – кальцит-гранатовый скарн с вкрапленностью пирита и халькопирита; 347 – брекчия известняка доломитизированная с тонкими сульфидами в цементе; 21 – доломитизированный известняк с прожилками сульфидов и сульфосолей; 332 – брекчия известняка окварцованная и доломитизированная (джаспероид); 1589 – туфоавлевролит окварцованный и серицитизированный с крупными выделениями самородного мышьяка; 276 – брекчия известняка с сульфидизированным цементом; 921 и 922 – брекчия известняка с сульфидизированным цементом и реальгаром; 701 – брекчия известняка окварцованная с барит-талк-карбонатным цементом.

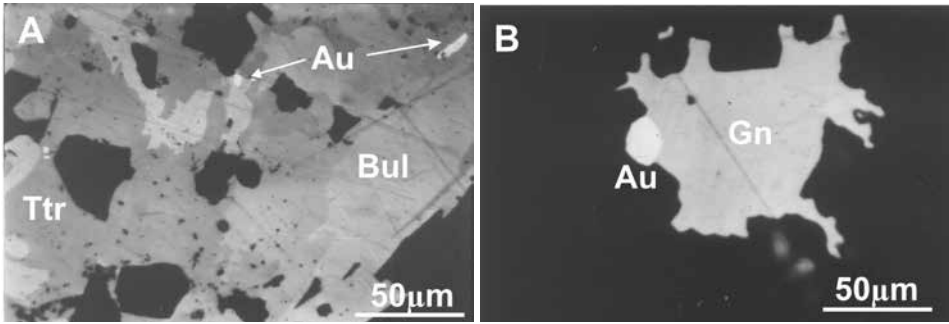


Рис. 21. Частицы самородного золота в рудах вкрапленного золото-полиметаллического типа (тип 4). А – сульфосолюно-полиметаллическая минеральная ассоциация: мелкие частицы самородного золота (Au) в агрегате буланжерита (Bul) и тетраэдрита (Ttr); В – полиметаллическая минеральная ассоциация: кристалл самородного золота (Au) в сростании с галенитом (Gn) в кварце. Снимки выполнены на оптическом микроскопе в отраженном свете

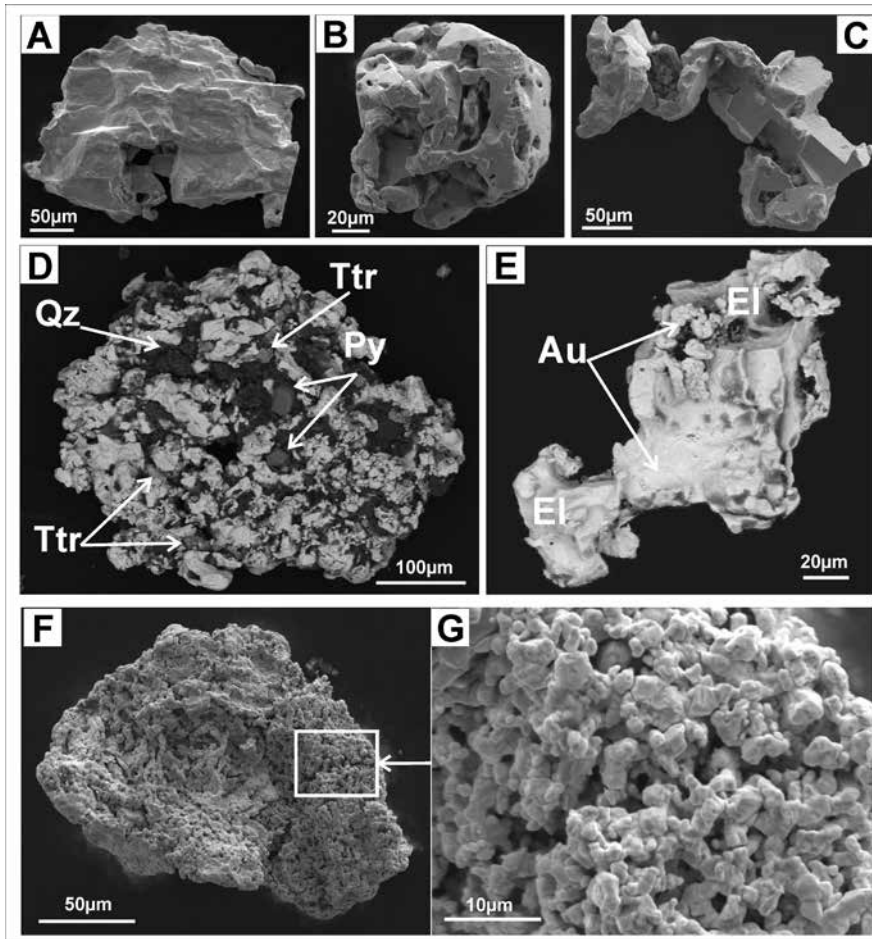


Рис. 22. Самородное золото из аргиллитов: А-С – характерные морфотипы золота из аргиллитов: пластинчатое (А), комковидное (В), кристаллический сросток сложной формы (С); D – агрегат высокопробного ртутистого золота (937-970‰, Hg-5.4%) в ассоциации с тетраэдритом (Ttr), пиритом (Py) и кварцем (Qz); E – сростание золота средней пробыности (Au) и электрума (El); F, G – обрастание уплотненной золотины агрегатом новообразованного золота: общий вид (F) и детали строения агрегата (G)

В **джаспероидах** в сульфосолюно-полиметаллической ассоциации самородное золото первой генерации слагает частицы высокой пробности (943–948, см. табл. 29) и размером менее 0.05 мм, они заключены в кварце и карбонате, реже в пирите. Частицы самородного золота второй генерации образуют вкрапленники размером менее 0.04 мм в блеклой руде и Cu-Pb-Sb сульфосолях (рис. 21). Пробность золота второй генерации значительно ниже, чем первой и находится в диапазоне 735–854. Для него, в отличие от золота первой генерации, характерны микропримеси Cu (до 0.3 мас%) и Hg (до 1 мас%).

В составе полиметаллических парагенезисов джаспероидов в самородное золото размером до 0.1 мм ассоциирует с галенитом, халькопиритом, а также Vi-содержащим теннантитом, образующем на самородном золоте подобие “рубашки” (граф. прил. XXXVII). Для данного типа руд пробность самородного золота 652–692 (электрум); в его составе отмечается примесь Ag, и оно часто содержит включения галенита. В ассоциации с блеклой рудой и халькопиритом развиты выделения низкопробного золота; они, как правило, имеют неоднородный состав: наблюдаются мозаично-блочные сростания Au-Ag фаз с содержанием Ag от 44–47 мас% (электрум) до 70–78 мас% (кюстелит). Для этих фаз характерно присутствие примеси Hg от 1.3 до 6 мас%, содержания ртути уменьшаются с возрастанием пробности (граф. прил. XXXVII). Золото поздних ассоциаций содержит примесь As до 5 мас%.

Самородное золото в тонковкрапленных золото-пирит-арсенопиритовых рудах в **туфопесчаниках** представлено неравномерно-рассеянной вкрапленностью его частиц, рассеянных преимущественно в массе породы, реже в сростаниях с сульфидами. В участках развития кварц-серицитовых изменений количество частиц золота существенно возрастает и становится максимальным в участках брекчирования, где локально развивается мышьяк-арсенопиритовая ассоциация. Здесь частицы самородного золота приурочены к мелкозернистому арсенопириту, а также заключены в самородном мышьяке, особенно в краевой части его крупных выделений (граф. прил. XXXVIII, D), реже локализируются в серицит-кварцевой массе породы, образуя тесные сростания с арсенопиритом обеих морфологических разновидностей и самородным мышьяком (граф. прил. XXXVIII, E, F). Наиболее распространены частицы золота крупностью менее 20 мкм. Меньшее их число достигает размера 50 мкм и лишь единичные зерна более крупные (до 0.2 мм). Состав золота характеризуется высокой пробой (923–956). Отдельные частицы золота содержат повышенное количество ртути (см. табл. 29). Наиболее высокие содержания этого элемента (до 2.6 мас%) присущи тем частицам золота, которые заключены в самородном мышьяке.

Самородное золото в **аргиллизитах** относится, в основном, к тонкому (–0.1 мм) классу крупности. Частицы золота имеют различную морфологию (рис. 22, A-C) и микроскульптуру поверхности, несущую отпечатки зерен карбоната и других минералов аргиллизитов. Встречаются частицы, сложенные агрегатом мелких кристаллов золота, в котором присутствуют включения пирита, кварца, блеклой руды, гессита (рис. 22, D). В целом, для золота из аргиллизитов характерны большие вариации пробности от 950–990 до < 500, при общем преобладании средних ее значений. Обнаружены частицы, представленные сростанием зерен различной пробности от высокопробного до электрума (рис. 22, E). Помимо серебра в составе золота зафиксированы до 0.7 мас% Cu и до 5.5 мас% Hg (табл. 29). Низкопробное золото является поздним, обрастая средне-высокопробными выделениями самородного золота; в той же позиции встречается и гессит.

Частицы самородного золота пирротин-арсенопиритовой ассоциации в **карбонатных брекчиях** имеют округлые или неправильные формы. Они располагаются среди массы нерудных минералов и имеют размеры менее 0.02 мм. Пробность золота очень высокая 987–998 (табл. 29). Самородное золото аурипигмент-реальгаровой минеральной ассоциации этих брекчий представлено частицами размером менее 0.1 мм, наиболее часто менее 0.02 мм. Они

образуют вкрапленность в нерудных минералах цемента брекчий – кварце, карбонате, бари-те и, редко, в арсенопирите, сфалерите, пьерротите и других рудных минералах (см. рис. 11, E). Местами в цементе брекчий частицы золота размером менее 0.005 мм образуют участки густой вкрапленности («облачные» скопления на рис. 11, G). Золото этой минеральной ассоциации имеет высокую пробность (930–990), содержит 0.7–3.5 мас% Hg (см. табл. 29).

В целом для руд состав самородного золота в типах 3, 4 и 6 руд характеризуется широкими вариациями пробности (520–990, рис. 23; два значения 328 и 347) и присутствием примеси Hg (до 11 мас%). В отличие от этого, руды типов 5 и 7 содержат частицы высокопробного золота (930–1000) и с примесью Hg, не превышающей 3.5 мас% (Табл. 29). Пробность золота испытывает колебания от одного типа руды к другому, но в целом снижается от ранних ассоциаций к поздним: от 920–990 до порядка 600–700; изредка в отдельных участках мозаично-зональных зерен позднее золото отвечает кюстелиту с 70–78 мас% Ag. Весьма характерной для золота месторождения, прежде всего низкопробного, является примесь ртути (табл. 30); ее содержание достигает 3 мас% даже в высокопробном золоте.

### Рассеянное золото в сульфидах

Тонкодисперсная (рассеянная) форма золота играет в рудах Воронцовского месторождения подчиненную роль. Расчет минерального баланса золота (Григорьев и др., 1992) показал, что при валовом содержании в эпискарновых золото-магнетит-сульфидных рудах 0.01 г/т Au около 50% его содержится в сульфидах. При валовом содержании золота >1 г/т практически все оно сосредоточено в виде самородного металла.

Содержание золота в пирите золото-сульфидно-глинистых руд в аргиллизитах может быть более 10 ppm.

По данным *нейтронно-активационного анализа* максимальное содержание золота в пирите достигает 85 ppm, тогда как в арсенопирите аналогичное значение достигает 1 мас%, а серебро в ряде образцов вообще ниже предела обнаружения, среднее содержание мышьяка в пирите Воронцовского месторождения составляет около 500 ppm. Максимальные содержания Ag (до 1 мас%) и теллура (70.6 ppm) установлены в галените. Вся выборка

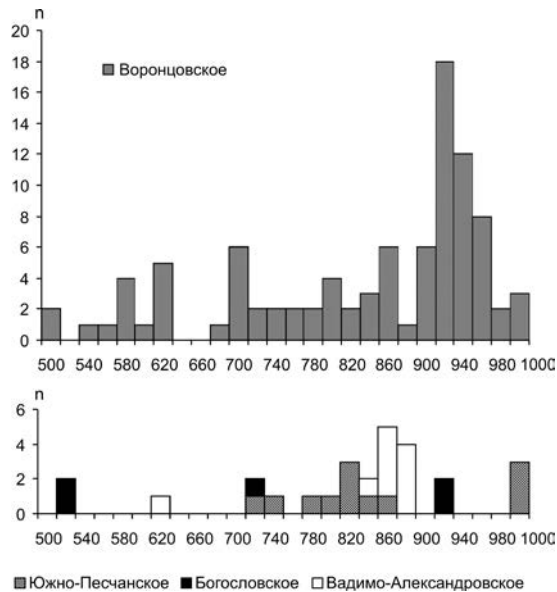


Рис. 23. Гистограмма пробности самородного золота

**Таблица 30.**

Состав самородного золота Воронцовского месторождения по данным аналитической электронной микроскопии (мас.%)

Образец	Ag	Au	Hg	Fe	Cu	As	Cd	проб-ность	ассоциация
Вр10-96	4,2	95,8						926	Py+Asp+Chpy+ Ga+Sph+Po (скарноид)
	5,22	94,78						909	
	3,57	96,43						937	
	3,57	96,43						937	
	4,52	95,48						920	
	4,2	95,8						927	
	5,22	94,78						987	
	3,57	96,43						977	
	4,52	95,48						926	
Вр10-15	5,84	94,16						898	Py+Sph+Asp? (скарноид)
Вр1-3/08	4,59	91,92				2,01	1,48	850	Asp+As+аурипигмент
	5,04	91,56				1,38	2,03	848	
	5,06	88,19		0,73	0,26	4,8	0,97	766	
	4,72	91,37	1,52			1,9	0,5	851	
Вр1-5/086	6,49	93,51						942	Asp+Lo?+As+Sph?+бл. руда+Rl+кальцит
	6,28	93,72						919	
	6,53	93,47						901	
	5,49	93,14				1,37		888	
	6,18	93,82						891	
Вр.1-4/08а	13,99	82,13				3,88		887	Asp+Au+As+Sph?+Lo?
	13,15	86,85						872	
	13,83	81,21				4,96		893	
Вр.11-7а	27,03	69,36	3,62					697	As-Py+Asp+Кб+ апатит+Chpy+Po (скарноид)
Вр.11-7б	27,5	70,33	2,02		0,15		783		
	47,49	48,26	4,25				680		
	44,22	44,71	11,07				567		
Вр10-2	3,38	93,53	3,09					572	As-Py, Сульфидно- карбонатные прожилки в кб. породе
	3,27	93,88	2,85					347	
	3,23	92,79	3,98					328	
	3,59	95,65	0,76					910	
	3,53	95,34	1,13					915	
Вр11-2	0	98,65	1,35					980	Py+джемсонит?+Rl+ кальцит+Sph. Кб- брекчия
	0	97,69	2,31					970	

анализов состава пирита Воронцовского месторождения представлена двумя множествами: в одном наблюдается прямо пропорциональная зависимость логарифмов содержаний Au и Ag, а в другом – содержания серебра близки к нулю, а содержания золота изменяются от 0.57 до 52.65 ppm (рис. 24). В выборку попал пирит из разных типов руд и, поскольку наличие теллуридных форм золота в большинстве случаев маловероятно, можно предполагать либо “неавтономную поверхностную”, либо структурно-связанную формы золота в As-пирите руд месторождения (Таусон и др., 2010). Но, если для примеси мышьяка в пирите применима концепция «образования структурно-вещественных кластеров» (Алексеев, Марин, 2012), то наличие таких дефектных структур может способствовать повышению предела вхождения неизомерфной примеси золота в пирите.

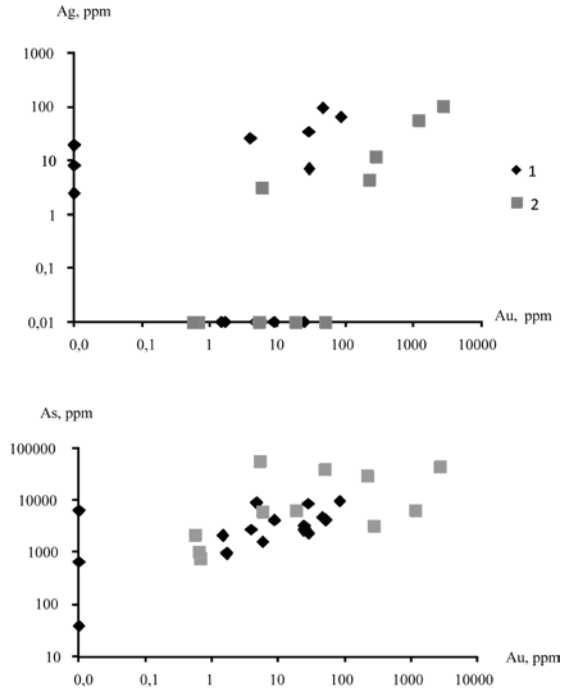


Рис. 24. Соотношение Au, Ag и As в пирите Воронцовского месторождения по данным нейтронно-активационного анализа. 1 - метасоматически измененные туфо-терригенные породы; 2 - скарноиды.

Концентрации золота в образцах арсениопирита, в случае отсутствия в них серебра (т.е.  $< 0.1$  ppm Ag), изменяются от 2.2 ppm до 111 ppm, а более высокие содержания золота практически всегда сопровождаются присутствием серебра (того же порядка концентраций), что может быть обусловлено мельчайшими включениями самостоятельной золото-серебряной фазы, скорее всего электрума (рис. 25).

Содержания Au и Ag в пирите, по данным более локального метода лазерной абляции (LA-ICP-MS), не имеют выраженную линейную зависимость. Скорее всего имеются два множества содержаний элементов: выше и ниже предела обнаружения (граф. прил. XXXIX). Причем, в каждое множество попадают почти все типы руд. Исследование пирита методом LA-ICP-MS показало, что повышенная примесь мышьяка в нем характерна для всех ассоциаций, но она не всегда коррелируется с повышен-

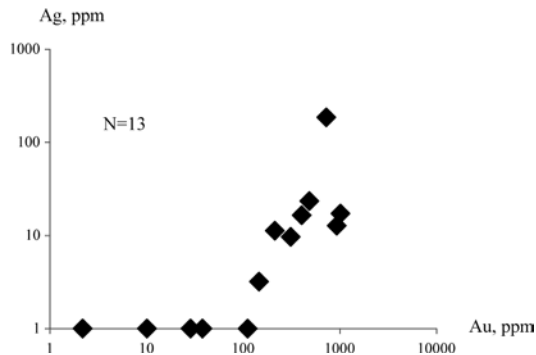


Рис. 25. Соотношение содержаний золота и серебра в арсениопирите руд Воронцовского месторождения по данным нейтронно-активационного анализа

ной примесью золота. В пирите колчеданоподобных образований с  $^{75}\text{As}_{\text{cp}}=1.34$  мас% ( $n=5$ ) содержания  $^{197}\text{Au}_{\text{max}}=13.22$  ppm вполне могут отвечать изоморфному золоту; на это указывает и концентрация  $^{107}\text{Ag}$ , составляющая лишь 0.05 ppm, т.е. чуть выше предела обнаружения. Пирит золото-пирит-арсенипиритовой ассоциации из терригенных пород по данным рентгеноспектрального микроанализа содержит до 3.1 ат% As, входящего изоморфно, а повышенные концентрации  $^{197}\text{Au}$  (обр. Вр134-8 до 40ppm), по данным лазерной абляции, согласуются с повышенными концентрациями  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{209}\text{Bi}$ . В скарноидах повышенные содержания As в пирите коррелируются с повышенными содержаниями Au ( $^{75}\text{As}=1.2$  мас%;  $^{197}\text{Au}=25$  ppm). В пирите золото-пирит-реальгаровой ассоциации нет выраженной корреляции повышенного As с повышенным Au, так как в этой ассоциации золото в значительном количестве присутствует в самородном виде. В первичных рудах до 27% золота заключены в сульфиды и кварц. Золото в основном тонкое, размером от 0.001 до 0.1 мм.

В пирите из осадочных пород в “облаке” анализов с высокими содержаниями примесей Au и Ag проявлена обратная зависимость, т.е. с увеличением содержаний  $^{197}\text{Au}$  концентрация  $^{107}\text{Ag}$  уменьшается. Максимальное содержание  $^{197}\text{Au}$  – 70 ppm, а максимальное содержание  $^{107}\text{Ag}$  – 18.3 ppm. Выполнено LA-ICP-MS исследование площадного распределения элементов-примесей в кристалле пирита, в котором усредненное содержание As составляет около 1%, содержание Au около 9 ppm (граф. прил. XI, Б и XL). Мышьяк тяготеет к краевым частям кристалла, а в распределении золота закономерность не ясна. Кобальт концентрируется в линейных зонах, возможно между отдельными блоками кристалла.

В скарнах в ряде образцов содержание  $^{107}\text{Ag}$  в пирите ниже предела обнаружения, а в то же время содержание  $^{197}\text{Au}$  достигает 25 ppm. Выполнено площадное сканирование образца пирита (Вр5-3), в котором также не обнаружено  $^{107}\text{Ag}$ , но присутствует в повышенных количествах  $^{197}\text{Au}$  (выше 6.4 ppm, по данным точечного анализа) и  $^{75}\text{As}$  1-2 мас% (граф. прил. XVII и XLI). На полученных картах распределения элементов видно, что Co, Sb, Te и Tl концентрируются по одним и тем же микротрещинам, позиция которых не совпадает с участками повышенных содержаний  $^{197}\text{Au}$  и  $^{75}\text{As}$ . В полисульфидных жилах единичные содержания золота в пирите достигают 80ppm при содержаниях серебра до 62ppm. Площадная лазерная съемка образца арсенипирита (Вр134-15) показала, что золото в кристалле концентрируется во внешней зоне, а также в некой концентрической зоне, возможно, в дефектах кристалла. Наиболее близки по локализации к высокому золоту (с частичным совпадением) участки повышенных содержаний теллура (граф. прил. XLII). Кроме этих элементов в арсенипирите присутствует небольшое количество Sb, Tl, Se и Bi, также тяготеющих к периферическим частям кристалла.

В рудах с реальгаром, в целом, содержания примесей Au и Ag в пирите относительно невысокие:  $^{197}\text{Au}$  до 7.4 ppm,  $^{107}\text{Ag}$  до 10.8 ppm и между ними просматривается прямая зависимость. Содержания мышьяка в пирите практически всегда выше предела обнаружения (0.04-1 мас%) (граф. прил. XXXIX). Несмотря на то, что в рудах имеется минеральная форма ртутистого золота, содержания примеси  $^{202}\text{Hg}$  в пирите не превышают 20 ppm и не совпадают с участками максимальных содержаний  $^{197}\text{Au}$ . Максимальные содержания примеси  $^{202}\text{Hg}$  характерны для сфалерита (до 2 мас %).

Сопоставление результатов НАА и лазерной абляции пирита Воронцовского месторождения показало удовлетворительное сходство по паре Au-Ag и существенное отличие в паре Au-As, что, вероятно, обусловлено различной чувствительностью методов, особенно в определении As.

Особенности состава пирита и форм золота (и высокая доля самородного золота) в рудах Воронцовского месторождения отчасти связаны с более высокими температурами минералообразования по сравнению с типичными месторождениями Карлин-типа. В то время как



на последних золотоносный мышьяковистый пирит кристаллизовался при температуре 250–120 °С (Wells, Mullens, 1973; Reich et al., 2005), на Воронцовском месторождении он отлагался и при более высоких температурах (до 370 °С).

### 5.5.2. Золото в гипергенных рудах

В окисленных рудах около 5% золота заключено в кварц и слоистые силикаты, остальное золото свободное, в основном мелкое и пылевидное, и поэтому доступно для цианирования. Золото в основном самородное (пробность 900–990). Размер золотин 0.001–0.25 мм, очень редко до 2 мм (Табл. 31).

Самородное золото в структурных корях выветривания преимущественно остаточное. Его частицы несут следы гипергенных изменений (развитие высокопробной оболочки, разуплотнение поверхностного слоя, коррозия), нарастающих снизу вверх по профилю коры выветривания (рис. 26). Частицы гипогенного самородного золота обрастаются тонкозернистым агрегатом округлых микрокристаллов новообразованного («губчатого») золота (рис. 26, F, G). Размер отдельных микрокристаллов золота в таких агрегатах не превышает 5 мкм, обычно менее 1 мкм. Микрокристаллы новообразованного «губчатого» золота имеют преимущественно высокую пробность.

**Таблица 31.**

Характеристика самородного золота окисленных руд Воронцовского месторождения

Структурные коры выветривания по сульфидно-силикатным рудам	Перемещенные коры выветривания карстовых полостей
Выход свободного золота, % (данные технологического опробования)	
37–40	59–90
Гранулометрический состав золота, %	
–0.5...+0.25 мм – 0 –0.25...+0.1 мм – 2.3 –0.1...+0.05 мм – 3.9 –0.05 мм – 93.8	–0.5...+0.25 мм – 1 –0.25...+0.1 мм – 25 –0.1...+0.05 мм – 16.9 –0.05 мм – 57.1
Морфология выделений	
Преобладают «объемные» и слегка уплощенные зерна; в подчиненном количестве – пластинчатые и неправильной формы золотины с извилистыми очертаниями, кристаллы разнообразной формы (нередко зонального строения)	Зерна комковидно-гнездовой, -удлиненной, -ячеистой, а также пластинчатой форм; кристаллы и их сростки (в том числе дендритовидные, зонального строения и с выраженными ступенями роста)
Пробность золота, ‰	
Отмечаются два уровня: (1) от 730–760 до 780–856; (2) 950–980, среднее – 880	Варируется от низкопробного золота и электрума (<500) до весьма высокопробного (>950); преобладают значения в интервале 910–990

по материалам ЗАО «Золото Северного Урала», ЦНИГРИ, ИГиГ УрО РАН (Риндзюнская и др., 1995; Мурзин и др., 2010; Баранников и др., 2016)

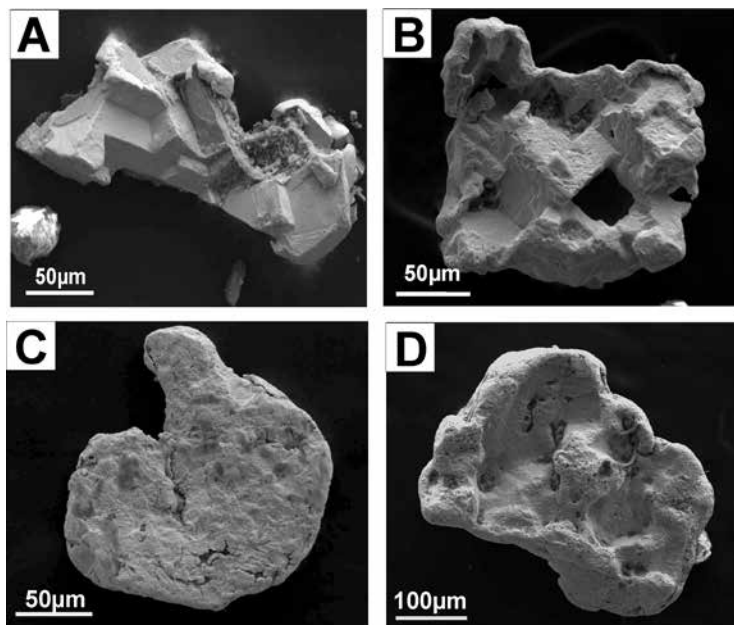


Рис. 26. Самородное золото из кор выветривания и карстовых отложений: А – частица остаточного золота с отпечатками зерен минералов коренных руд; В-Д – частицы золота с нарастающей степенью гипергенных изменений (развитие высокопробной оболочки, разуплотнение поверхностного слоя, коррозия, наклеп)

Остаточные частицы самородного золота в карстовых отложениях имеют высокую степень гипергенных изменений (глубокая коррозия, округленность, следы механических деформаций). В карсте появляется также вторичное самородное золото, количество которого возрастает в отложениях переотложенных кор выветривания.

По данным Воронцовской геологоразведочной партии (цит. по Баранников и др., 2016), в четырех технологических пробах содержание металла крупностью  $<0.074$  мм составляет от 64 до 97%, класса  $-0.074...+0.044$  мм – от 28 до 34%, класса  $-0.25...+0.15$  мм – от 1 до 8%. По данным изучения двух фазовых проб из окисленных руд на долю свободного золота, извлекаемого амальгамацией, приходится 80.84 и 7.31%, на золото в сростках с породой, извлекаемого цианированием, соответственно 9.91 и 91.28%.

Близкие результаты получены при исследовании технологических проб ЗАО «Золото Северного Урала». В структурных корах выветривания доля свободного золота 37%, в сростках 55–84%, нераскрытого 3.6–7.6%. В перемещенных корах количество свободного золота увеличивается до 59–90%, а с учетом золота в сростках – до 93–98%. Доля нераскрытого золота при этом составляет 1.4–4.4%. По гранулометрическому составу золото мелкое и тонкое, большая часть металла относится к классу  $-0.05$  мм (цит. по Баранников и др., 2016). Среди гравитационно извлекаемого золота преобладают объемные выделения рудного облика комковидно-гнездовой, комковидно-округлой и иных форм, а также комковидно-уплощенные и пластинчатые золотины (см. рис. 22 А,В). Нередко зерна представлены кристаллами разнообразной формы и дендритовидными сростками (см. рис. 22 С; 26 А,В). Встречаются хрупкие агрегаты из сцементированных тонких частиц размером от сотых до десятых долей миллиметра. Установлено присутствие прожилково-чешуйчатых, брусковидных, крючковидных и других золотин. Реже отмечалось наличие мелких золотин (в том числе класса  $+0.25$  мм) объемной и уплощенной форм с признаками перемещения в виде борозд и параллельной штриховки, обмятости зерен, развальцевания их краев (см. рис. 26 С,Д).

## Глава 6. Модель рудообразования

Реконструкция условий минералообразования на Воронцовском месторождении осложняется разнородностью действовавших здесь процессов, включая вулканизм, многократные магматические внедрения и последовавшие высоко- и низкотемпературные метасоматические изменения. Участок месторождения принадлежит к крупному Турьинско-Ауэрбаховскому магматическому ареалу, проявленному в виде вулканических полей ( $O_3-D_2ef$ ) и множества интрузивных и субвулканических тел с возрастом формирования от раннего силура до среднего девона. В целом на зрелой фазе эволюция Тагильской островной дуги характеризуется сменой известково-щелочных формаций – колчеданосных базальт-андезит-дацитовой ( $O_3-S_1l$ ) и базальт-андезибазальт-андезит-риодацитовой ( $S_1$ ), а также базальт-андезибазальтовой (“андезитовой”,  $S_2$ ) – субщелочными контрастно-дифференцированными базальт-трахибазальт-андезибазальт-трахиандезибазальт-трахидацитовыми вулканидами и затем слабо дифференцированными трахиандезибазальт-трахиандезитовыми (шошонит-латитовыми) калиевыми вулканидами ( $S_2-D_1$ ). Сходом эволюции происходит вовлечение в плавление менее деплетированного мантийного субстрата; проявляется контаминация расплавов коровым веществом, особенно для пород туринского комплекса. Чтобы обеспечить относительно высокую степень плавления мантийного субстрата, дополнительный источник тепла мог обеспечить подток фертильной астеносферы, проявившийся при мантийной деструкции погружающейся под окраину континента океанической пластины. Очевидно, базальтоидный субщелочной магматизм сменился известково-щелочным андезитоидным после прохождения над астеносферным «окном»; соответствующие пирокластические богословская и новопесчанская толщи объединяются вместе с вышеописанными вулканидами в краснотурьинский андезитовый комплекс ( $D_1ems-D_2ef_1$ ). Синхронными или чуть более молодыми являются субщелочные трахиандезибазальтовые толщи взвозной и макарьевской толщ. Они отвечают по составу гранитоидам ауэрбаховского комплекса. Пражские известняки, андезиты и туффины эмса пересечены роями даек калиевых базальтов, трахиандезитобазальтов и габбро-диабазов, роговообманковых и биотитовых лампрофиров. Сохранившаяся мощность всех эффузивных накоплений девона составляет примерно 4–5 км. Девонские магматиты представлены вулканоплутоническими ассоциациями, в которых интрузивы соизмеримы по объему с эффузивными составляющими. Начальные фазы Ауэрбаховского массива – габбро-диориты  $D_1ems_3$ ; гранитоиды главной фазы – крупнокристаллические гранодиориты и кварцевые сиенодиориты  $D_1ems_3$ , а завершающие – небольшие порции высококалиевых ортоклазовых гранит-порфиров  $D_2ef_1$ .

Для месторождений района, связанных со *скарнами* и *скарноидами*, могут быть учтены фундаментальные петрологические данные и немногочисленные опубликованные РТ-оценки. Анализ условий их формирования проводился Д.С. Коржинским (1948); им сделаны выводы о температурной зональности рудного района и дифференциальной подвижности химических элементов, особое значение среди которых имеют Fe, Cu, S и O. Температурная зональность проявлена в том, что, чем крупнее интрузия и чем ближе она к центральной части основного поля плутонов, тем интенсивнее проявляются высокотемпературные метаморфические и метасоматические процессы и  $Fe^{\pm}Cu$  оруденение и тем слабее – низкотемпературные процессы. Магнетитовые руды образуются при относительно высоких температурах в условиях высокой подвижности железа. При умеренных температурах (но достаточно высоких) и некотором снижении подвижности кислорода железо продолжает осаждаться, но в виде пирротиновых руд (Башмаковский рудник). Медное (халькопиритовое) оруденение формировалось в относительно низкотемпературных условиях, когда железо было малопод-

вижно (Вадимо-Александровское и др.). По В.А. Жарикову (1968), нижний предел формирования пироксен-гранатовых и гранат-эпидотовых скарнов и, соответственно, отложения основной массы магнетитовых руд (частично пирита) составляет 500°C. Есть и более высокотемпературные оценки для этих руд – 650–700°C. Наиболее поздние кварц-кальцит-хлоритовые метасоматиты образовались, по оценкам В.А. Жарикова (1959) и В.Н. Сазонова и др. (1991), при температуре 310–220°C, давлении 0.6–0.4 кбар и щелочных условиях (pH=8–9).

Для *золоторудного Воронцовского месторождения* предлагалась модель, связывающая его с молодой пермо-триасовой тектонической активизацией, развитием низкотемпературного метасоматоза аргиллизитовой формации и отрицающая связь с близлежащими среднедевонскими интрузивами (Бобров, 1991; Савельева, Костромин, 1991; Баранников, Угрюмов, 2003). Другая модель связывает оруденение со становлением девонской магматогенно-гидротермальной медно-порфировой системы, рассматривая его как фланговый элемент типовой рудной зональности (Минина, 1994). К ней склоняются и А.И.Грабежев с соавт. (2014). К плутоногенно-гидротермальному типу относят Воронцовское месторождение и группы сибирских исследователей (Наумов и др., 2002).

Нами предлагается трехэтапная модель формирования Воронцовского месторождения, в которой сочетаются глубинные постмагматические и метаморфогенные источники флюидов; она является развитием схемы, рассмотренной в работах (Сазонов и др., 1991, 1998). В первый, синвулканический этап ( $D_{1ems_{1,2}}$ ) происходило вулканогенно-осадочное накопление сульфидов и Fe-оксидов-гидроксидов в виде рассеянной рудной минерализации и послойных скоплений, напоминающих бедные колчеданные руды. Поствулканические растворы в малоглубинных условиях смешивались с захороненными морскими водами и могли способствовать локальному перераспределению рудного вещества и его собирательной перекристаллизации с образованием сульфидных стяжений и мелких линзовидных скоплений. На втором этапе ( $D_{1ems_3}$ ) внедрение Ауэрбаховского массива и сопровождающих даек вызвало скарнирование с образованием крупных линз и протяженных “слоев” скарново-магнетитовых руд на контактах силикатных и карбонатных пород. Происходило высвобождение воды из мраморизирующихся известняков при их прогреве, смешивание ее с металлоносным (Fe, Cu, Au и S) магматогенным флюидом и катагенными водами, освобождающимися при уплотнении и литификации пород, и перемещение растворов к краям вулcano-купольной структуры по системе разломов в карбонатной толще. Эти воды, будучи нагретыми и довольно агрессивными, извлекали из осадочных и вулканогенно-осадочных пород петрогенные и рудные компоненты, в том числе и золото. Результирующий флюид, обогащенный Fe, Zn, Pb, Au, Ag и S, перемещался далее к поверхности и попадал в зону пологого экранирующего контакта известняков с тонкослоистыми вулcano-терригенными породами, выполнявшего роль геохимического и петрофизического барьера (граф. прил. XLIII). На скарны и скарноиды накладывалась золото-сульфидная и сульфосольно-полиметаллическая ассоциация. Крутопадающий разлом на западной границе структуры препятствовал дальнейшему продвижению растворов на запад. Испытавшие дробление в связи с послойными срывами вулканогенные флюиды, а также еще более проницаемые тела брекчий в нижележащих известняках явились коллектором и зоной разгрузки этих растворов. В третий этап ( $D_{2ef_1}$ ) произошел дополнительный подток магматогенного глубинного флюида, обогащенного Hg, As и Sb. При разгрузке этого флюида, смешивающегося с метаморфогенным, образованы золото-реальгар-антимонитовая минерализация в карбонатных породах и пирит-арсенопиритовая минерализация в вулканогенных флюидах. Данная модель, во многом согласующаяся с предложенной А. Радтке для месторождения Карлин (Radtke, 1985), предполагает, однако, заметно бóльшую роль магматогенного источника флюида и металлов, что, впрочем, отвечает современному тренду в американской литературе.

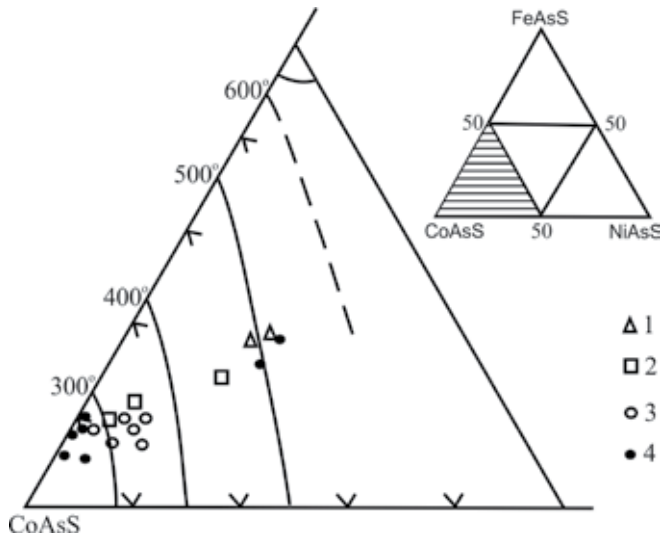


Рис. 27. Фазовая диаграмма  $\text{CoAsS}$  -  $\text{FeAsS}$  -  $\text{NiAsS}$  и температуры кристаллизации кобальтина (Klemm, 1965) с вынесенными на ней составами для скарновых месторождений: 1 – Воронцовское, 2 – Вадимо-Александровское, 3 – Башмаковское, 4 – Богословское

## 6.1. РТХ-условия формирования рудной минерализации

### *РТ-условия скарнового и эпискарновых процессов*

На высокие температуры образования изученных руд медноскарновых месторождений указывает тесная ассоциация ранних сульфидных минералов с высокотемпературными минералами метасоматитов – эпидотом и актинолитом, которые образовались при  $t \sim 360\text{--}600^\circ\text{C}$  и  $P = 2.5\text{--}3$  кбар. Для пирит-халькопиритовых руд Вадимо-Александровского и халькопирит-пирротинных – Богословского месторождений характерно присутствие “звездочек” сфалерита в халькопирите, которые, по экспериментальным данным Ю.К. Воробьева (1986), образуются при фазовом превращении в халькопирите при  $560^\circ\text{C}$ . Кобальтиновый геотермометр для магнетит-сфалерит-халькопиритовой минеральной ассоциации Вадимо-Александровского месторождения дает температуру  $310\text{--}450^\circ\text{C}$  (рис. 27). Оценка температур отложения халькопирит-пирротинных руд по мольной доле  $\text{FeS}$  в пирротине (Бартон, Тулмин, 1968) соответствует значениям  $350\text{--}450^\circ\text{C}$ ; по кобальтину из парагенезиса с моноклинным пирротинном –  $480\text{--}520^\circ\text{C}$ .

Образование руд Розовского месторождения характеризуют более низкие температуры, оцененные по распределению кобальта между пирритом и халькопиритом по методу Н.И. Безмена (Безмен и др., 1978) и приведенные в табл. 32; они свидетельствуют о достижении химического равновесия в распределении кобальта между этими минералами, несмотря на часто неравновесные их взаимоотношения под микроскопом. Установлены два дискретных температурных уровня отложения сульфидов:  $330\text{--}312$  и  $270\text{--}259^\circ\text{C}$ . Сфалерит-халькопиритовая минеральная ассоциация Розовского месторождения (сфалерит с “эмульсией” халькопирита) образовалась при  $310\text{--}330^\circ\text{C}$ , а теллуридно-сфалерит-халькопиритовая (сфалерит без “эмульсии” халькопирита) – ниже  $270^\circ\text{C}$ . Виттихенит в этом месторождении – наиболее низкотемпературный минерал.

Висмут-серебро-теллуридная минеральная ассоциация Богословского месторождения образована ниже точки плавления самородного висмута ( $271^\circ\text{C}$ ). Присутствие последнего свидетельствует также о восстановительной щелочной (pH более 8) среде минералообразования (Колонин, Ткаченко, 1972).

Для борнит-халькопиритовых руд оценка температур кристаллизации может быть произведена на основе термодинамических и экспериментальных данных по сосуществующим сфалериту и самородному золоту (электрум-сфалеритовый геотермометр), однако эти реакции не разработаны для реально наблюдаемого буфера “халькопиритовый твердый раствор (iss) – борнит+халькопирит”. Использование халькопирит-пирит-борнитового буфера (Czamanske, 1974) дает диапазон температур 290–340 °С, пирит-пирротинового (Бартон, Тулмин, 1968) – 360–440 °С.

Температуры формирования сульфидной минерализации в железо-скарновых месторождениях оценены по распределению кобальта между пиритом и халькопиритом и составили для пиритовой минеральной ассоциации Северо-Воронцовского месторождения 434 °С, для магнетит-полиметаллической в Южно-Песчанском месторождении – 252, 281 и 288°С.

Кварц-сульфидная минерализация поздних стадий как в медных, так и железо-скарновых месторождениях формировалась в режиме понижающихся температур и давлений. Так, в Богословском медноскарновом месторождении отложению сульфидов арсенопирит-полиметаллической минеральной ассоциации предшествовало отложение доломита с прожилковидными зонками равновесного с ним кальцита (установлено по профилям микронзондирования), происходившее, согласно кальцит-доломитовому геотермобарометру (Таланцев, 1981) при 360–390 °С и давлении 1.2–1.4 кбар (табл. 33). Более поздние карбонаты, вместе с сульфидами и кварцем цементирующие раздробленный ранний доломит, образовались при 185 °С и давлении 0.44 кбар (одно определение). Наконец, наиболее поздние пострудные карбонатные прожилки характеризуются очень низкой магнезиальностью кальцита (ниже чувствительности микроанализа) и отсутствием доломита, что свидетельствует об очень низких температурах их становления. В целом доля магнезиальность  $MgCO_3$  в кальците снижается с 1.21–1.39% в доломитовой массе и 0.31% – в кварц-сульфидно-кальцитовой до менее 0.05% в поздних кальцитовых прожилках (см. табл. 33).

На относительно невысокие температуры образования арсенопирит-полиметаллической минеральной ассоциации указывает и отсутствие эмульсиевидной вкрапленности халькопирита в сфалерите, а также состав арсенопирита (As/S около 1), соответствующий его составу в среднетемпературных золоторудных кварцевожилковых месторождениях (Новгородова и др., 1980; Суставов и др., 1991; Genkin et al., 1998).

**Таблица 32.**

Температуры образования руд скарновых месторождений Турьинско-Ауэрбаховского рудного района по распределению Co между халькопиритом и пиритом

Месторождение	Минеральная ассоциация	Номер образца	Co, мас.%		K <sub>d</sub>	T, °C
			Pу	Ср		
Розовское	магнетит-сфалерит-халькопиритовая	618	0.014	0.071	0.302	312
		619	0.018	0.093	0.296	315
		621	0.010	0.055	0.278	330
	теллуридно-сфалерит-халькопиритовая	617	0.010	0.040	0.383	270
		620	0.016	0.060	0.408	259
		622	0.014	0.055	0.389	267
Северо-Воронцовское	пиритовая	567-1	0.030	0.035	0.178	434
Южно-Песчанское	магнетит-полиметаллическая	569-1	0.025	0.007	0.428	252
		578-1	0.020	0.0045	0.344	288
		578-3	0.015	0.0035	0.357	281

*Примечания: Co определен М.В.Траяновой на лазерном микроанализаторе LMA-10. Расчет температур образования произведен по формуле, приведенной в работе (Безмен и др., 1978)*

Пирит-халькопиритовая минеральная ассоциация золоторудных кварц-сульфидных жил отлагалась в широком диапазоне температур от 450 до 250°C и при давлении 0.6–1 кбар, что установлено в Воронцовском месторождении (см. табл. 33). Наибольшие температуры отвечают, по-видимому, условиям отложения предрудных карбонатов зальбандов жил, а наименьшие зафиксированы для кварц-карбонатных прожилков без сульфидной минерализации.

### *РТХ-условия формирования золоторудной минерализации*

Оценки условий формирования основных типов руд Воронцовского месторождения, базирующиеся на бикарбонатной геотермобарометрии, а также термометрии, основанной на составах сосуществующих пирита, пирротина и арсенопирита и распределению кобальта между пиритом и пирротинном сведены в табл. 34. Более детальные сведения приведены ранее (Сазонов и др., 1991).

Ранние минеральные ассоциации руд месторождения отложились при температуре 510–240 °С, а поздние – при понижении ее до 220–110 °С. Условия отложения рудных тел в джаспероидах (тип руд 4) отличались нестабильностью. В процессе отложения рудных тел в джаспероидах доломит-анкеритовой и кварцевой фаций, начавшегося при 510 °С и гидростатическом давлении 0.15–0.2 кбар, имело место резкое повышение давления до литостатического уровня (0.5–0.6 кбар) в интервале температур 310–260 °С.

**Таблица 33.**

Химический состав кальцита (К) и доломита (Д) из поздних кварц-карбонатных образований и РТ-условия их формирования по кальцит-доломитовым парагенезисам (Таланцев, 1981)

Номер образца	Описание образцов	Минерал	Состав, мас. %					Т, °С (Р, кбар)
			CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	Сумма	
<b>Богословское месторождение</b>								
833	Ранний доломит с включениями кальцита из кварц-хлорит-карбонатного метасоматита 2-ой стадии	К	95.12	1.39	2.86	0.52	99.89	387
		Д	55.56	25.60	16.74	1.38	99.28	(1.24)
		К	95.00	1.21	3.03	0.59	99.83	367
		Д	56.91	23.17	17.16	0.94	98.18	(1.36)
	Гнездовый кальцит и доломит второй стадии с сульфидами пирит-полиметаллической минеральной ассоциации	К	97.61	0.31	1.39	0.38	99.69	185
		Д	51.44	23.69	21.91	1.21	98.25	(0.44)
<b>Воронцовское месторождение</b>								
546	Карбонаты из зальбандов кварцевой жилы с сульфидами пирит-халькопиритовой минеральной ассоциации	К	90.05	1.79	3.75	2.28	97.87	465
		Д	51.84	19.45	26.93	1.57	99.79	(0.91)
		К	90.92	1.25	3.50	2.03	97.70	398
		Д	54.49	19.94	26.20	1.53	102.22	(0.96)
		К	93.37	0.58	2.48	1.71	98.14	278
		Д	51.29	19.18	28.81	1.44	100.72	(0.61)
538	Карбонат из кварцевого прожилка без сульфидов, секущего измененный скарн	К	92.70	0.52	3.03	2.82	99.07	267
		Д	58.73	13.01	24.44	3.01	99.19	(0.90)
		К	91.57	0.45	3.17	3.01	98.20	254
		Д	55.09	12.17	27.15	6.59	101.00	(0.76)
		К	93.04	0.46	3.17	2.82	99.49	251
		Д	58.58	15.40	24.87	3.10	101.95	(0.99)

Пониженные температуры отложения поздних продуктивных минеральных ассоциаций руд типов 4 и 7 подтверждаются данными термодатиметрического изучения газовой-жидких включений в карбонате этих руд. Первоначально флюидные включения были обнаружены в карбонате трех образцов руд с вкрапленностью сульфидов пирит-арсенопиритовой, пирит-реальгаровой и сульфосолево-полиметаллической минеральных ассоциаций. Исследованные первичные включения (Наумов и др., 2002) располагаются в виде роя в центральных частях отдельных зерен карбоната размером 1-1.5 мм или приурочены к контактам зерен, фрагментарно трассируя зоны роста. Размер включений, как правило, менее 10 мкм, а по фазовому составу выделены два их типа. Первый тип включений, преобладающий в количественном отношении, – существенно газовые с жидкой уголекислотой, второй – водные одно- или двухфазные с наполнением близким к 100%.

Температура гомогенизации двухфазных включений в кальците составляет 110–150 °С, а для парагенезиса с реальгаром – менее 100 °С. Криометрическое исследование существенно газовых включений первого типа показало, что в составе газовой фазы присутствует примесь азота или метана, понижающих температуру плавления  $\text{CO}_2$  до –58...–62 °С. Растворы одно- и двухфазных включений по составу относятся к водно-солевой системе  $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ , о чем свидетельствуют температуры плавления их эвтектик (–49 °С). В составе растворов, по видимому, присутствуют  $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$ , что косвенно подтверждается резким ускорением плавления льда, при температурах, близких к эвтектикам водно-солевых систем  $\text{KCl-NaCl-H}_2\text{O}$  (–23.5 °С),  $\text{KCl-H}_2\text{O}$  (–10.6 °С). Общая концентрация солей в растворах включений, судя по температурам плавления льда –4...–6 °С, не превышает 6.4–9.2 мас. % экв.  $\text{NaCl}$ .

Наши последующие анализы (табл. 35) показали, что двухфазовые первичные газовой-жидкие включения в кальците гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 212–125 °С и содержат водный раствор с концентрацией солей от 9.3 до 4.8 мас. % экв.  $\text{NaCl}$ . В растворе этих включений преобладают хлориды натрия и магния (температуры эвтектики от –37 до –32 °С), плотность флюида составляет 0.92–1.00 г/см<sup>3</sup>.

Водно-уголекислотный кальциево-, натриево- и магниевый-хлоридный составы рудоносного флюида не исключают как магматогенную, так и метаморфогенную природу флюида, сформировавшего основную массу руды в карбонатных брекчиях. Соленость этого флюида существенно повышена (до 2–3 крат) относительно нормальной солености морской воды (~3.5 мас.% экв.  $\text{NaCl}$ ). В рамках предложенной нами модели повышенная соленость гидротермального флюида может объясняться смешиванием захороненной в карбонатных породах морской, а также катагенной воды с высокосолёным магматическим флюидом. Присутствие существенно водных и газовых включений указывает на гетерогенное состояние флюида, которое возникает при его вскипании (гетерогенизации) при резком спаде давления в малоглубинных условиях.

### **Режим серы**

Оценка режимов серы при кристаллизации рудных минеральных ассоциаций стала возможной вследствие большого развития термодинамического экспериментального моделирования твердофазных реакций сульфидизации. Для удобства построения диаграмм “температура–фугитивность серы” (рис. 28–30) данные по температурным условиям образования минеральных парагенезисов и другие сведены в табл. 36. Здесь же приведены использованные моновариантные реакции сульфидизации, расчет которых проводился в соответствии с изменениями свободных энергий реакций, заимствованных из работы Д. Вогана и Дж. Крейга (1981). Кроме того, использованы реакции сульфидизации в системах  $\text{Zn-Fe-S}$  при пирит-пирротинном буфере (Бартон, Тулмин, 1968),  $\text{Fe-S}$  (Тулмин, Бартон, 1968) и  $\text{Au-Ag-S}$  (Barton, Toulmin, 1964). Для борнит-халькопиритовых руд (см. рис. 28, поле 10) возможно при-



**Таблица 34.**

РТ-условия кристаллизации руд Воронцовского месторождения

№	Минеральный тип руд		Минеральные ассоциации	$t, ^\circ\text{C}$	P, кбар	$\log fS_2$	№ на рис.30
1	Стратиформный колчеданоподобный	тонковкрапленный пиритовый	(арсенопирит) пиритовая	350-250	0.1-0.2	-8...-12	
2		тонковкрапленный халькопирит-сфалерит-пиритовый	халькопирит-сфалерит-пиритовая	300-150 (100-10)*		-9...-14	
3	вкрапленный золото-магнетит-сульфидный		борнит-халькопиритовая	430-350	0.4-0.6	-5...-10	3-1,2
			пирит-пирротин-полиметаллическая	300-200			
4	вкрапленный золото-полиметаллический		арсенопирит-пиритовая	450-240	0.15-0.2	-7...-9	4-1,2
			сульфосольно-полиметаллическая	260-220	0.5-0.6		
			сфалерит-арсенопирит-пиритовая	510-300	0.15-0.2	-7...-14	4-3,4
			полиметаллическая	260-110	0.15-0.6		
5	тонковкрапленный золото-пирит-арсенопиритовый		пирит-арсенопиритовая	400-310	0.2-0.4	-7...-10	5
6	золото-сульфидно-глинистый		пиритовая	200-120	0.15-0.2	-15...-18	
7	тонковкрапленный золото-пирит-реальгаровый		пирротин-арсенопиритовая	370-300	0.2-0.4	-10...-12	7-1
			мышьяк-леллингит-арсенопиритовая	370-250	0.15-0.2	-12...-17	7-2
			аурипигмент-реальгаровая	250-150		-14...-17	7-3
8	золото-оксидно-глинистый		гидрогематитовая	120-30	0.05-0.1	-15...-18	

\*соответствуют режиму седиментации и диагенезу

**Таблица 35.**

Результаты термо- и криометрических исследований флюидных включений в кальците Воронцовского золоторудного месторождения

№ пробы, описание	n	T гом., $^\circ\text{C}$	T эвт., $^\circ\text{C}$	T пл. льда, $^\circ\text{C}$	C солей, мас. % экв. NaCl	d, г/см <sup>3</sup>
Вр39 - известняковая брекчия	3	138	-37	-6.1	9.3	1.00
	4	135	-35	-5.3	8.3	0.99
Вр36а - жила в известняке: крупнокристаллический кальцит+магнетит + в оторочке – пирит	3	142	-34	-3.7	6.0	0.97
	2	150	-33	-4.6	7.3	0.97
	3	125	-32	-2.9	4.8	0.97
	4	159	-36	-5.4	8.4	0.97
	3	212	-35	-5.4	8.4	0.92
	2	185	-34	-3.7	6.0	0.93

Примечание: n – количество исследованных включений; d – плотность флюида. Аналитик – В.Ю. Прокофьев

**Таблица 36.**

Некоторые исходные данные для оценки режима серы при кристаллизации сульфидных минеральных ассоциаций месторождений Турьинско-Ауэрбаховского рудного района – скарновых и Воронцовского золоторудного\*

Стадия	Минеральные ассоциации и парагенезисы	T, °C (метод определения**)	№ поля на рис. 28-32	Fe в сфалерите, ат. %	Ag в золоте, ат. %	Используемые реакции	
<b>МЕДНОСКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</b>							
Пирит-халькопиритовые руды							
1	Пиритовая	>560 (3)	1		<10.0	py+hem- <i>mt</i>	
	Пирротиновая	<560 (3)	2			po-py	
2	Магнетит-сфалерит-халькопиритовая	310-450 (2), >560 (3)	3	1.7-1.9		py+hem- <i>mt</i>	
	Сфалерит-халькопиритовая	310-330 (1)	4	2.0-2.2			
	Теллуридно-сфалерит-халькопиритовая	260-270 (1)	5	0.3-1.2			
Халькопирит-пирротиновые руды							
1	Халькопирит-пирротиновая	сру+po (m)	>560 (3), 480-520 (2)	6	9.6-10.9	14.5-14.8	po-py
		сру+po (m+h)	350-450 (4), 300 (2)	7	10.7-13.3		po-py
	Халькопиритовая и магнетит-халькопиритовая	290-370 (2)	8	12.2-13.3		po-py	
	Висмут-серебро-теллуридная	<300 (2), <270 (5)	9		>50	Bi-Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	
2	Арсенопирит-полиметаллическая	380-185 (6)	17	0.3-11.9		py+hem- <i>mt</i> , <i>nv</i> +As- <i>asn</i>	
<b>ВОРОНЦОВСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ</b>							
1	Борнит-халькопиритовая	360-440 (7)	10	0.5-1.2	13.5-20.4	<i>iss</i> - <i>bn</i> +сру	
		290-340 (7)	10-1				
<b>ЖЕЛЕЗОСКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ</b>							
Магнетит-сульфидные руды							
1	Пиритовая	480-500 (2), >560 (3), 434 (1)	11		0.8-13.5	po-py, py+hem- <i>mt</i>	
	Кубанит-пирит-магнетитовая	>560 (3)	12			po-py, сру+py- <i>cub</i>	
2	Магнетит-пирит-полиметаллическая	252-288 (1), 480 (2)	13	1.7	23.8-40.9	py+hem- <i>mt</i>	
	Пирротин-полиметаллическая	204-298 (1)	14	5.2-18.0	42.1-52.3	po-py	
	Полиметаллическая	250-280 (7)	15	2.0-2.1	53.5-59.6		
	Сульфидно-никелевая	<286 (7)	16			po-py <i>mil</i> - <i>pdy</i>	
Сульфидно-кварцевые руды							
3	Пирит-халькопиритовая	251-465 (6)	18	8.0-8.9			
	Арсенопирит-полиметаллическая						

\*Кроме того использовались данные по мольной доле FeS в пирротине, составившие для пирротиновой минеральной ассоциации 0.934; халькопирит-пирротиновой 0.934-0.944 (моноклинный пирротин) и 0.963-0.978 (смесь моноклинного и гексагонального); пирротин-полиметаллической – 0.924-0.939.

\*\*Методы определения температур: (1) распределение кобальта между пиритом, халькопиритом и пирротинном (Безмен и др., 1978); (2) по составу кобальтина (Klemm, 1965); (3) по наличию "звездочек" сфалерита в халькопирите (Воробьев, 1986); (4) по пирит-пирротинному равновесию (Тулмин, Бартон, 1968); (5) температура плавления висмута; (6) по доломит-кальцитовому геотермобарометру (Таланцев, 1981); (7) по положению полей на диаграммах "фугитивность серы-температура"

менение данных по железистости сфалерита для халькопирит-пирит-борнитового буфера (Czamanske, 1974). При этом поле кристаллизации борнит-халькопиритовой минеральной ассоциации смещается в сторону более низких температур 290–340 °С (см. рис. 28, поле 10–1). Однако в этом случае оно попадает в область устойчивости пирита, который в аншлифах обнаружен не был.

Из анализа положений полей кристаллизации изученных минеральных ассоциаций и парагенезисов на диаграммах “ $fS_2$ –температура” вытекает ряд следствий. Так, высокопробное самородное золото (проба более 900) в парагенезисе с пиритом и халькопиритом (ранняя ассоциация Вадимо-Александровского месторождения, пиритовая минеральная ассоциация в железо-скарновых месторождениях) может существовать только при температурах более 350 °С. В парагенезисе с пирротинном даже при высоких температурах устойчиво золото с более низкой пробой. В условиях низких температур высокопробное золото должно ассоциировать с борнитом и пиритом (фа́ция высоких значений  $fS_2$ ) или с теллуридами Au, Pb, Fe, Cu.

В целом процесс отложения рудных парагенезисов происходил на фоне синхронного снижения температуры и  $fS_2$  (от  $10^{-1}$  до  $10^{-17}$ ), как правило, вдоль линий реакции пирротин-пирит и пирит+гематит-магнетит (см. рис. 28, 29). Этим обусловлено снижение пробы золота от ранних генераций к поздним и появление в низкотемпературных ассоциациях самородных благородных металлов (самородный висмут Богословского месторождения). Получает объяснение и постоянно наблюдающееся как в собственно золоторудных месторождениях (Мурзин, 1983), так и скарновых (Воронцовское, Южно-Воронцовское и др.) обогащение серебром краевых частей золотин, особенно пониженной пробы (тренды формирования минерализации пересекают линии содержания Ag в электруме).

Эволюционные тренды отложения сульфидной минерализации для разных скарновых месторождений, как правило, не пересекают линии реакции пирит-пирротин, т.е. если начало кристаллизации сульфидов происходило в поле устойчивости пирита, то дальнейшее их отложение шло в том же поле. По аналогичной схеме происходило изменение режимов температуры и  $fS_2$  и в пирротиновых рудах. Лишь в самом конце их формирования отложение пирротина сменилось отложением пирита. Этот момент фиксируется периодом небольших внутрирудных деформаций, в результате чего поздний пирит образует в руде тонкие прожилки (пиритовая минеральная ассоциация Богословского месторождения).

Несколько более крутой тренд (более быстрое падение  $fS_2$  относительно температуры), пересекающий линию реакции пирит-пирротин, зафиксирован для сильно удаленных от контакта массива скарновых пластов на площади Воронцовского золоторудного месторождения. И, наконец, особенно наглядно различная динамика изменения режима серы проявлена для арсенопирит-полиметаллической минеральной ассоциации сульфидно-кварцевых руд Северо-Воронцовского и второй стадии халькопирит-пирротиновых руд Богословского месторождений. Арсенопирит в составе арсенопирит-полиметаллической минеральной ассоциации этих месторождений занимает различное положение по отношению к остальным сульфидам. В минерализации второй стадии Богословского месторождения игольчатые кристаллики его фиксируются в краевых, наиболее железистых частях крупных выделений сфалерита (до 12 ат.% Fe), замыкая процесс отложения сульфидов. В сульфидно-кварцевых рудах Северо-Воронцовского месторождения арсенопирит, напротив, начинает процесс отложения сульфидов рассматриваемой ассоциации, но также находится в парагенезисе с железистым сфалеритом (8–9 ат.% Fe). Условия кристаллизации сульфидных минералов в обоих случаях близки ( $t$  и  $\log fS_2 = -11...-18$ ), однако градиент снижения этих параметров был выше в Богословском месторождении, что хорошо иллюстрируется присутствием в последнем зонального сфалерита (содержания железа от центра его выделений к краям изменяются от 0.16 до 7 мас. %).

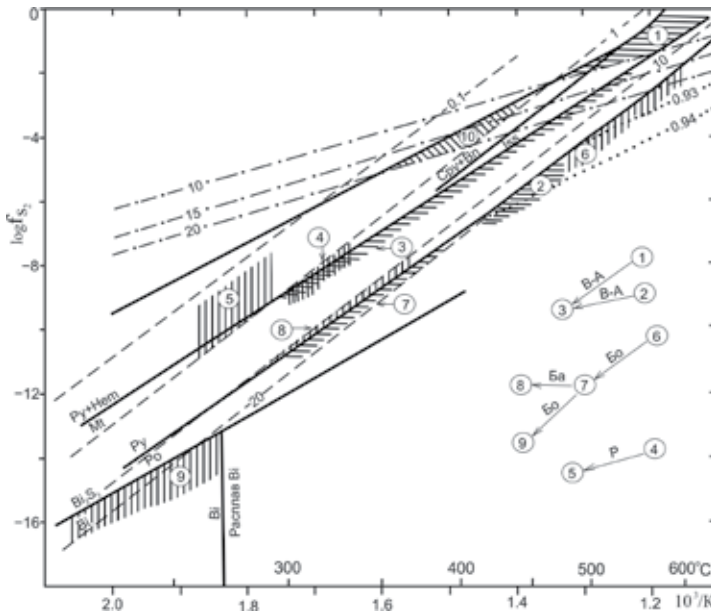


Рис. 28. Положение полей кристаллизации и эволюционные тренды сульфидных минеральных ассоциаций (системы Fe-Cu-S и Bi-S) медноскарновых и Воронцовского золоторудного месторождений на диаграмме “температура – фугитивность серы”. Номера полей на рис. 29, 29, 31, 32 соответствуют номерам ассоциаций в табл. 5. Месторождения: В-А – Вадимо-Александровское, Бо – Богословское, Ба – Башмаковское, Р – Розовское. Сплошные линии – равновесные линии реакций сульфидизации ( $Bi_2S_3$  – висмутин), штриховые – линии железистости сфалерита (молярные доли), штрих-пунктирные – линии содержания серебра в золоте (атомные доли), пунктирные – линии железистости пирротина (атомные доли)

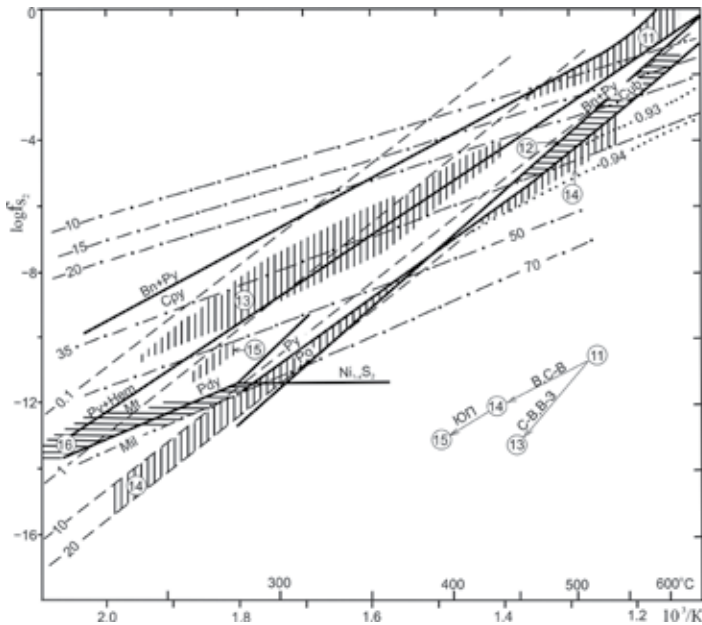


Рис. 29. Положение полей кристаллизации и эволюционные тренды сульфидных минеральных ассоциаций железоскарновых месторождений на диаграмме “температура – фугитивность серы”. Месторождения: ЮП – Южно-Песчанское, В – Воронцовское, СВ – Северо-Воронцовское, ВЗ – Воронцовское золоторудное

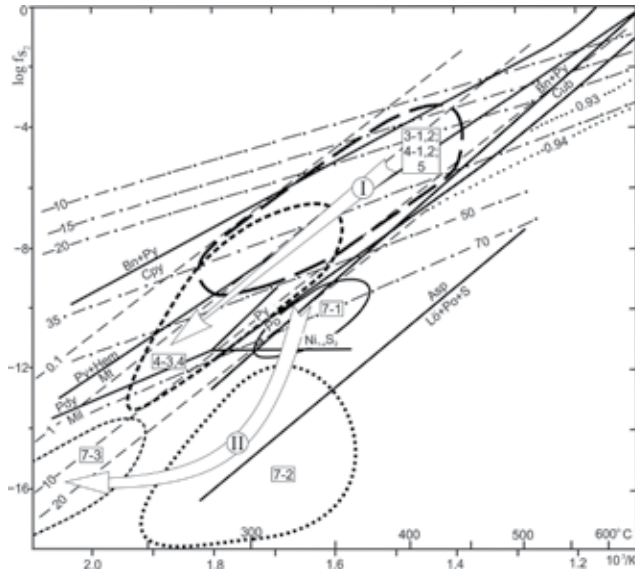


Рис. 30. Положение полей кристаллизации и эволюционные тренды для сульфидных минеральных ассоциаций Воронцовского золоторудного месторождения на диаграмме “температура – активность серы”. Стрелками показаны тренды эволюции условий для ранних (I) и поздних (II) групп золотоносных минеральных ассоциаций (номера в рамках соответствуют типам руд в табл. 34), остальные пояснения см. рис. 28.

Таким образом, на фоне общей тенденции снижения  $fS_2$  при падении температуры в процессе кристаллизации сульфидов могут наблюдаться различные тренды изменения режима серы. Ускорение падения параметров (крутые тренды) характерно при проявлении внутрирудных деформаций, а также изоляции рудоносных растворов во вмещающих породах.

### Режим кислорода

Кислород, весьма подвижный компонент при высоких температурах, ниже 300–400 °С теряет подвижность и уступает свою роль сере (Маракушев, Безмен, 1972). Видимо, этим обусловлено незначительное распространение оксидов железа в сульфидных минеральных ассоциациях. Тем не менее, в парагенезисе с халькопиритом в некоторых случаях появляются мелкие кристаллы гематита или магнетита. Для оценки режима кислорода мы использовали диаграммы: “ $fS_2 - fO_2$ ” (Титли, Бин, 1984), рассчитанные для температур 550 и 300 °С (рис. 31).

Анализ этих диаграмм с выделенными на них полями, отвечающими парагенезисам с сульфидами и оксидами железа, указывает на снижение активности кислорода для более низкотемпературных условий. Так, для парагенезиса халькопирита с магнетитом или гематитом диапазон  $fO_2$  составляет  $10^{-16}$ - $10^{-22}$  при 550 °С и  $10^{-27}$ - $10^{-37}$  – при 300 °С. Эти данные соответствуют общей закономерности сульфидно-оксидного рудообразования.

### Режим теллура

Присутствие в рудах парагенезисов, содержащих теллуриды, указывает на возрастающую регулирующую роль теллура на минеральные равновесия к концу рудоотложения, поскольку теллуридсодержащие ассоциации формировались, в основном, при относительно невысоких температурах (менее 350 °С) и значениях  $fS_2$ . Представляется возможным провести оценки диапазонов активности теллура, используя термодинамические построения для реакций “теллуризации” (Afifi et al., 1988a).

Анализ диаграмм (рис. 32) показывает, что самородный висмут из висмут-серебро-теллуридной минеральной ассоциации халькопирит-пирротиновых руд Богословского ме-

сторождения не может находиться в стабильном состоянии вместе с теллуровисмутитом  $\text{Bi}_2\text{Te}_3$ . Взаимоотношения рудных минералов таковы, что эти два минерала обнаруживаются либо в разных образцах, либо не образуют сростаний, хотя и присутствуют в одних образцах (теллуровисмутит при этом является свинецсодержащим). Самородный висмут образует округлые или вытянутые вроски в гессите или тесно срстается с гесситом и пильзенитом

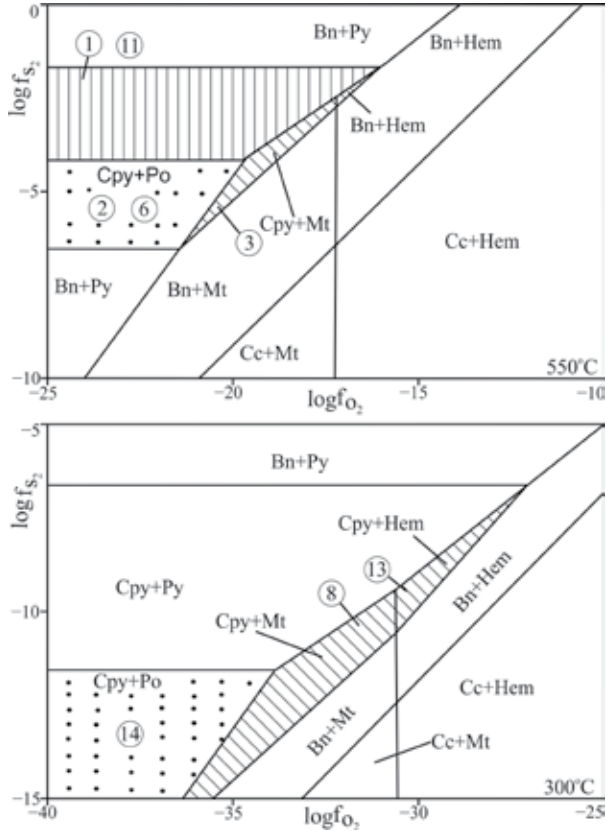


Рис. 31. Положение полей сульфидно-окисных парагенезисов при 550 и 300 °С на диаграмме “ $f\text{S}_2 - f\text{O}_2$ ”.  
Номера полей соответствуют номерам ассоциаций в табл.5

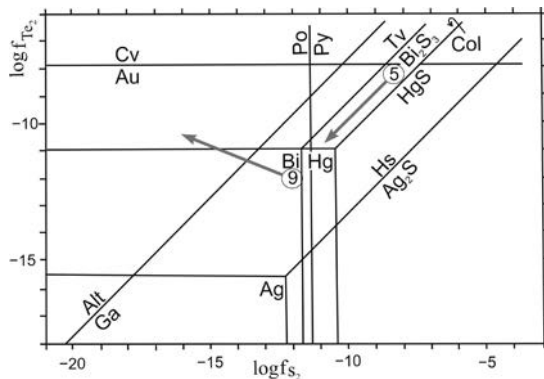


Рис. 32. Режим активности серы и теллура и направленность их изменения при кристаллизации висмут-серебро-теллуридной минеральной ассоциации (9) Богословского и теллуридно-сфалерит-халькопиритовой ассоциации (5) Розовского месторождений при 300о С ( $\text{HgS}$  – киноварь,  $\text{Bi}_2\text{S}_3$  – висмутин,  $\text{Ag}_2\text{S}$  – аргентит).

$\text{Bi}_4\text{Te}_3$  (Мурзин, Сазонов, 1996). Учитывая также, что процесс рудоотложения шел при постепенном снижении  $f\text{S}_2$ , можно предполагать более раннее отложение самородного висмута относительно теллуридов и, в целом, некоторое возрастание  $f\text{Te}_2$  – от  $10^{-12}$  до  $10^{-10}$  для сечения  $300^\circ\text{C}$  (см. рис. 32, поле 9).

Иной тренд определяет порядок отложения минералов для теллуридно-сфалерит-халькопиритовой минеральной ассоциации пирит-халькопиритовых руд Розовского месторождения (см. рис. 32, поле 5). Кристаллизация минералов происходила в поле устойчивости пирита и гессита при понижающейся  $f\text{S}_2$  от  $10^{-8}$  до  $10^{-11}$ . Висмут в рассматриваемой ассоциации находится преимущественно в сульфидной форме (эмплектит, беррит и др.) и лишь для наиболее ранних фаз минералообразования – в сульфотеллуридной (тетрадимит  $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$ ). Тетрадимит образует вроски в пирите, халькопирите или находится в нерудной массе и не образует сростков с сульфидами висмута. Полученный для этих условий тренд указывает на синхронное снижение  $f\text{S}_2$  и  $f\text{Te}_2$  по мере отложения минералов рассматриваемой ассоциации (см. рис. 32, поле 5). Активность теллура находилась в пределах  $10^{-8}$ – $10^{-11}$ .

Наиболее высокой активностью теллура характеризуется режим отложения минералов борнит-халькопиритовых руд. Присутствующие здесь микропарагенезисы алтаит+гессит+золото и колорадоит+калаверит+золото свидетельствуют об условиях, близких к линии реакции золото-калаверит, линия которой при  $400^\circ\text{C}$  проходит на уровне активности  $f\text{Te}_2 = 10^{-1}$ – $10^{-2}$ .

Наиболее вероятно, что возрастание  $f\text{Te}_2$  является следствием привноса Te из магматического очага, а динамика изменений  $f\text{Te}_2$  определяется степенью взаимодействия теллуросодержащих растворов с ранее отложенными минералами. В этом случае наиболее высокие значения  $f\text{Te}_2$  в борнит-халькопиритовых рудах можно объяснить высокой теллуронасыщенностью диоритового магматического очага и отложением руд непосредственно в массивах магматитов. Умеренные, но имеющие тенденцию к повышению значения  $f\text{Te}_2$  в халькопирит-пирротиновых рудах Богословского месторождения отражают подток теллура из близкорасположенного магматического очага. Наконец, умеренные и понижающиеся значения  $f\text{Te}_2$  в пирит-халькопиритовых рудах Розовского месторождения означают снижению вклада теллура в гидротермальном растворе с удалением от магматического источника.

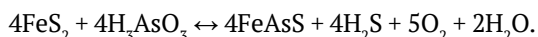
Сульфидное рудоотложение в медно- и железо-скарновых системах происходило на фоне понижающихся температур (от  $600$  до менее  $200^\circ\text{C}$ ), давлений (от  $2.5$ – $3$  до  $0.4$  кбар), активностей серы, кислорода и повышающихся щелочности и активности теллура. Близкие тренды эволюции условий реконструированы и для Воронцовского золоторудного месторождения (рис. 30). В конце рудоотложения имело место поступление по системе трещин кислых растворов, сформировавших березит-листвениты и джаспероиды/аргиллизиты с сульфидно-кварцевой минерализацией. Золото и сульфидно-кварцевая минерализация отлагалась при понижающихся давлениях (от  $0.6$  до  $0.2$  кбар) и температурах (от  $400$  до  $110^\circ\text{C}$ ).

### 6.3. Источники рудного вещества и флюидов

Наряду с преобладающим ортомагматическим (диоритоиды ауэрбаховского комплекса), одним из источников сульфидной серы на месторождениях Турьинско-Ауэрбаховского узла могла являться рассеянная вкрапленность и скопления фрамбоидального пирита, реликты которого установлены в туфогенно-осадочных слабо измененных вмещающих породах Воронцовского месторождения. Еще более значимым источником рудного веществ (включая цветные и благородные металлы) могли быть вулканогенные гидротермальные колчеданные руды и стратиформные скопления пирита ( $\pm$  халькопирит, сфалерит) риолит-базальтовых серий предшествующего раннеостроводужного ( $\text{O}_3$ – $\text{S}_1$ ) этапа развития территории. К литогеохимическим меткам первично-вулканогенного стратиформного происхождения рудного

вещества Воронцовского месторождения могут быть отнесены заметные примеси Mn (0.12–2.5 мас%) и Ba (0.04–2.2 мас%), характерные для всех его типов руд, а также присутствие изо-топно-легкой серы в составе пирита (см. ниже).

Имеется две наиболее ранних разновидностей пирита: колчеданоподобные массивные агрегаты в карбонатных и карбонатно-терригенных породах и рассеянная вкрапленность в тонкослоистых алевролитах и туфоалевролитах. Родственными колчеданным линзам являются встречающиеся в вулканогенно-осадочной толще яшмоиды. Обе разновидности пирита содержат примеси As и Au (до 1.5–3 мас% и 15ppm, соответственно). Прослеживается цепочка преобразований: глобулярный пирит обрастается кристаллическим; рассеянная вкрапленность в слоистых породах подвергается собирательной перекристаллизации, очищению от механических примесей; пирротинизация пирита. За счет примесей, освободившихся при перекристаллизации, образуются Co-Ni фазы – сначала в межзерновом пространстве пирита и позднее – самостоятельные. Не исключено, что микрогеохимическая, или кватеронная концепция образования мышьяковистого пирита и далее арсенопирита (Алексеев, Марин, 2012) применима к эволюции минеральных фаз системы Fe-As-S на Воронцовском месторождении. Мышьяк становится миграционно-способным и переходит во флюиды после прохождения реакции преобразования пирита в пирротин, которая может начаться при температурах около 200°C, например,  $2\text{FeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + \text{C}_{\text{орг.}} = 2\text{FeS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2$ ; обобщенная окислительно-восстановительная реакция:  $2\text{FeS} - \text{FeS}_2 + \text{Fe}^{2+} + 2\text{e}^-$ , и далее становится возможным метасоматическое образование арсенопирита при взаимодействии пирита с мышьяксодержащими растворами по реакции:



Руды Воронцовского месторождения имеют признаки пространственного совмещения и ассимиляции более ранних гидротермальных образований последующими. Макроскопически в терригенных слоистых рудах наблюдается перераспределение рассеянной вкрапленности пирита в прожилки. Пирит ранних ассоциаций содержит повышенные концентрации мышьяка (до 3мас%) и самостоятельные Co-Ni-Fe-As-S минеральные фазы. В последующих ассоциациях Co сохраняется как примесь, а количество As значительно увеличивается, очевидно за счет привноса магматогенными флюидами вплоть до отложения самородного As и его сульфидных форм, в зависимости от РТХ-условий.

### *Изотопия серы в сульфидах*

Отбор проб на изотопные исследования был проведен по схеме: разнотипные вмещающие породы – разнотипные минеральные ассоциации. Дополнительно были отобраны сульфиды из аргиллизитов. Монофракции сульфидов для анализа в основном были отобраны под бинокляром из тяжелой фракции раздробленных пород. Анализы изотопного состава серы выполнены в ИГЕМ РАН (Е.О. Дубинина), ГЕОХИ РАН (Л.Н. Гриненко) и ЦНИГРИ (С.Г. Кряжев), изотопного состава С, О и Н – в ДВГИ ДВО РАН (Т.А. Веливецкая), изотопного состава Sr – в ИГиГ УрО РАН (Ю.Л. Ронкин) по стандартным методикам (Фор, 1989; Мурзин и др., 2010; Замятина, Мурзин, 2016).

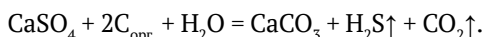
Основным объектом исследования были главные минералы рудной системы – пирит и арсенопирит, также были изучены сфалерит, пирротин, халькопирит, галенит и антимонит. Полученные результаты показали, что вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов находятся в интервале от –7.8 до +6.9‰ (рис. 33) и характеризуются нормальным распределением со средним значением –0.38‰ и стандартным отклонением 2.83. В целом состав серы наиболее распространенных сульфидов Воронцовского месторождения близок к метеоритному, отражая преобладающий магматический источник серы, с небольшими вариациями в положительную область значений  $\delta^{34}\text{S}$ : для вулканогенных флишоидов (до +3‰) и колчеданоподобных



образований в известняках (до +7‰). Сера вулканогенно-гидротермального пирита (реальгаровая ассоциация) и пирита аргиллизитов немного (до -3...-4.6‰) отклоняется в отрицательную область значений  $\delta^{34}\text{S}$  (рис. 33). Пирит из вулканогенно-осадочного цемента известняковых рудоносных брекчий (тип руд 7) содержит в еще большей степени облегченную серу  $\delta^{34}\text{S} = -0.4...-7.8\%$ . Облегченный изотопный состав серы сульфидов указывает на возможное участие серы биогенно-диагенетического происхождения, что подтверждается присутствием в вулканогенно-осадочных породах реликтового тонкоглобулярного пирита. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  пирита скарнов охватывают наиболее широкий интервал -2...+7‰, в основном укладываясь в область значений, характерных для магматической серы с  $\delta^{34}\text{S} = 0...+9\%$  (McCuaig, Kerrich, 1998). Такая "утяжеленная" сера зафиксирована также в образце сфалерита из кварцевой жилы в гранодиорите Ауэрбаховского массива Песчанского месторождения ( $\delta^{34}\text{S}=5.1\%$ ).

Полисульфидные ассоциации с галенитом и сфалеритом, тяготеющих к джаспероидам, обнаруживают  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов от -2 до +4.6 ‰. Изотопное отношение серы в арсенопирите изменяется еще в более узких пределах: от -1 до +1.2 ‰.

Формирование вулканогенно-терригенных и карбонатных толщ региона происходило в морских условиях. В сульфатах океанической воды накапливается избыток тяжелого изотопа серы, компенсация которого осуществляется за счет накопления легкого изотопа серы в осадочно-диагенетических сульфидах, кристаллизующихся в результате сульфат-редукции. При низкотемпературных эпигенетических преобразованиях состав серы сульфидов остается неизменным, тогда как сульфатная сера в контакте с органическим веществом (или восстановленным глубинным флюидом?) восстанавливается и мигрирует в виде сероводорода, который может принимать участие в гидротермальном минералообразовании:



Установлено, что изотопный состав серы древних океанов был наиболее утяжелен в девоне – до  $\delta^{34}\text{S} = +30\%$  (Тод, Монстер, 1964; Нильсен, 1973; Фор, 1989). Вероятно, в данном случае в фракционировании изотопного состава серы существенную роль играет окислительно-восстановительный потенциал среды рудообразования: выпадение барита на завершающей фазе скарнового процесса способствовало изменению соотношения  $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$  во флюиде (он становился более восстановительным); возрастание окислительного потенциала на заключительном этапе рудообразования (реальгаровая ассоциация и аргиллизиты) приводило к некоторому облегчению изотопного состава серы пирита (Омото, Рай, 1982).

Сериозотопная термометрия основана на допущении химического и изотопного равновесия между сосуществующими сульфидными фазами (Фор, 1989). И в нашем случае, с учетом текстурных взаимоотношений, только три пары минеральных фаз можно принять как равновесные (табл. 37).

### ***Изотопный состав O, C и Sr карбонатов***

Полученные нами данные по изотопному составу C и O на Воронцовском месторождении (Сазонов и др., 1998; Мурзин и др., 2010) характеризуют кальцит вмещающего известняка, а также карбонаты, образованные в ходе всего периода формирования руд (табл. 38). Установлено, что изотопный состав C и O кальцита вмещающей карбонатной толщи соответствует породному резервуару морских карбонатов фанерозойского времени (Фор, 1989), укладываясь в диапазон  $\delta^{13}\text{C} = 1.3-2.3\%$  PDB,  $\delta^{18}\text{O} = 17.9-23.6\%$  SMOW (Рис. 34);  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  близко к 0.708. Процессы перекристаллизации, мраморизации и брекчирования известняка оказывают слабое влияние на изменения исходных изотопных характеристик карбоната, выражающееся лишь в некотором облегчении изотопного состава кислорода по отношению к резервуару морских карбонатов. В процессе формирования золотоносных и золотосодержащих руд

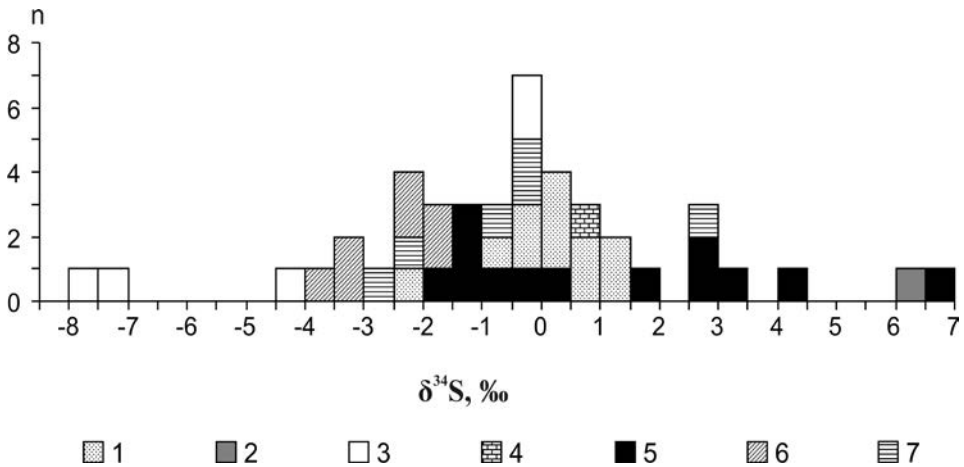


Рис. 33. Изотопный состав серы пирита и арсениопирита из разных типов пород и руд Воронцовского золоторудного месторождения. 1 – терригенные породы, 2 – колчеданоподобные образования, 3 – руды с реальгаром, 4 – известняк, 5 – скарны, 6 – аргиллизиты, 7 – магматические породы Ауэрбаховского комплекса

Ауэрбаховского рудного поля образуется карбонат с последовательным облегчением изотопного состава углерода и кислорода в ряду: рудоносные известковые брекчии → джаспероиды → скарны → кварцевые жилы. Наиболее низкие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , приближающиеся к его значениям в магматических породах ( $0.704 \pm 0.002$ , по Фор, 1989), характеризуют карбонат из богатых сульфидами джаспероида и магнетит-пиритовой руды в скарне. Карбонат этих рудно-метасоматических образований имеет также наиболее облегченный изотопный состав углерода и кислорода. Наличие двух изотопных резервуаров – флюида, уравновешенного с известняками (“метаморфогенно-осадочного”), и магматогенного флюида, вещество которых смешивалось в различных пропорциях, подчеркивается коррелирующимися трендами изменения всех изученных изотопов. На рис. 35 показано, что изотопный состав стронция карбонатов образует единый эволюционный тренд от репера морского известняка к мантийному в той же последовательности рудообразующих процессов. Обращает на себя внимание отсутствие изотопных свидетельств участия в рудообразующих процессах органического углерода, что отражается в крайне низких содержаниях органического углерода во вмещающих породах и рудах месторождения (Рахов, 1998; Азовскова и др. 2011; Murzin et al., 2017).

Таблица 37.

Изотопные составы серы ( $\delta^{34}\text{S}$ , ‰) сосуществующих сульфидов и рассчитанные по ним температуры минералообразования

№ обр	Характеристика	Py	Sp	Ga	Sp-Ga, T°C	Sp-Ga, T°C	Py-Sp, T°C	Py-Sp, T°C
Вр 10-18	кальцит-сфалерит-галенитовый прожилок в эпидозитах (изменённые туфопесчаники)		0.1	-2	314	334		
Вр 10-11	полисульфидные прожилки (до 0.5 см) в хлоритизированной терригенной породе	1.8	1.3				448	561
Вр 8 а	полисульфидная ассоциация из скарнированной породы	4.6	3.4				193	266

Примечание:  $T_{\text{Sp-Ga}} = (0.85 \pm 0.03) * 103 / (\Delta \text{Sp-Ga})^{1/2}$ , (K).  
 $T_{\text{Py-Sp}} = (0.55 \pm 0.04) * 103 / (\Delta \text{Py-Sp})^{1/2}$ , (K).

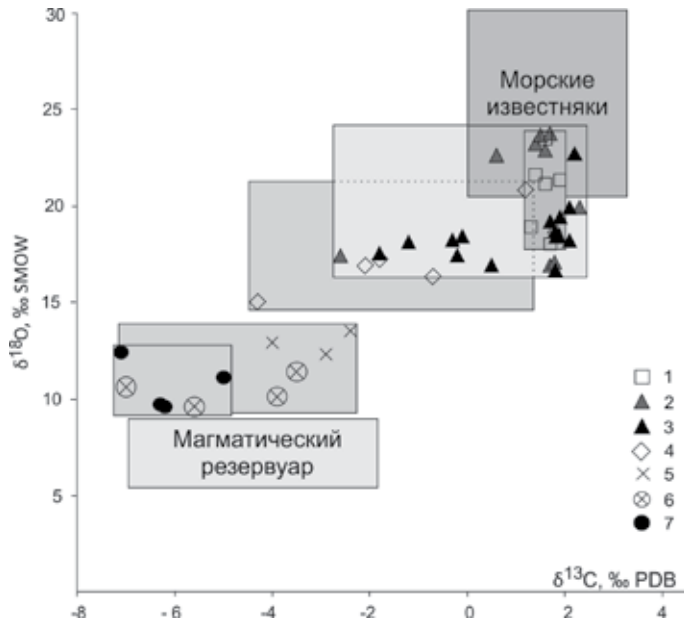


Рис. 34. Диаграмма соотношений изотопов углерода и кислорода в карбонатах различных пород и руд Ауэрбаховского рудного поля

1-5 – карбонаты Воронцовского золоторудного месторождения: 1 – из мраморизованных известняков, 2 – из обломков известняковых брекчий (без золота), 3 – из цемента рудоносных известняковых брекчий (с золотом, тип руд 7), 4 – из джаспероидов (тип руд 4), 5 – из сульфидоносных скарнов (тип руд 3); 6 – карбонат скарновых Cu-Fe руд Воронцовского и Песчанского месторождений; 7 – карбонат кварцевых жил Песчанского золоторудного месторождения. На диаграмму нанесены также поля магматического резервуара и кальцита морских известняков

**Таблица 38.**

Изотопный состав C, O и Sr карбонатов Ауэрбаховского рудного поля

Порода	Образцы, скв/ глубина	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{норм}}$
Воронцовское золоторудное месторождение				
Известняки вмещающих толщ	670/390	21.2	1.9	
	666/343.7	21	1.6	0.707788±7
	751/176.5	21.5	1.4	
Известняки перекристаллизованные	395/131	18.8	1.3	0.707355±9
	606/111.3	17.9	1.7	
	903/80	23.4	1.6	0.707930±6
Известняковые брекчии, не золотоносные	280/77.3	19.8	2.3	
	280/77.4	18.8	1.8	
	281/83.7	22.5	0.6	
	281/83.8	22.8	1.6	
	281/85.5	23.5	1.5	0.707819±8
	281/85.6	23.6	1.7	
	670/224.2	23.1	1.4	
	670/269.7	16.9	1.8	
	670/269.8	16.8	1.7	

Таблица 38. продолжение

Порода	Образцы, скв/ глубина	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{norm}}$
<b>Воронцовское золоторудное месторождение</b>				
Известняковые брекчии, окварцованные и серицитизированные, золотоносные, тип руд 7	666/257.7	18	-1.2	
	666/257.7	17.3	-2.6	0.707139±11
	751/108	16.8	0.5	
	751/109	18.3	-0.1	
	748/63.5	19.3	1.9	
	748/63.6	17.4	-1.8	
	748/74	18.1	-0.3	0.707697±10
	748/75	17.3	-0.2	
	275/118.6	16.6	1.8	
	276/151.2	18.1	2.1	0.707416±8
	276/151.3	18.6	1.8	
	276/154	18.3	1.9	
	276/155	19.1	1.7	
	276/156	18.3	1.8	
	21/121	19.8	2.1	
276/170.8	22.7	2.1	0.707885±6	
Джаспериоды доломит-анкеритовой и кварцевой фаций, золотоносные, тип руд 4	737-2*	17.1	-1.8	
	737-3	20.7	1.2	
	332/284.5*	16.2	-0.7	
	332/286*	14.9	-4.3	0.704803±6
	287/53.5	16.8	-2.1	
Сульфидизированные скарны, тип руд 3	396/84	13.4	-2.4	
	334/128.6	12.8	-4	0.706369±7
	1001/95.0	12.2	-2.9	
<b>Ауэрбаховское рудное поле, месторождения золотоносных Cu-Fe скарнов</b>				
Вадимо-Александровское, Cu	654	10.5	-7	
Воронцовское, Fe	540	9.5	-5.6	
С-Песчанское, Fe	962	10	-3.9	
	964	11.3	-3.5	
<b>Ауэрбаховское рудное поле, месторождения золотоносных кварцевых жил</b>				
Песчанское золоторудное	546	9.6	-6.3	
	844	9.5	-6.2	
	1-Пе(2)*	12.3	-7.1	
	1-Пе(1)*	11	-5	

\*доломит, остальные пробы – кальцит

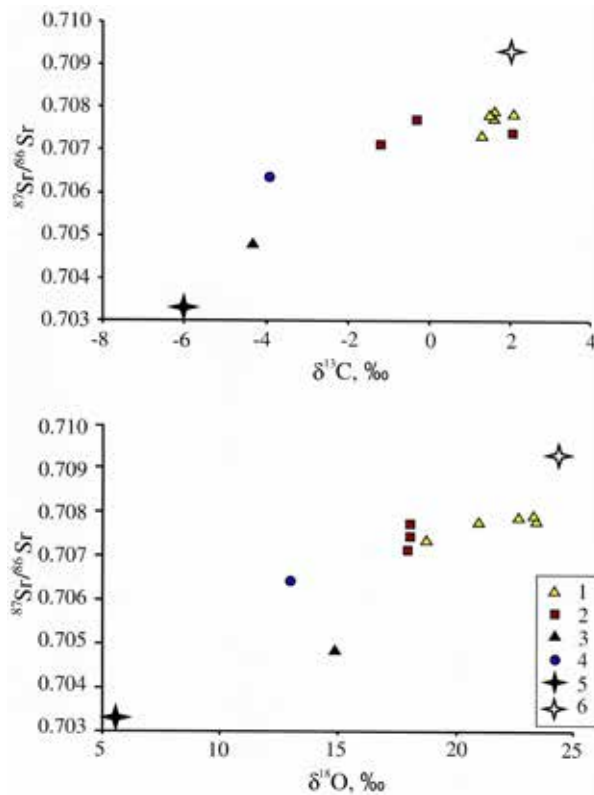


Рис. 35. Соотношение изотопных составов углерода, кислорода и стронция карбонатов Воронцовского золоторудного месторождения.

1 – известняк вмещающей толщи и обломков известняковых брекчий, в том числе перекристаллизованный и мраморизованный; 2 – карбонат из цемента рудоносных известняковых брекчий; 3 – карбонат джаспероидов; 4 – кальцит скарнов; 5 – репер мантийного резервуара; 6 – репер морских известняков.

### Редкоземельные элементы в породах и рудах

Суммарное содержание РЗЭ в карбонате рудоносных образований варьируется от 3.7 до 54.8 г/т, обнаруживая тенденцию увеличения в ряду: неизменный известняк вмещающей толщи, в том числе из нерудной известковой брекчии (3.7–5.6 г/т) → перекристаллизованный и мраморизованный известняк (8.7–15.5 г/т) → карбонат всех рудоносных образований (21.8–54.8 г/т).

Хондрит-нормализованные тренды распределения РЗЭ имеют положительный наклон, т.е. наблюдается обогащение всех карбонатов легкими РЗЭ относительно средних и тяжелых (рис. 36). На трендах нерудных карбонатов наблюдается отрицательные европиевая и цериевая аномалии. Цериевая аномалия является типичной для глубоководных морских образований (Дубинин, 2006). Она не проявлена только в карбонате из скарна, но сохраняется, хотя выражена значительно слабее, в карбонатах из рудоносных образований, которые имеют апоизвестняковую природу (рудные брекчии, джаспероиды). Отрицательная европиевая аномалия в рудных карбонатах в условиях заметного привноса РЗЭ рудообразующим флюидом выражена слабо или даже сменяется слабо выраженной положительной. В то же время очень слабая цериевая аномалия в джаспероиде и отсутствие таковой в скарне может трактоваться как свидетельство более выраженного участия магматогенного флюида на втором этапе рудообразования.

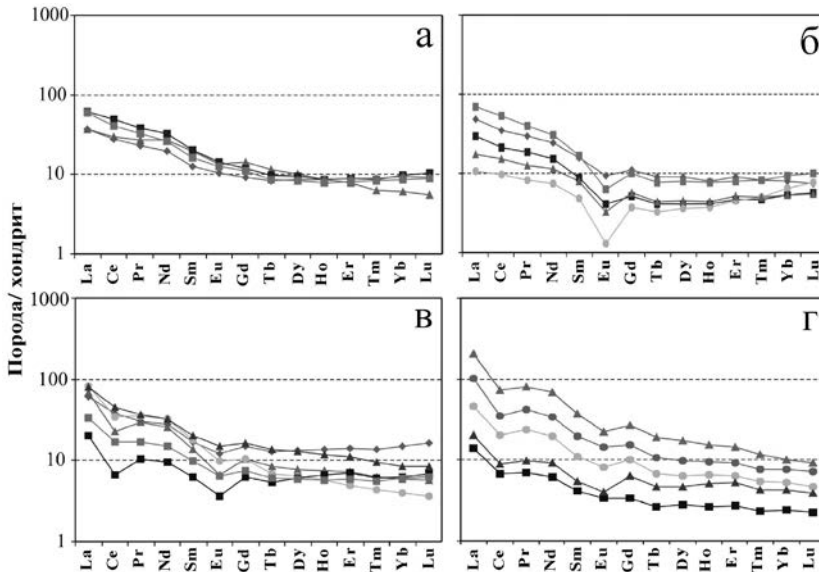


Рис. 36. Хондрит-нормализованные тренды распределения РЗЭ в типичных пробах пород и руд Воронцовского золоторудного месторождения

а – туфоалевролит пропилитизированный, б – туфоалевролит окварцованный и серицитизированный (тип руды 5), в – цемент известняковой брекчии, г – золотоносная известняковая брекчия (тип руды 7)

Суммарные содержания РЗЭ в **рудах** типов 5 и 7 варьируется от первых десятков до 160 г/т. Пропилитизированные вулканогенные породы характеризуются плавным нисходящим профилем хондрит-нормализованных трендов РЗЭ, указывающем на обогащение этих пород легкими РЗЭ по отношению к средним и тяжелым РЗЭ (рис. 36а). Развитие по пропилитизированным вулканогенным породам кварц-серицитового метасоматоза, с которым сопряжены руды типа 5, не приводит к изменению формы трендов РЗЭ, однако на них появляется отрицательная европиевая аномалия (рис. 36 б). На трендах РЗЭ вещества цемента брекчий дополнительно проявлена отрицательная цериевая аномалия, обусловленная наличием в этом веществе мелких обломков известняка (рис. 36 в). Близкая форма трендов РЗЭ характерна и для руд типа 7 (рис. 36 г).

**Проблемы интерпретации источников флюидов и рудного вещества**

Имеющиеся данные по минералогии, геохимии и изотопной геохимии, позволяют конкретизировать представления о происхождении флюидов и рудного вещества золотоносной сульфидной минерализации на Воронцовском золоторудном и соседних скарновых месторождениях.

Для скарновых месторождений Л.Н. Овчинниковым (1948) сульфидное рудообразование рассматривается как наиболее низкотемпературный заключительный этап постепенно затухающего скарнового процесса. Позднее появились предположения (Баклаев, Усенко, 1989) о том, что железное оруденение парагенетически связано с габброидной фазой, а медно-сульфидное – с гранитоидной. Модель образования магнетитового оруденения Урала, сопряженного с собственно скарновой стадией процесса, глубоко разработана Ю.А. Полтавцом, А.М. Дымкиным и др. (Главные рудные..., 1990). Согласно этой модели, главным источником гидротермальных растворов был глубинный флюидно-магматический очаг, в котором происходила дифференциация магмы и отделение высокохлороносных флюидов и рудных компонентов. При этом зарождение и отделение рудообразующих флюидов и рудного вещества происходило неоднократно.

Для понимания источников рудного вещества полезную информацию несет геохимическая специализация руд. В медноскарновых месторождениях руды специализированы на типичный “мантийный” набор элементов: Fe, Cu, Co, Zn, Au, Ag, Te, S. В железоскарновых месторождениях при (в основном) той же специализации роль теллура заметно понижается, однако несколько возрастает роль свинца (галенит присутствует, хотя и в небольших количествах, практически во всех минеральных ассоциациях), что отражает рост вклада “коровой” компоненты. В кварцевожильных образованиях, а также джаспероидах и аргиллизитах ведущими являются минералы Fe, Zn, Cu, Pb, появляется специализация на сурьму; в самородном золоте присутствует примесь ртути, а минералы кобальта, как правило, крайне редки, т.е. наблюдается набор элементов, характерных для золотого оруденения гранитоидных серий повышенной основности и свидетельствующих в пользу связи продуктивной минерализации с процессами дифференциации глубинных магм.

В результате исследований изотопного состава серы сульфидов железоскарновых (Баранов и др., 1985; Перкова, 1975; Загрудина, 1986) и медноскарновых (Перкова, 1975) месторождений убедительно показано, что в обоих случаях мы имеем дело с высокотемпературным гомогенным источником серы глубинного происхождения, обычно интерпретируемым как мантийный магматический источник. Для изученных месторождений, по данным Р.И. Перковой (1975) по 349 пробам, среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  близко к метеоритному и составляет +0.3‰ при вариациях от -4.6 до +5‰ (стандартное отклонение 1.46‰). Обращает на себя внимание некоторое обогащение изотопно-тяжелой серой пиритов железоскарновых месторождений, вероятно обусловленное частичной ассимиляцией рудообразующими растворами сульфатной серы осадочных пород. Так, в Новопесчанском месторождении  $\delta^{34}\text{S}$  пирита составляет +2.0...+4.8‰, исходных флюидов +4.4‰ (Баранов и др., 1985).

Изотопный состав сульфидов в медноскарновых месторождениях значительно более однороден и составляет в среднем по Розовскому месторождению  $\delta^{34}\text{S}=+0.3\%$  (n=46), Фроловскому 0.0‰ (n=38), Вадимо-Александровскому +0.7‰ (n=160), Богословскому и Башмаковскому  $\delta 1.0\%$  (n=56) (Перкова, 1975). Фиксируется устойчивое понижение  $\delta^{34}\text{S}$  для халькопирит-пирротиновых руд Богословского и Башмаковского месторождений до  $\delta 4.6\%$ . Вероятно, отчасти это вызвано изменением коэффициента изотопного фракционирования между пирротином, халькопиритом и растворенным  $\text{H}_2\text{S}$  при понижающейся температуре (до  $\delta 1.0\%$ ) и, в большей степени, – некоторым повышением окисленности раствора, что фиксируется появлением в халькопирит-пирротиновых рудах сульфатов бария.

Признаки изотопного обмена флюидов с вмещающими породами в железоскарновых месторождениях еще более наглядно демонстрируются при анализе изотопного состава кислорода и углерода карбонатов (рис. 34, таб. 38). Наиболее изотопно-легкий углерод, близкий к мантийному, характерен для кальцита из пирит-халькопиритовой руды Вадимо-Александровского месторождения ( $\delta^{13}\text{C} = -7.0\%$ ) и карбонатов из кварцевых жил и прожилков с пирит-полиметаллической минерализацией. Наиболее изотопно-тяжелый углерод (и кислород) присущ известнякам вмещающих вулканогенно-осадочных толщ ( $\delta^{13}\text{C} = +1...+3\%$ ). Метасоматические образования рудного поля, в том числе кальциты из руд железоскарновых месторождений, занимают промежуточное положение между указанными полями.

Чтобы реконструировать источники  $\text{CO}_2$  и воды гидротермального флюида, были рассчитаны их изотопные характеристики по фракционированию изотопов O и C между флюидом и уравновешенными с ним при 150–400 °C карбонатом и кварцем (табл. 39). Кроме того, мы использовали прямое определение изотопного состава  $\text{CO}_2$  и водорода воды из газожидких включений в кварце из трех образцов джаспероидов.

Наши расчеты показывают, что кварц-серицитовые метасоматиты и золото-мышьяковые руды типа 7 образовались из флюида с изотопным составом CO<sub>2</sub>, близким к такому морских известняков (δ<sup>13</sup>C<sub>CO2</sub> в диапазоне от 0.6 до 3.4‰ и δ<sup>18</sup>O<sub>CO2</sub> в диапазоне от 25.3 до 29.8‰). Изотопный состав кислорода воды флюида, отвечающего за отложение ранней высокотемпературной минеральной ассоциации руд, находится в диапазоне от 11.5 до 14.1‰ (δ<sup>18</sup>O<sub>H2O</sub>), что немного тяжелее, чем в магматическом источнике (δ<sup>18</sup>O<sub>H2O</sub> 5 до 10‰; Фор, 1989) и могут соответствовать метаморфической воде. При осаждении поздних низкотемпературных ассоциаций руды типа 7, изотопные значения воды δ<sup>18</sup>O<sub>H2O</sub> варьировали от 3.5 до 11.6‰. Состав рудообразующего флюида, откладывавшего свой груз в известняковых брекчиях, был уравновешен с морским карбонатом известняков.

Флюид, ответственный за формирование джаспероидов (тип руды 4) характеризуется углекислотой с расчетными значениями δ<sup>13</sup>C<sub>CO2</sub> от -3.6 до +1.3‰. Эта углекислота была легче по составу изотопов углерода по сравнению с вышеописанными значениями типа руды 7, приближаясь к ювенильному углероду (от -4 до -6‰; Фор, 1989). Аналитические оценки состава диоксида углерода (δ<sup>13</sup>C<sub>CO2</sub> = -2.8...-3.2 ‰), извлеченного из газовой-жидких включений, попадают в диапазон расчетных величин. В то же время, значения δ<sup>18</sup>O<sub>CO2</sub> флюидов участвовавших в формировании джаспероидов (22.6-26.7‰) характеризуются тяжелым изотопным составом кислорода, как и тип руды 7, т.е. соответствуют изотопному составу кислорода морских известняков. Расчетный изотопный состав O воды (2.3 до 8.6‰) близок к значениям воды из магматического источника с δ<sup>18</sup>O<sub>H2O</sub> = 5-10‰ (Фор, 1989).

Самые легкие изотопные характеристики свойственны гидротермальным растворам, которые образовали тип 3 скарновых руд (δ<sup>13</sup>C<sub>CO2</sub> от -6.8 до 0.3‰, δ<sup>13</sup>C<sub>CO2</sub> с 17.1 до 23.5‰ и δ<sup>13</sup>C<sub>H2O</sub> от -0.3 до +9.8‰). Кварцевые жилы в Ауэбаховском массиве и его экзоконтактах имеют следующие изотопные значения δ<sup>13</sup>C<sub>CO2</sub>: от 7.9 до -3.7‰, δ<sup>13</sup>C<sub>CO2</sub> от 15.5 до 22.3‰ и δ<sup>13</sup>C<sub>H2O</sub> от -0.5 до 6.3‰ (Табл. 39). Эти значения изотопных составов C и O, вероятно, возникли в результате реакций обмена между постмагматическими флюидами и известняками.

Сульфиды руд в джаспероидах (пирит, сфалерит, халькопирит) несут серу с типичными магматическими значениями δ<sup>34</sup>S=1.6...4.5‰. Изотопно-утяжеленная сера зафиксирована также в образце сфалерита из кварцевой жилы в гранодиорите Ауэрбаховского массива на Пес-

**Таблица 39.**

Изотопный состав H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> газовой-жидких включений в кварце и расчет изотопного состава компонентов флюида при формировании Воронцовского месторождения

Порода, минерал (число проб)	Изотопный состав минералов			Расчетный изотопный состав компонентов флюида, ‰			
	δD, ‰ SMOW	δ <sup>13</sup> C, ‰ PDB	δ <sup>18</sup> O, ‰ SMOW	T расч, °C	δ <sup>13</sup> C (CO <sub>2</sub> )	δ <sup>18</sup> O (CO <sub>2</sub> )	δ <sup>18</sup> O (H <sub>2</sub> O)
Рудные брекчии без реалгара, кальцит (4)		-2.6... -0.1	17.3-18.3	370-300	-0.6...2.5	25.3-27.1	11.5-14.1
Рудные брекчии с реалгаром, кальцит (6)		1.7-2.1	16.6-19.1	250-150	1.9-3.4	26.0-29.8	3.5-11.6
Джаспероиды, доломит (4)		-4.3... -0.7	14.9-17.1	380-220	-3.6...1.3	22.6-26.7	4.9-13.0
Джаспероиды, кварц (3)			13.9-15.6	300-200			2.3-8.6
Джаспероиды, CO <sub>2</sub> из включений в кварце (3)					-3.2... -2.8		
Джаспероиды, H <sub>2</sub> O из включений в кварце (3)	-74...-53						
Fe-Cu скарны, кальцит (7)		-7.0...-2.4	9.5-13.4	400-200	-6.8...0.3	17.1-23.5	-0.3...9.8
Кварцевые жилы, доломит (4)		-7.1...-5.0	9.5-12.3	300-200	-7.9...-3.7	15.5-22.3	-0.5...6.3

Примечания. Для расчета δ<sup>13</sup>C (CO<sub>2</sub>) карбоната использовано изотопное равновесие "кальцит-CO<sub>2</sub>" и "доломит-CO<sub>2</sub>" (Ohmoto, Rue, 1979). Для расчета δ<sup>18</sup>O (CO<sub>2</sub>) использовано изотопное равновесие "CO<sub>2</sub>-кальцит" и "CO<sub>2</sub>-доломит" (Zheng, 1999). Для расчета δ<sup>18</sup>O (H<sub>2</sub>O) использовано изотопное равновесие "кальцит-вода", "доломит-вода" (Zheng, 1999) и "кварц-вода" (Zheng, 1993)



чанском месторождении ( $\delta^{34}\text{S}=+5.1\%$ ). Кристаллизация сульфидов с утяжеленным изотопным составом серы могло происходить: (1) при взаимодействии флюида с гранитоидным расплавом в случае невысокого соотношения объемов флюид: расплав и (2) с повышением щелочности гидротермального раствора до  $\text{pH}=9$  при температурах ниже  $350^\circ\text{C}$  (Омото, Рай, 1982; Ohmoto, 1972); действие обеих причин может дать превышение  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах до  $+10\%$ .

И для Воронцовского, и для золотосодержащих скарновых месторождений основным источником золота и других рудных компонентов был глубинный магматический очаг, испытывающий высокотемпературную флюидно-магматическую дифференциацию. Скарнирующие флюиды, отделившиеся от этого очага, при образовании железорудных залежей реагировали с вмещающими породами и отложили сульфидную минерализацию после магнетитовых руд при понижении температуры ниже  $550^\circ\text{C}$ . Магматогенные флюиды, несущие серу с  $\delta^{34}\text{S} \sim 0\%$ , сформировали золотосодержащую сульфидную минерализацию железо- и медно-скарновых залежей, а также – на периферии скарновых зон, при более низких температурах – малосульфидную золоторудную минерализацию.

Вероятно, что гидротермальные растворы, сформировавшие золотоносные кварцевожильные тела на скарновых месторождениях и во вмещающих вулканитах, а также золоторудные тела Воронцовского месторождения, отделились от диорит-гранодиоритовой магмы, производной того же магматического очага, но в менее глубинных условиях. Вследствие этого такие флюиды несли несколько обогащенную тяжелым изотопом серу с  $\delta^{34}\text{S}$  до  $+4\%$ . Локальное подщелачивание при взаимодействии с известняками, а также некоторый вклад морского сульфата, высвободившегося при мраморизации известняков, обусловили вариации значений  $\delta^{34}\text{S}$  в сторону изотопно более тяжелых (положительных) значений. А заимствование изотопно-легкой серы сингенетического пирита, образовавшегося в предшествующий этап сочетанием седиментационного и бактериально-диагенетических факторов, объясняет наличие соответствующих отрицательных изотопных составов серы сульфидов руд Воронцовского месторождения. Принадлежность кварцевожильных месторождений (Мурзин и др., 1994), а также скарноидов Воронцовского месторождения к производным базальтоидного магматизма (и с участием мантийного флюида?) подчеркивается устойчивым присутствием примеси ртути (до 5–11 мас.%) в составе их самородного золота (см. табл. 30).

#### **6.4. Возраст оруденения и его связи с магматизмом**

В настоящее время существует несколько датировок вулcano-плутонических пород Ауэрбаховского комплекса, которые указывают на синхронное формирование краснотурьинских вулканитов и интрузивных образований названного комплекса в раннем девоне. Краснобаев и др. (2007) установили U-Pb возраст циркона (ионный микрозонд SHRIMP II) из кварцевого диорита Ауэрбаховского массива в  $404.8 \pm 5$  млн. лет и гранодиорита –  $393 \pm 3.3$  млн лет. Датирование Rb-Sr методом всего комплекса магматических пород (габбро, габбро-диорит, кварцевый диорит, гранит) дало возраст  $404.5 \pm 9.1$  млн лет, что совпадает с изотопным возрастом цирконов из кварцевых диоритов. С помощью Sm-Nd (ID-TIMS) метода, Ронкиным и др. (2009) был получен возраст биотит-пироксен-амфиболового диорита  $411 \pm 25$  млн лет. Конкордантный U-Pb-возраст циркона из кварцевого диорита Васильевско-Москалевского массива в Турьинском рудном поле, рассчитанный по 16 анализам (16 кристаллов), составляет  $407.7 \pm 1.6$  млн лет ( $\text{СКВО} = 1.5$ ). Учитывая данные о геологическом и петрогеохимическом единстве диоритоидов малых массивов и внутрирудных даек, можно полагать, что этот возраст соответствует времени формирования рудно-магматической системы Турьинского медноскарнового рудного поля. Полученная LA-ICP-MS U-Pb-датировка соответствует раннедевонскому (эмсскому) возрасту краснотурьинской свиты (Грабежев и др., 2014).

Нет единого мнения о возрасте золото-мышьяковой минерализации на Воронцовском месторождении, некоторые исследователи полагали, что она связана с более поздними магматическими событиями. А.Н. Угрюмов (1993) относил золотое оруденение к деятельности постмагматических флюидов, ответственных за привнос большинства металлов и неметаллических компонентов. Многие исследователи связывают это оруденение с интрузивным магматизмом, предполагая, что месторождение эпи-мезотермальное и представляет собой удаленную зону скарновой или, как предположила О.В. Минина, медно-порфировой системы (1994). Она отмечает, что порфиновые диориты эндоконтакта Ауэрбаховского массива несут прожилково-вкрапленную пирит-халькопиритовую минерализацию с повышенными концентрациями Au и Ag, а также золотоносные кварцевые жилы; месторождения Туринского рудного поля похожи на скарново-медно-порфировые месторождения юго-запада США, описанные Эйнаути (Einaudi et al., 1981). Хотя типичных порфировых месторождений в Туринском рудном поле нет, А.И. Грабежев и др. (2014) сообщают о наличии вкрапленного медно-сульфидного оруденения порфирового типа в диоритах, которое впервые было установлено здесь в 1959–1962 гг.

На основе K-Ar датировок серицита цементирующего материала известковых рудоносных брекчий ( $299 \pm 8$  млн лет) В.Н. Сазонов с соавт. (1991) коррелируют золотомышьяковые руды с тектоно-термальным событием рубежа карбона и перми, вызвавшим поступление флюидов из мантии. Высказывались идеи о формировании золотого оруденения в связи с тектоническими событиями рубежей палеозоя-мезозоя и даже позднего мезозоя-кайнозоя, будучи ответственными за развитие гидротермальных аргиллизитов и джаспероидов (Бобров, 1991; Савельева, Костромин, 1991; Бегетнев, 2000; Баранников, Угрюмов, 2003; Азовскова и др., 2013). U-Pb возраст  $407.7 \pm 1.6$  млн. лет, полученный для кварцевых диоритов (Грабежев и др., 2014), интерпретируется как доказательство того, что формирование медноскарнового руд и меднопорфировая минерализация связаны с кварцевыми диоритами, а железо-скарновое оруденение связано с более поздними гранодиоритами.

Получение новых данных о возрасте оруденения Воронцовского месторождения сильно сдерживается трудностью разделения минералов для изотопного датирования. Нами был получен Ag-Ag возраст (аналитик А.В. Травин) для образца гидрослюды  $2M_1 + 1M$ , извлеченной из слюдисто-карбонатного прожилка, который сечет золотосодержащие известковые и туфогенные алевролиты с вкрапленностью пирита (тип руды 5). Было получено достаточно надежное плато с семью ступенями, что соответствует более чем 98% выделившегося  $^{39}\text{Ag}$  (Рис. 37). Полученный возраст  $391.1 \pm 4.9$  млн. лет близко соответствует возрасту изверженных пород Ауэрбаховского комплекса.

### **Изотопный состав свинца сульфидов Воронцовского месторождения**

Эта работа основана на применении современной высокоточной мультиколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS). Используя эту технику, в отличие от господствующего до недавнего времени метода термоионизационной спектрометрии (TIMS), стало возможным исследовать незначительные изменения Pb-изотопного состава. С применением метода MC-ICP-MS снизился: в 5–10 раз – аналитическая ошибка и значительно (с ~35 до ~4 млн лет) погрешность расчета модельного Pb-Pb возраста (Чернышев и др., 2008). Мы применили специальную MC-ICP-MS версию, разработанную в ИГЕМ РАН на основе прибора NEPTUNE (ThermoFinnigan) для Pb-изотопного анализа с использованием в качестве внутреннего стандарта отношения  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$  (Чернышев и др., 2008). Точность измерения (~2SD) составила 0.016–0.018% для  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Чернышев и др., 2007, 2008).

В ИГЕМ РАН по упомянутой методике (аналитик А.В.Чугаев) были изучены основные рудные минералы Воронцовского месторождения (пирит, арсенопирит и галенит) и – для обсуждения возможных Pb-источников – также галенит из образцов двух возрастных групп колчеданных месторождений Среднего-Северного Урала: для Тагильской палеодуги среднее месторождение Тарньер и мелкое Кабан (поздний ордовик – ранний лландовери, ~450-440 Ма); среднее-крупное Сан-Донато, малые Валенторское и Галкинское (лландовери, ~440-435 Ма), и на севере Магнитогорской палеодуги – крупное Сафьяновское месторождение (эйфель, ~395-385 Ма). Геологические и минералогические наблюдения показывают, что галенит колчеданных руд образовался в рудах, дайках и кварцевых жилах почти синхронно с основной массой сульфидных руд (Vikentyev et al., 2017).

Свинцово-изотопный состав сульфидов Воронцовского золоторудного месторождения ( $n = 13$ ) показывает относительно узкие диапазоны его вариаций: 17.99 – 18.11 по  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , 15.57 – 15.59 по  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и 37.88 – 37.99 для  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Распределение данных Pb-изотопного состава сульфидной минерализации Воронцовского месторождения относительно эволюционных кривых и изохрон Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) показано на диаграмме (граф. прил. XLIV).

Характерен узкий разброс изотопных составов для колчеданных месторождений, размещенных на диаграмме вдоль единого тренда от поля, соответствующего деплетированному мантийному источнику DMM-A (Zindler, Hart, 1986), до точки с возрастом 400 Ма на кривой Стейси–Крамерса с  $\mu_2 = 9.74$ , близкой геологическому возрасту вмещающих осадочных комплексов Воронцовского месторождения (~408-390 Ма) и Сафьяновского месторождения Магнитогорской палеодуги (~395-385 Ма). Модельный Pb–Pb возраст колчеданных месторождений Тагильской палеодуги варьируется от 420 до 509 Ма, при этом  $\mu_2$  меняется от 9.27 до 9.54. Модельный Pb–Pb возраст для исследованного Сафьяновского месторождения Магнитогорской палеодуги ~380 Ма (близко его геологическому возрасту 395–385 Ма), при этом  $\mu_2 = 9.66-9.67$ . Параметр  $\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{208}\text{Pb}$  отражает усредненное отношение U/Pb в источнике. Группа точек изотопных составов свинца сульфидов Воронцовского месторождения также лежит на продолжении этого тренда – в области более радиогенных составов свинца. Таким образом, поскольку очевидно изотопное сродство колчеданных месторождений Среднего и Северного Урала, с одной стороны, и Воронцовского золоторудного месторождения, с другой стороны, постольку мы можем заключить, что существует глубинная связь между источниками, которые внесли преобладающий вклад в формирование этих месторождений – по мнению авторов – это мантийное вещество, испытавшее флюидно-магматическое взаимодействие с коровым субстратом.

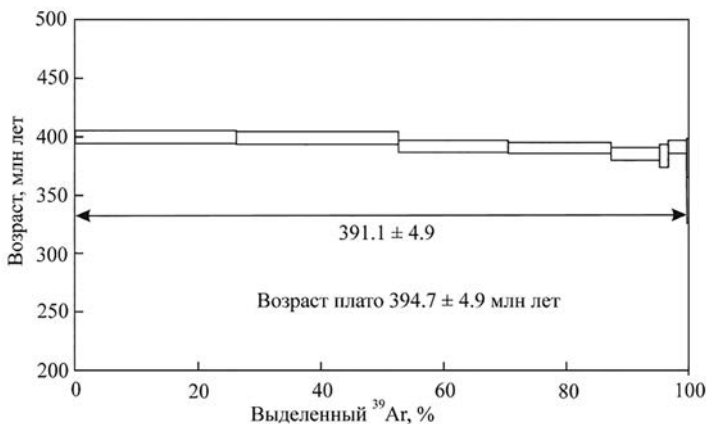


Рис. 37.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  плато для серицита, датированного по методике ступенчатого прогрева

## Глава 7.

### Сопоставление с карлинским типом оруденения

#### 7.1. Типизация золоторудных месторождений и общие сведения о месторождениях типа Карлин

Существует большое разнообразие классификаций **золоторудных** месторождений, построенных на минералого-геохимической, генетической, геодинамической, рудно-формационной основах. Особенно много их было создано в СССР и России (Билибин, 1947; Захаров, 1953; Петровская, 1955; Смирнов, 1964; Рожков, 1968; Тимофеевский, 1971; Петровская и др., 1976; Смирнов и др., 1986; Некрасов, 1991; Щепотьев и др., 1994; Фогельман и др., 1995; Сафонов, 1997, 2003; Сидоров, 1998; Константинов и др., 2000, 2007; Курбанов, 2000; Беневольский и др., 2002). В табл. 40 представлен пример такой классификации на рудно-формационной основе. В большинстве современных классификаций в качестве самостоятельного выделяются золоторудные месторождения в карбонатных и терригенно-карбонатных породах, относимые к типу Карлин.

**Месторождения типа Карлин** представляют вкрапленное золото-сульфидное оруденение в карбонатных породах, обычно в глинистых известняках и известковистых алевролитах (Hofstra, Cline, 2000; Muntean, et al., 2004). Этот тип золото-ртутно-мышьяковых месторождений является одним из ведущих в мире, как по запасам золота, так и по количеству разрабатываемых объектов. Характерными особенностями золотого оруденения данного типа являются: приуроченность к фронтальным частям крупных надвигов среди карбонатных и кремнисто-карбонатных толщ, часто углеродистых; наличие рассеянной золото-сульфидной минерализации, представленной тонкозернистыми сульфидами с субмикронным или изоморфным золотом; золото-ртутно-таллиево-мышьяковый геохимический спектр руд; аргиллизитовый и джаспероидный типы околорудного метасоматоза.

Основная часть месторождений этого типа расположена на территории США. Они широко распространены также в Китае (Shui, 1991; Guo et al., 1994; Shehg, 1995; Hu et al., 2002; Gu et al., 2002; Cromie, 2003; Peters et al., 2007; Su et al., 2008, 2009; Su et al., 2009; Maohong et al., 2011; Xia et al., 2012; Liu et al., 2015) и известны в других странах – Канаде (Lefebure et al., 1998), Македонии (Кочнева и др., 2006; Волков и др., 2006), Иране (Asadi et al., 1999, 2000; Mehrabi et al., 2003), Перу (Alvarez, Noble, 1988; Sillitoe, Bonham, 1990), Турции (Çolakoglu et al., 2011), Индии (Hazarika et al., 2013), Сев.Вьетнаме (Борисенко и др., 2008), Украине, Грузии, Австралии, Индонезии, Восточной Малайзии (Sillitoe, Bonham, 1990), на Филиппинах, а также в ЮАР – в карбонатных толщах активизированной зоны платформенного чехла Каапваальского кратона.

Повышенный интерес к изучению условий формирования золотого оруденения в карбонатных и терригенно-карбонатных толщах связан с обнаружением в США уникальных месторождений и крупных рудных районов в штате Невада у восточного подножья Кордильер – в пределах провинции Большого Бассейна на западе США (Roberts, et al., 1971; Radtke, 1985; Emsbo et al., 1999, 2006). Именно освоением этого нового, нетрадиционного типа месторождений был обусловлен наибольший прирост в истории золотодобычи в США – в период с 1985 по 1992 г.г. Внимание к этому типу обусловлено не только очень значительными запасами (Рис. 38), но и сравнительно простой и экономически выгодной технологией извлечения золота методом кучного выщелачивания. Этот тип называется **невадийским** – по наименованию штата, где он впервые был открыт и где наиболее распространен, или, чаще, **карлинским** – по названию первого хорошо изученного и успешно разрабатываемого месторождения (открыто в 1961 г.) этого типа. Большая часть золота в США (около 75%) добывается в штате Не-

вада из месторождений названного типа (Muntean, 2014), составляя, например, на 3 крупнейших рудниках 51, 41 и 37 т в 2000 г. и 36, 35 и 29 т в 2015 г., благодаря чему штат Невада в отдельные периоды давал до 10% от общемировой добычи золота. С начала отработки месторождения Карлин (1965 г.) из месторождений карлинского тренда до 1994 г. было добыто более 660 т золота. В 1995 г. здесь было добыто около 100 т, а в последующем до 300 т в год и к 2000 г. суммарно добыто уже около 1.5 тыс. т золота. Запасы тренда Карлин оцениваются в 3.1 тыс. т Au, а прогнозные ресурсы – около 10 тыс. т, представляя наибольшее скопление месторождений золота одноименного типа в мире (Berger et al., 2016; Davis, Muntean, 2016). Суммарные запасы месторождений данного типа в штате Невада оцениваются в 6 тыс. т (Muntean et al., 2004, 2014; Emsbo et al., 2006).

Две главных проблемы формирования этих гигантских месторождений служили поводом для дискуссий – возраст, который теперь твердо установлен как эоцен (Ressel, Henry, 2006;), и источник гидротермальной деятельности и металлов, который остается спорным.

## 7.2. Месторождения типа Карлин в США

Поля месторождений рассматриваемого типа приурочены к обрамлению Северо-Американской платформы и частично находятся в ее пределах; помимо штата Невада небольшое их число отмечено в штатах Юта, Айдахо, Калифорния, Орегон и нек. др. (Emsbo et al., 2006; Berger et al, 2012). Они в основном локализованы в приплатформенной миогеосинклинальной и, частично, в эвгеосинклинальной зонах, заложенных на докембрийском фундаменте (граф. прил. XLV). Рудные тела находятся среди карбонатных или терригенно-карбонатных (миогеосинклинальных) отложений, но встречаются и в эвгеосинклинальных толщах (формация Винини), точнее – в переходных между типично миогеосинклинальными и эвгеосинклинальными (“мезомиогеосинклинальными”). Наиболее крупное из последних – Твин Крикс. Цепочки месторождений образуют пояса (граф. прил. XLVI), именуемые в американской литературе «трендами», длиной десятки км (Emsbo et al., 2006): тренд Карлин, Бэтл Маунтин-

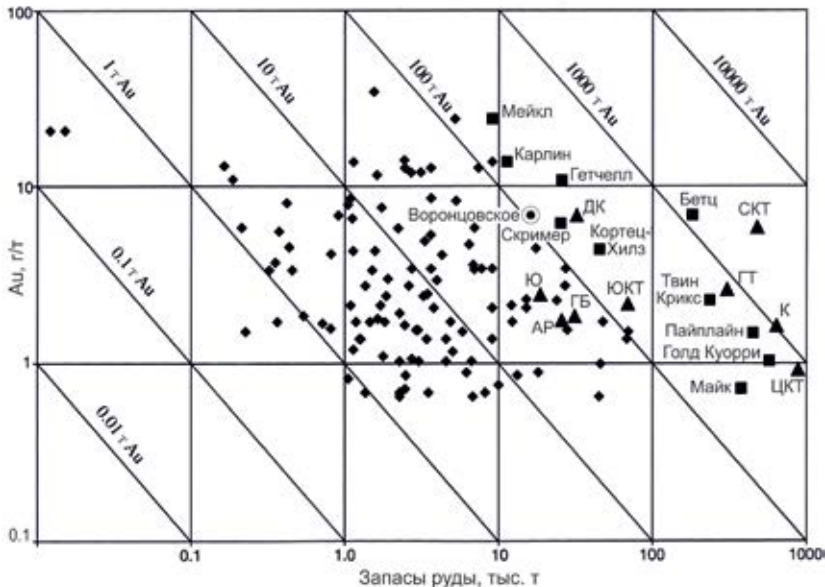


Рис. 38. Соотношение запасов руды и концентраций золота (Au, g/t) в месторождениях типа Карлин, содержащих более 5 млн унций (155.5 т) золота (квадраты) и прочих (мелкие ромбы), и в главных рудных районах (треугольники). Рудные районы: AP – Аллигейтор Ридж, К – Кортце, Ю – Юрек, ГБ – Голд Бар, ДК – Джеррит Каньон, ЦКТ – Центр Карлин-тренд, ГТ – Гетчелл-тренд, СКТ – Сев. Карлин-тренд, ЮКТ – Юж. Карлин-тренд, по (Cline et al., 2005)

Таблица 40.

Основные типы золоторудных и золотосодержащих месторождений

Тип месторождений	Рудно-формационный тип	Типовые месторождения, российские/зарубежные	Источник	
Тесно ассоциированные с интрузиями гранитоидов	Локализованные в интрузивных породах	Березовское / Васильковское (Казахстан), Форт-Нокс, Пого (США)	Sillitoe, 1991, 2000; Meinert, 2000; Кривцов и др., 2001; Сафонов, 2006; Коваленкер, 2006; Методич. рук-во ..., 2010; Некрасов и др., 2015; Thompson, Newberry, 2000; Frimmel, 2008; Мансуров, 2009; Гамянин и др., 2015; Vikent'eva et al., 2017 Cerny et al., 2005; Cooke et al., 2005; Hart., 2007; McCoy et al., 1997	
	Золото-скарновый	Быстринское, Лудоканское, Синюхинское, Новогоднее-Монто / Фортильд (США)		
	Золото-висмутовый	Аркачан, Дубач, Чепак, Чистое		
	Порфиновый	Собственно золото-порфиновый		Петропавловское, Рябиновое / Юбилейное (Казахстан), Лобо-Марте, Волькан (Чили)
Золото-медно-(молибден)-порфиновый		Песчанка, Бугдая, Култуминское / Грасберг (Индонезия), Оюу-Толгой (Монголия), Пангуна, Ок Теди (Папуа-Новая Гвинея), Кальмакыр (Узбекистан), Бинхэм, Пиббл (США), Кадиа (Австралия)		
Мезотермальный («орогенный»)	Золото-кварцевый	Советское, Эльдорадо / Бендиго (Австралия), Мазер Лоуд (США)	Новожилов, Гаврилов, 1999; Сафонов, 1997, 2003; Золоторудные ..., 2010; Методич. рук-во..., 2010; Вихтер, 2012; Иванов, 2014; Groves et al., 1998; Robert et al., 2007; Frimmel., 2008; Kerrich, 1991; Yudovskaya et al., 2016	
	Золото-сульфидно-кварцевый	Наталка, Нежданское, Благодатное / Мурунтау (Узбекистан), Ашанти (Гана), Колар (Индия), Хемло (Канада), Телфер (Австралия)		
	Существенно золото-сульфидный	Собственно золото-сульфидный		Сухой Лог, Вернинское, Чертово Корыто / Кумтор (Кыргызстан), Донлин-Крик (США)
		Золото-мышьяковистый		Олимпиада, Куранах, Кючус, Маломыр, Майское / Бакырчик, Суздальское (Казахстан), Кокпатас (Узбекистан)
		Золото-сурьмяный		Сентачан, Сарылах, Удерей / Вокси (Китай), Вилуна (Австралия)
Золото-теллуридный		Светлинское / Голден Майл (Австралия)		

Таблица 40. продолжение

Тип месторождений	Рудно-формационный тип	Типовые месторождения, российские/зарубежные	Источник
Эпитермальный	Высоко-сульфидизированный (high-sulphidation) золото-серебро-алунит-кварцевый	Березняковское / Голдфилд (США), Пуэбло-Вьехо (Доминикана), Паскуа-Лама (Аргентина), Янакоча, Пьерина (Перу)	Константинов и др., 2007; Плотинская и др., 2009; Золоторудные ..., 2010; Вихтер, 2012; Сидоров и др., 2009; Richards, 2009; Sillitoe, Hedenquist, 2003; Heinrich et al., 2004; Frimmel, 2008; Levitan, 2008; Lehmann et al., 1999
	Низко-сульфидизированный (low-sulphidation) золото-серебро-адуляр-серицит-кварцевый	Кубака, Карамкен, Дукат, Купол / Комсток (США), Хишикари (Япония)	
	Связанный с щелочными комплексами	Многовершинное / Ладолам, Поргера (Папуа-Новая Гвинея), Эмперор (Фиджи)	
Локализованные в карбонатных породах	Карлинский	Воронцовское / Пост Бетц, Карлин, Кортес, Гетчелл, Голд Кворри, Джерит Каньон (США), Цзиньфын, Джинфенг (Китай), Сепон (Лаос)	Сазонов и др., 1998; Волков, Сидоров, 2016; Hofstra, Cline, 2000; Zhang et al., 2003; Robert et al., 2007; Frimmel, 2008; Cline et al., 2005
Золото-колчеданный	Существенно медный	Гай, Подольское, Юбилейное	Emsbo, 2000; Викентьев, 2004; Dube et al., 2007; Franklin et al., 2005; Huston, 2000; Vikentyev et al., 2017
	Медно-цинковый	Учалы, Сибай, Дегтярское / Брансуик №12 (Канада)	
	Полиметаллический	Баймакская группа / Ридер-Сокольное (Казахстан), Флин-Флон (Канада), Маунт Рид (Австралия), Куроко (Япония), Рио Тинто (Испания)	
Железо-оксидно-медно-золотой (iron-oxide-copper-gold)		Олимпик Дэм (Австралия), Салобо (Бразилия), Канделария (Чили)	Groves et al., 2010; Соловьев, 2011
Ликвационный магматический	Сульфидно-медно-никелевые	Талнах, Октябрьское, Норильск-1, Ждановское / Садбери (Канада)	Годлевский, 1959; Cambell et al., 1983; Дюжиков и др., 1988; Дистлер и др., 1999; Лихачев, 2006
Карбонатитовый		Полабора (ЮАР)	Heinrich, 1970; Соловова и др., 1998
Палеороссыпи	Золото-урановые конгломераты	Витватерсранд (ЮАР), Тарква (Гана), Жакобина (Бразилия)	Методич. рук-во ..., 2010; Phillips, Law, 2000; Сафонов, Прокофьев, 2006

Составили Викентьев И.В., Мансуров Р.Х.

Юрек-тренд (тренд Юрек), пояс Аллигейтор Ридж, Гетчелл-тренд, Независимая группа (район Джеррит Каньон). Тренды Карлин и Юрек – наиболее значимые (см. рис. 38; граф. прил. XLVI), здесь добывается около 70% золота всей Невады (Muntean, 2014). Приводимые в данной главе рисунки 39–46 заимствованы из работы (Бакулин и др., 2001) с небольшими упрощениями и правкой.

### 7.2.1. Региональные рудоносные структуры Восточной Невады

В палеогеодинамическом плане Северо-Восточная Невада располагалась вдоль стабильной палеоконтинентальной окраины, где вулканогенно-осадочные, эвгеосинклинальные фации (развиты на западе) сменяются отложениями осадочных, миогеосинклинальных фаций на востоке (граф. прил. XLV). Общее простирание складчатых структур восточной Невады – север-северо-восточное (Антлерский орогенный пояс), и основные тренды (Карлин и Юрек) ССЗ простирания являются секущими по отношению к этим структурам (Хаусен, Кер, 1973; Константинов, 2000). Магнитотеллурическое зондирование территории Великого Бассейна выявило связь локализации месторождений с линейными высокомагнитными аномалиями, имеющими ССЗ простирание (рис. 40) (Dobrich, Theodore., 1996). В гравитационном поле золотоносные пояса Невады тянутся вдоль краевых (западной и восточной) частей гравитационного максимума, связываемого с поднятием мантии “Рифт Северной Невады”. Данный максимум находится в экзоконтакте более крупного регионального гравитационного минимума (минимум системы Кордильер), развитого южнее, а отдельные месторождения тяготеют к зонам градиентов поля силы тяжести, фиксирующим границы разноплотностных блоков фундамента (граф. прил. XLVIIa). Таким образом, крупнейшие тренды (Карлин и Юрек) связаны с мощными зонами глубинных сквозькоровых разломов (граф. прил. XLVI, XLVIIб,в), которые подчеркиваются высокой интрузивной активностью (интрузии кварцевых монзонитов). Это зоны повышенного теплового поля, с многочисленными геотермальными источниками, активными в настоящее время (Dobrich, Theodore., 1996).

Эпизодический магматизм, обусловленный субдукцией полого падающей на восток океанической плиты Фарралон, начался в позднем триасе и продолжался до неогена (Hofstra, Cline, 2000). Всего в регионе Карлин отмечены четыре эпизода магматической деятельности – юрский, меловой, эоценовый и миоценовый. Активизация магматической деятельности в эоцене произошла под влиянием мантийного плюма Йелоустон, перемещавшегося по отношению к поверхности с запада на восток, как и субдуцируемая плита. Эоценовый магматизм включает 3 группы пород: фельзиты, порфировые дациты/андезиты, мелкозернистые диориты/гранодиориты. И хотя в формировании месторождений типа Карлин внесли свой вклад множество факторов, магматическая деятельность эоценового комплекса была определяющей (Ressel, Henry, 2006).

Прямое датирование минералов рудных парагенезисов и ассоциирующихся даек на гигантских месторождениях Гетчелл, Твин Крикс и поля Голдстрайк показало, что золотая минерализация в Ц.Неваде отложилось в узкий промежуток времени между 40 и 36 млн. лет назад, в момент перехода от тектонических условий сжатия к латеральному растяжению (Arehart et al., 2003; Cline et al., 2005; Ressel, Henry, 2006). Более того, недавние работы в северной части Карлин-тренда с использованием трековой термохронологии по апатиту задокументировали крупное термальное событие регионального масштаба приблизительно 40 млн. лет назад (Hickey et al., 2005a).

Реконструкция палеогеографии эрозионной поверхности вдоль Карлин-тренда для эоцена показала, что вероятная глубина формирования рудных залежей тренда составляла 1 до 3 км (Hickey et al., 2005б). Небольшие глубины образования месторождений Карлин-типа также подтверждаются субвулканическим характером структуры (до стекловатых в экзокон-





тактах) близинрудных эоценовых даек, которые наложены на минерализацию на рудниках Дип Стар и Дии в Карлин-тренде (Heitt et al., 2003; Ressel, Henry, 2006).

### 7.2.2. Локальные рудоносные структуры месторождений золота

Месторождения этого типа в США детально изучены (Radtke et al., 1980; Wallace, 1989; Sillitoe, Bonham, 1990; Cline, Hofstra, 2000; Hofstra, Cline, 2000; Crafford, Grauch, 2002; Berger, Bagbby, 1993; Ye et al., 2003; Emsbo et al., 2003; Nutt, Hofstra, 2003; Cline et al., 2005; Arehart, Donelick, 2006) и локализованы в осадочных комплексах, датируемых от кембрия до триаса (Рис. 41). Месторождения золота крупнейшего **рудного района Голдстрайк** (с гигантами Карлин, Голд Куорри, Мейкл и др.) размещаются в породах различных стратиграфических комплексов от ордовика до нижнего карбона (Рис. 39,43,44). Складчатость в целом имеет северо-западное простирание (см. рис. 40). Это широкие, до умеренной амплитуды, антиформные складки, игравшие роль структурных ловушек при миграции флюидов как на уровне месторождений, так и в региональном масштабе (Cline et al., 2005). Рудные тела месторождения **Карлин** находятся в верхней части свиты Робертс Маунтинс и размещаются в первой сотне метров ниже надвига Робертс Маунтинс. Золото неравномерно рассеяно в пластах карбонатных пород и присутствует как самородный металл, а также в виде элементоорганических соединений. Характерно наличие самородного мышьяка в виде мелких (2–30 мкм) сферических выделений (Cline et al., 2005). Руды с низким содержанием органического углерода характеризуются высокой корреляцией Au-Hg и As-Sb, а в высокоуглеродистых рудах высокая корреляция устанавливается только между золотом и ртутью. Содержания золота в рудах 7–10 г/т. Рудовмещающая толща чрезвычайно нарушена разрывами (Bettles, 2002). Месторождение **Мейкл** весьма богато (198 т Au,  $C_{Au} \sim 20$  г/т) и глубоко залегает (около 500 м). Открыто в 1989 г. в результате систематического разбуривания выходящей на дневную поверхность безрудной зоны окварцевания (Bettles, 2002). Рудовмещающие турбидиты и брекчированные известняки девонской формации Попович подстилаются слабоминерализованными на данном месторождении доломитами и доломитизированными известняками формации Робертс Маунтинс (см. рис. 42). К рудовмещающим породам относится также дайка лампрофиров. Рудные тела представляют собой изогнутые плитообразные зоны вкрапленной сульфидной минерализации. Рудные минералы: тонкозернистые пирит, марказит и арсенипирит. Характерные особенности месторождения: повсеместное развитие жил, прожилков и гигантских полостей-каверн, выполненных крупнокристаллическим друзовым кальцитом и баритом. Изредка встречаются антимонит-кварцевые жилы.

Общими чертами структуры месторождений в Северо-Восточной Неваде являются: крутопадающие серии разрывов северо-западного простирания, служившие первичными проводниками флюидов и обычно выполненные дайками лампрофиров и монцонитов; крутопадающие разрывы северо-восточного простирания; антиклинальные складки с крупными и средними амплитудами в аллохтонных карбонатных породах; крутопадающие и стратифицированные, нередко оруденелые тела дорудных брекчий. Дайки в пределах месторождений изменены и пиритизированы под воздействием золотоносных флюидов. Рои даек внедрились вдоль тех же самых структурных зон ССЗ простирания, которые позднее стали подводными каналами для золотоносных флюидов (см. рис. 40). Глубокое бурение обнаруживает, что корни даек представляют собой субвулканические штоки (рис. 44).

К важнейшим отнесены литологический, магматический и структурный факторы рудоконтроля (рис. 45). Складчатые структуры в целом имеют ССЗ простирание. Это широкие, до умеренной амплитуды, антиформные складки, вероятно, играли роль фокусирующих структурных ловушек при миграции флюидов как на уровне месторождений, так и в региональном масштабе.

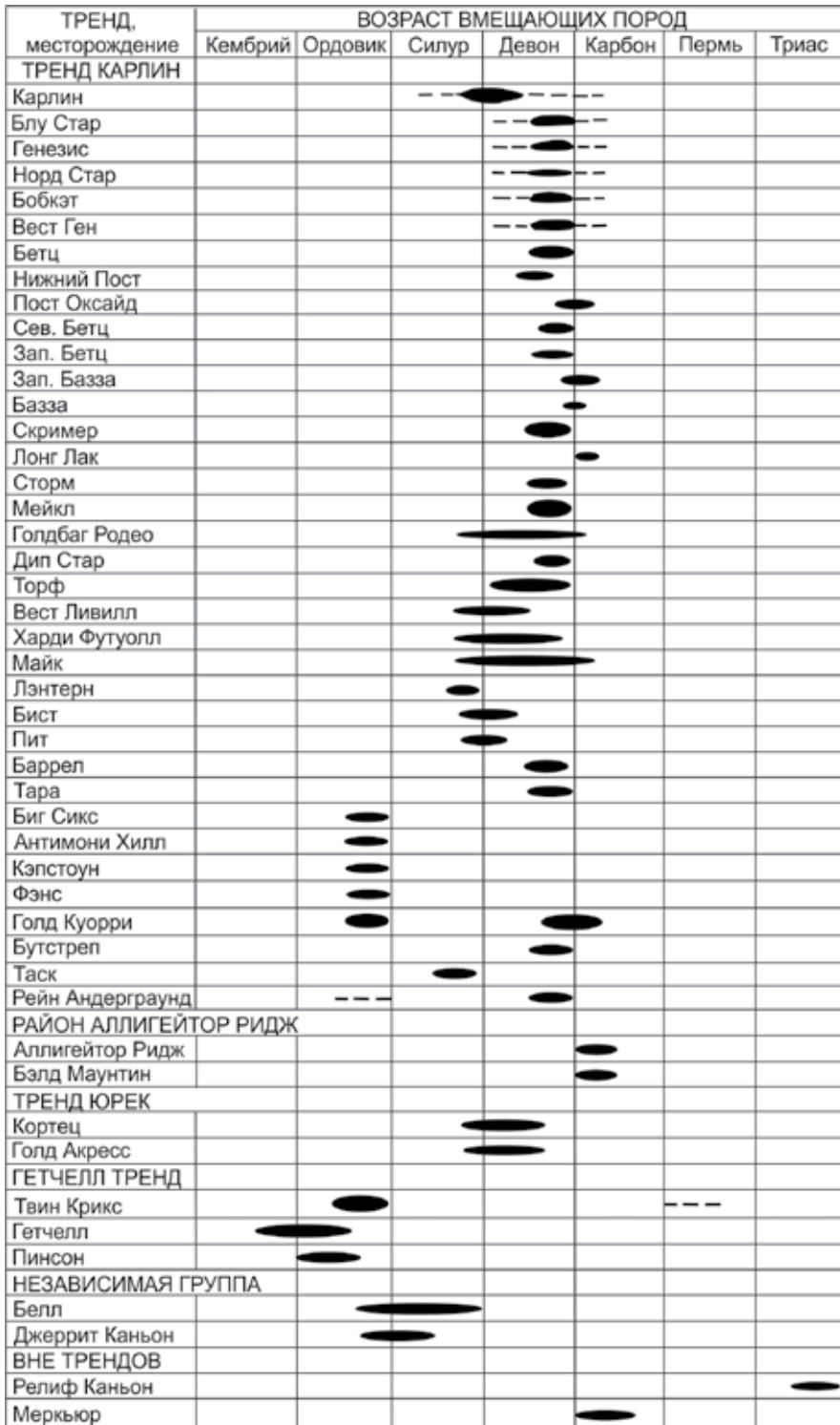


Рис. 41. Возраст вмещающих осадочных толщ для месторождений типа Карлин в штатах Невада и Юта, по (Бакулин и др., 2001)

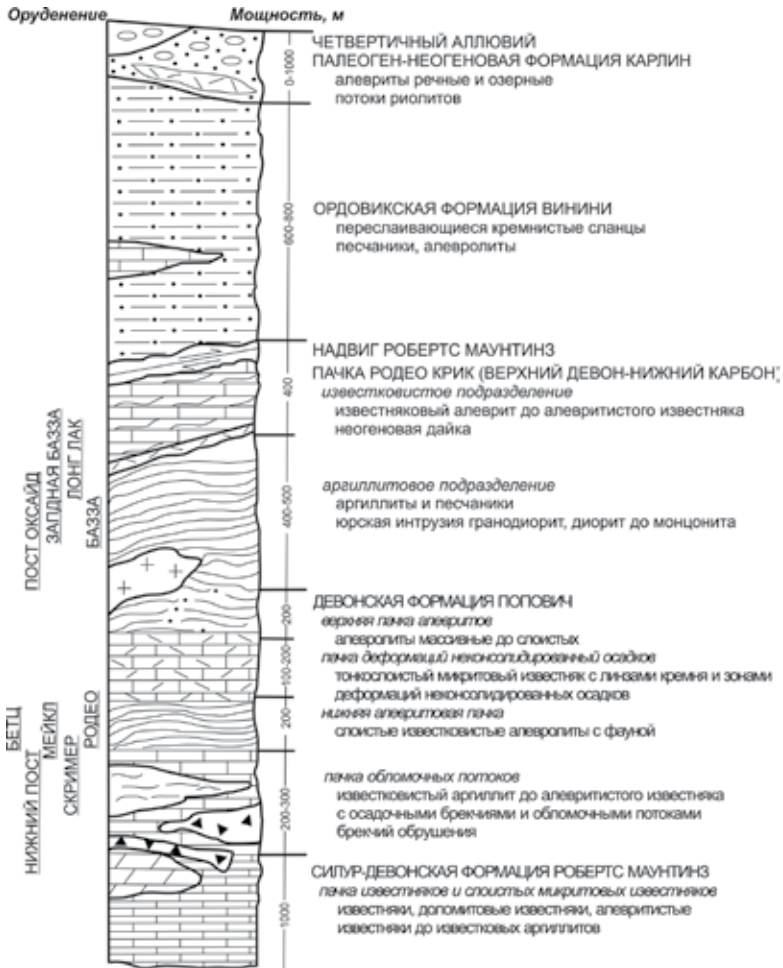


Рис. 42. Рудное поле Бетц-Пост. Обобщенная стратиграфическая колонка с положением золотого оруденения

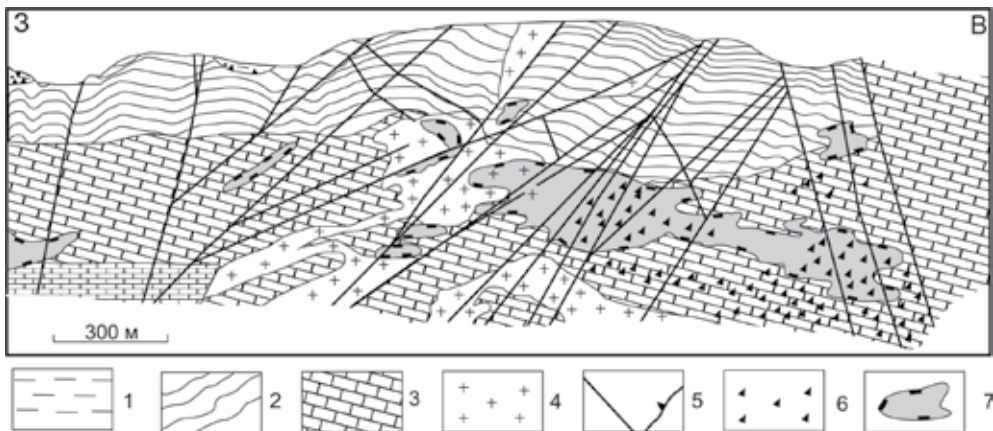


Рис. 43. Рудное поле Бетц-Пост. Схематический геологический разрез по данным Newmont Gold Company. 1 – формация Винини; 2 – пачка Родоэ Крик; 3 – формация Попович; 4 – юрские гранодиориты; 5 – разломы крутопадающие и надвиг Робертс Маунтинз; 6 – брекчия; 7 – рудные тела (по бортовому содержанию 1.8 г/т Au)

Существенную роль в локализации золотого оруденения играют предрудные тела гидротермальных и субвулканических брекчий. В ряде месторождений формирование в предрудную стадию кругопадающих тектонобрекчий и стратифицированных синседиментационных тел конглобрекчий способствовало общему росту проницаемости, обеспечившему активную динамику флюидов золотообразующего этапа. Классический пример этих брекчированных фаз – месторождение Мейкл (Betts, 2002). Крутопадающие, связанные с разломами тела брекчий описаны также в (Hofstra, Cline, 2000; Teal, Jackson, 2002). Золотая минерализация избирательно концентрируется в горизонтах осадочных грубообломочных потоков в низах формации Попович (D) и в верхах – Робертс Маунтинс (S). Этот тип минерализации наиболее ярко проявлен в серии месторождений на севере Карлинского тренда (см. рис. 43). Сложные залежи брекчий штокверковой формы залегают в тонкослоистых алевролитах, глинистых сланцах, кремнистых сланцах и известняках, реже магматических породах; нередко в виде кварц-сульфидной минерализации с бедными – богатыми содержаниями золота, наложенной на брекчии по этим породам – напр., Главные зоны месторождений Голд Куорри и Генезис (см. рис. 44).

Одним из важных факторов для наличия оруденения типа Карлин является тонкая и мелкая вкрапленность осадочно-диагенетических сульфидов в углеродисто-карбонатных и углеродисто-алевритисто-карбонатных толщах. Общая особенность месторождений – формирование под структурами типа надвигов (покровов) при повышенном давлении (до 1 кб и более), что препятствовало распылению легко летучих элементов As, Sb, Hg, Tl ( $\pm$ Bi).

Обычно кремнисто-алевритистые толщи, известковистые аргиллиты и т.п. (напр., пачка Родео Крик, формация Винини) экранируют золотое оруденение, но на некоторых месторождениях тренда Карлин руды проникают и в эти пелитовые породы, нарушенные катаклизмом, имея штокверковый облик. Примеры месторождений в пачке Родео Крик – Голд Куорри, Блу Стар, Пост Оксайд, Верхний Пост, в формации Винини – структурно контролируемые месторождения Кэпстоун, Биг Сикс, Фэнс и Антимони Хилл (Табл. 41).

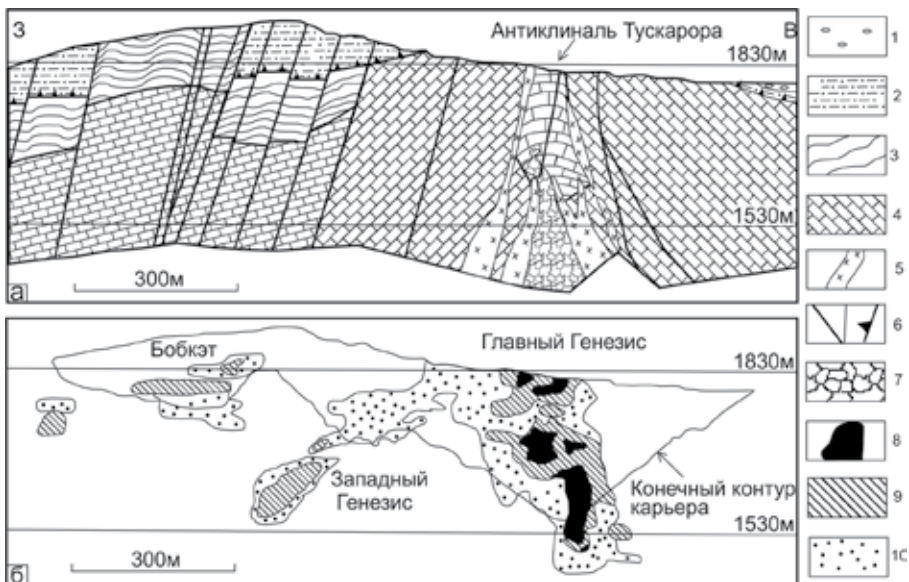


Рис. 44. Рудное поле Блу Стар-Генезис. Схематический геологический разрез и распределение золота в разрезе месторождения Генезис по данным Newmont Gold Company. 1 – палеоген-неогеновая формация Карлин; 2 – формация Винини; 3 – пачка Родео Крик; 4 – формация Попович; 5 – дайки; 6 – крутопадающие разломы и надвиг Роберте Маунтинз; 7 – зона брекчий; 8-10 – содержание Au, г/т: 8 – > 2.8; 9 – 1.1-2.8; 10 – 0.2-1.1

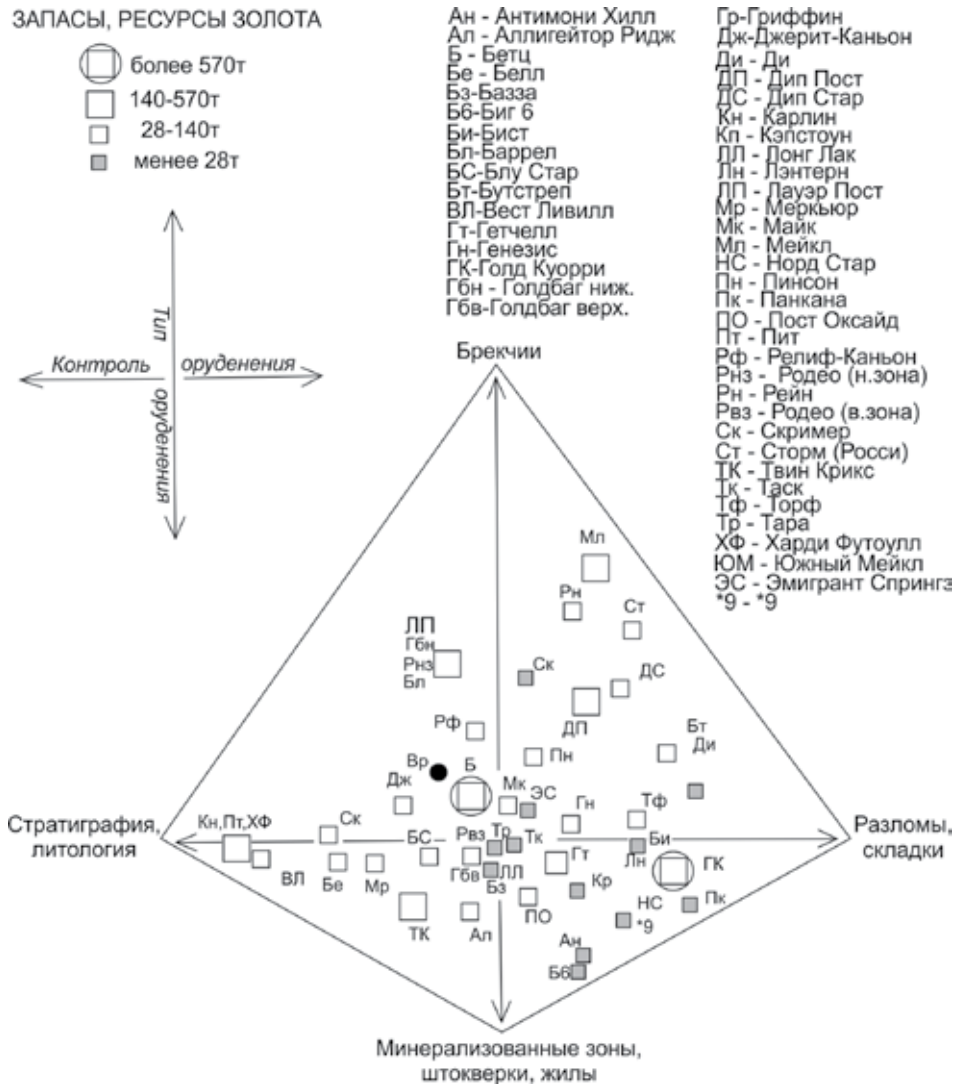


Рис. 45. Четверная диаграмма, иллюстрирующая значимость факторов литологического и структурного контроля оруденения на золоторудных месторождениях штатов Невада и Юта, по Teal, Branham, 1997, с дополнениями. Вр – Воронцовское месторождение

Табл. 41.

Распределение наиболее известных месторождений США карлинского типа по характеру контроля оруденения, по (Бакулин и др., 2001) с дополнениями

Отчетливо стратифицированные	Тектонически и литологически контролируемые	Тектонически контролируемые
Карлин, Пит, Голдбаг Родео, Харди Футоулл Скример, Вест Ливилл, Белл, Джеррит Каньон, Меркьюр	Бетц-Пост (Голдстрайк), Мейкл, Главный Генезис, Западный Генезис, Блу Стар, Бобкэт, Бааза, Западная Бааза, Росси, Аллигейтор Ридж, Янки, Бэлд Маунтин, Кортес, Кортес-Хилз, Твин Крикс, Гетчелл, Ков, Пинсон, Релиф Каньон, Теркойз Ридж, Мериголд	Голд Куорри, Бутстрэп, Дип Стар, Торф, Майк, Рейн Андерграунд, Панкана, Норт Стар, Кэлстоун, Биг Сикс, Фэнс, Антимони Хилл, Пайплайн



### 7.2.3. Руды месторождений Невады и формы Au в них

Средние содержания золота в рудах месторождений карлинского типа 1 г/т, максимальные 10–30 г/т (Cline et al., 2005). Руды имеют простой минеральный состав: золотоносные пирит и As-пирит, в подчиненном количестве – реальгар, аурипигмент, арсенопирит, марказит, небольшое количество антимонита и киновари, редких сульфидов As (вакабаяшилит, гетчелит), минералов Hg (метациннабарит, галхаит, лаффитит, колорадоит), сульфидов Tl (карлинит, эллисит, лорандит, христит, вейссбергит), а так же сульфосоей серебра (Wells, Millens, 1973; Casadevall, Ohmoto, 1977; Radtke et al., 1980; Kesler et al., 2003). Основные жильные минералы: кварц, барит, флюорит, кальцит. Антимонит, барит и кварц обнаруживаются в виде кристаллов в жилках и открытых трещинах, пересекающих джаспероиды вблизи рудных тел. Эти минералы сформировались, вероятно, в поздние стадии минерализации (как и редкие минералы Tl, Hg, As и Ag).

Установлены два типа руд: силикатный (кремнистый, углеродистый) и оксидный. Преобладающую часть составляют *кремнистые упорные руды*, требующие тонкого измельчения. В них тонкая субмикрометрическая вкрапленность металлического золота или золотоносных сульфидов заключена в непроницаемый матрикс микрокристаллического кварца (халцедона) или опала. Изучение под микроскопом показало, что во многих кремнистых рудах поры размером от целых до долей микрона заполнены поздними формами кремнезема, препятствующими прохождению раствора цианида к тонким включениям золота. *Углеродистые руды* это темно-серые до черных пиритизированные алевро-карбонатные или карбонатно-алевритовые сланцы, содержащие до 30 г/т золота. Породы повсеместно окремнены. Свободное золото в углеродистых рудах не обнаружено.

*Оксидные руды* аналогичны углеродистым, но в целом они имеют более светлую окраску и содержат меньше углеродистого вещества. Такие руды формируются, вероятно, за счет углеродистых под действием грунтовых вод или поздних стадий гидротермальных флюидов. Выделение типов руд целесообразно с экономической точки зрения, поскольку углеродистые руды требуют окисления для нейтрализации углеродистого вещества, без чего невозможно полное извлечение золота (Cline et al., 2005; Almeida et al., 2010).

Золото тесно коррелирует с Hg, As, Sb, Tl,  $C_{\text{опр.}}$ , S в составе руд. К нижним горизонтам качество руд может возрастать. Так, изначально месторождение Surface Post (на поверхности) имело среднее содержание золота 3 г/т, а открытое глубже месторождение Deep Post – 8 г/т (Джоу Брин, уст. сообщ., 1996, цит. по Бакулин и др., 2001).

Выделения свободного золота, наблюдаемые в рудах под сканирующим электронным микроскопом, в большинстве случаев менее 1 мкм в диаметре (лишь иногда до 4 мкм) и во многих случаях – меньше его разрешающей способности. С золотом ассоциируют, в порядке устойчивости связей, реальгар, аурипигмент, арсенопирит и киноварь. Первые три сульфида приурочены к кальциту или заключены в трещинках, пересекающих углеродистые первичные руды, но не устанавливаются в окисленных рудах. Киноварь присутствует в обоих типах руд. Содержание золота по результатам нейтронно-активационного анализа в сульфидах варьируется от 0.03 до 1.5–2 г/т и составляет более 2–3 г/т в кровле стратиформных залежей обоих типов (Cline et al., 2005).

Для руд месторождений типа Карлин характерно нахождение золота в составе мелкозернистых As-пирита и арсенопирита (от  $\text{FeAs}_{0.9}\text{S}_{1.1}$  до  $\text{FeAs}_{0.33}\text{S}_{1.67}$ ); Au образует субмикроскопические частицы (50–200 Å) преимущественно по плоскостям спайности и трещинам или изоморфно входит в кристаллическую решетку этих минералов с содержанием в них до 14000 ppm Au (Хаусен, Кепп, 1973; Radtke, 1985; Arehart et al., 1993; Sha, 1993; Almeida et al., 2010).

Наряду с тонкодисперсным золотом в целом ряде подобных месторождений было обнаружено и более крупное самородное золото россыпеобразующих формаций (Олимпиадинское в Енисейском кряже, Воронцовское на Урале). В самом штате Невада так же были россыпи золота (ныне отработанные), обусловленные оруденением карлинского типа, развиваясь в непосредственной близости от них (Radtke, 1985; Emsbo et al., 1999; Бакулин и др., 2001).

### 7.3. Месторождения типа Карлин в Китае

В Китае разнообразие классификаций золоторудных месторождений невелико, но тоже нет единодушия. Современный подход к подразделению этих месторождений, отраженный в табл. 42, был разработан Комиссией КНР по благородным металлам в 80-х гг. минувшего века (Федорчук, 1999). За последние 3 десятилетия открыто более 100 средних и мелких месторождений, близких к типу Карлин (Sediment..., 1994; Бакулин и др., 2001; Zhou et al., 2002; Berger et al., 2014; Liu et al., 2015) и сконцентрированных в южной и центральной частях Китая (граф. прил. XLVIIIa), единичные – в провинции Хэнань (юг Северо-Китайской платформы). Можно выделить два главных скопления месторождений типа Карлин: (1) «треугольная площадь Юньнань–Гуйчжоу–Гуанси» (Geochemistry..., 1993; Lithological..., 1995 и др.) – юг и юго-запад Южно-Китайской платформы, на ее границе с Южно-Китайской складчатой системой (Duan Ruijan et al., 1995; Berger et al., 2014). (2) Ганьсу–Сычуань–Шэньси – «треугольная зона» Центрального Китая, где рудная минерализация тяготеет к южной окраине Северо-Китайской и северной окраине Южно-Китайской платформ, а также в пределах миогеосинклинальных зон обрамляющих платформы складчатых систем Синьлин и др., входящих в Центральный Орогенный Пояс (Metallogenic..., 1995; Liu et al., 2015) (граф. прил. XLVIIIb).

Месторождения встречаются в зонах интракратонных, окраинно-континентальных и смежных миогеосинклинальных прогибов земной коры, где накапливались мощные толщи осадков, маркирующие условия трансгрессий (Geological..., 1995), латерального растяжения и прогибания (Some aspects..., 1995). В окраинных частях платформ выделяются интраконтинентальные и эпиконтинентальные типы осадков и рифты, связанные с протяженными сдвигами (Geological..., 1995). С ними связаны золотоносные металлогенические пояса, где локализуются месторождения типа Карлин (Metallogenic..., 1995). Руды тяготеют к палеозойским и мезозойским наложенным прогибам, в свою очередь контролируемым глубинными разломами, проникающими в верхнюю мантию (Binary..., 1994).

Большинство золотых месторождений Карлин-типа в Китае (особенно в Ю. Китае) связаны с брахиантиклинальными складками или сводами, которые пересекаются крутопадающими разломами. Вмещающие породы лучше изученных месторождений Ю. Китая представлены триасовыми переслаивающимися терригенными породами и известняками. Рудные тела в среднем 10 м мощностью (до 40 м) и протяженностью многие сотни метров, как правило, содержат порядка 30 г/т Au (местами до 200 г/т Au) и 40 г/т Hg (Zhou et al., 2002). Золотые руды содержат пирит, арсенипирит, марказит, киноварь и реальгар, с жильными анкеритом, мусковитом и кварцем. Золото входит в состав обрастающего ранний пирит мышьяк содержащего позднего пирита или образует в нем субмикроскопические включения. По сравнению с месторождениями Невады в Китае золотоносные коры выветривания не очень характерны, поэтому здесь преобладают упорные руды.

Одно из основных условий для образования месторождений карлинского типа в Китае – наличие толщ переслаивания карбонатных, кремнистых и пелитовых пород (табл. 43, рис. 46), что является важным литологическим критерием при поисках оруденения. Рудоносные известняки и доломиты обычно характеризуются присутствием глинисто-алевритистой составляющей. Оруденение часто приурочено к переходным зонам между мелководными и глубоководными (турбидитовыми) осадочными фациями.



**Табл. 42.**

Классификация золоторудных месторождений Китая\*

Генетическая группа	Геологическая формация	Рудная формация	Месторождения
Магматогенно-гидротермальная	Гранитная, малых интрузий	Au-сульфидная, Au-кварцевая	Хэбэй, Йинань Линлун, Цзяоцзы
Осадочно-метаморфическая	<b>BIF</b> (железисто-кварцитовая), терригенные породы с конгломератами PR <sub>1</sub>	Au-сульфидная, Mп-сульфидная	Дунфэнншань
Метаморфогенно- (магматогенно?) гидротермальная	Метабазальты AR	Au-сульфидная	Цзяпигоу, Цзиньчанью, пояс Сяосинлин
	Карбонатные и вулканогенно-осад. к-сы PR <sub>1</sub> , P-C	Pb-Zn-Ag-Au, Au-сульфидная, W-Sb-Au, Au-As	Байюшань, Йиндунпо, Воси
Термального выщелачивания (типа Карлин)	Терригенно-карбонатные комплексы PR, PZ	Au-As-Hg	Баньси
Вулканогенно-гидротермальная	Метаморфические, терригенные, пирокластические породы	Au-порфировая Au-Ag-Cu Au-Ag	Туаньцзиегоу Цзиньюаши Цивэйгоу, Чжилинтоу

\*на основании обзора В.П. Федорчука (1999) и данных Лу Ксинксияна (Lu et al., 2004 и др.)

**Табл. 43.**

Типовые месторождения карлинского типа в Китае и литологический состав рудовмещающих пород, по (Бакулин и др., 2001) с уточнениями и дополнениями

Месторождение	Вмещающие породы
Чжайшан, провинция Ганьсу	Углеродистые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками (P <sub>1</sub> ), карбонатные породы и известковистые сланцы (D <sub>2</sub> ), алевритистые сланцы (D <sub>3</sub> )
Яншань, провинция Ганьсу	Углеродистые карбонатные и песчано-алевритовые породы (средний девон)
Дашью, провинция Ганьсу	Углеродистые алевритисто-известковые отложения (T)
Эрцзэ, провинция Сычуань	Морские карбонатные отложения (P <sub>2</sub> )
Гаолон, провинция Гуанси	У контакта пермских алевритисто-известковистых и триасовых преимущественно алевритовых отложений
Данжай, провинция Гуйчжоу	Пелитово-карбонатные и карбонатные породы
Гетан, провинция Гуйчжоу	Алевролиты с прослоями углей, кремней, кремнистые известняки и известняковые брекчии (P <sub>2</sub> )
Зимудан, провинция Гуйчжоу	Доломитистые пелиты, глинистые доломиты, доломитистые известняки, известково-глинистые породы, алевритистые известняки, туфоалевролиты (T <sub>1</sub> )
Чанкен, провинция Гуандун	Кремнисто-известковистые отложения (C <sub>1</sub> )

В Китае основные золотоносные рудопроявления и месторождения группируются в пояса преимущественно северо-восточного простирания – напр., Ганьсу-Сычуань-Шэньси; ареалы распространения месторождений и проявлений золота вытянуты в северо-восточном направлении (см. граф. прил. XLVIIIa), а сами месторождения контролировались секущими тектоническими зонами СЗ простирания. Хотя рудовмещающие карбонатные толщи имеют возраст от кембрий-ордовикского до триасового, в южных провинциях наиболее обычным является локализация оруденения в триасовых углеродисто-терригенно-карбонатных породах. Рудоконтролирующей структурой первого порядка в *пров. Гуанси* является поднятие

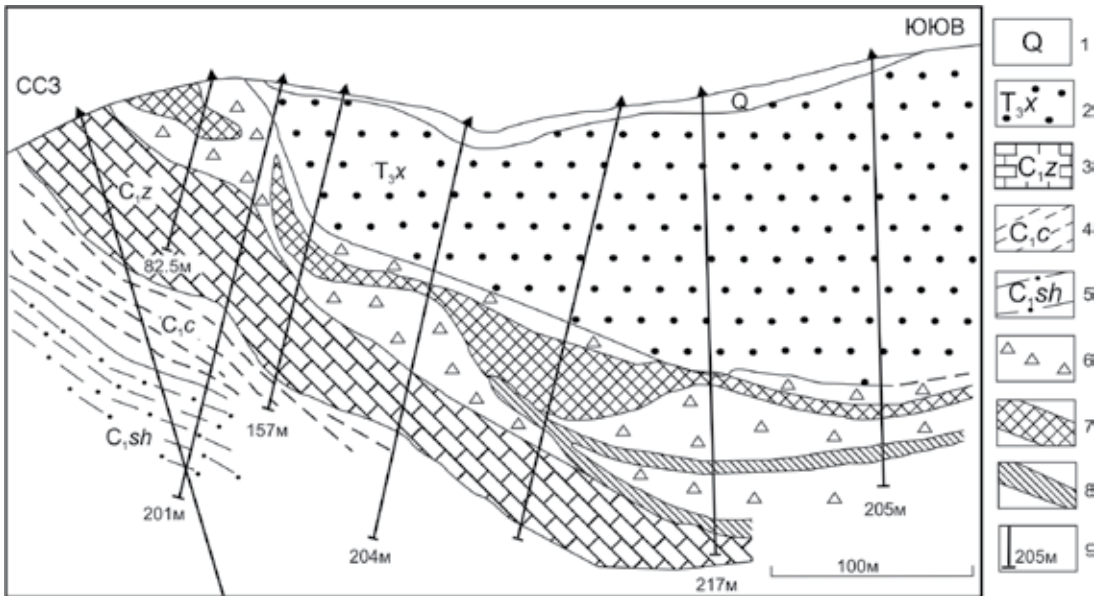


Рис. 46. Схематический геологический разрез через месторождение Чангкенг, по (Guan Kang et al., 1995; Liang Huaying et al., 1998). 1 – четвертичные отложения; 2 – карбонатные сланцы (формация Сяопинг, T<sub>3</sub>x); 3 – кремнистые породы, известняки (подразделение Жименьгао, C<sub>1</sub>); 4 – подразделение Цешью – алевролиты, аргиллиты; 5 – песчаники, алевролиты (подразделение Шиденгзи, C<sub>1</sub>); 6 – зона брекчирования, катаклаза; 7 – золоторудное тело; 8 – серебрянородное тело; 9 – скважины колонкового бурения и их глубина

верхней мантии Юуланг северо-западной ориентировки. Поднятие определяло распределение верхнепалеозойских карбонатных платформенных фаций, а так же позицию зон “слепого” гранитоидного магматизма и само оруденение (The research..., 1995). Золоторудные тела локализованы в турбидитовых толщах среднего триаса. Тектонический контроль так же выражается в присутствии в рудных районах кольцевых и радиальных разломов, купольных структур (Metallogenic..., 1995). В то же время, месторождения часто обнаруживают связь с мезозойскими дайками диоритов и небольшими штокообразными телами мезозойских гранодиоритов. Поздние складчатые и разрывные деформации нарушали ранние субпластовые рудные тела (Establishment..., 1994). Довольно часто встречаются проявления рудной минерализации в отложениях кремнистых гидротерм (Regularity..., 1994), в карстовых образованиях, в измененных дайках диоритов.

Очевидно, что условия локализации минерализации в Китае во многом аналогичны таковым в США – с избирательной приуроченностью оруденения к углеродистым известковистым литофациям с сингенетичными сульфидами. Таким образом, локальные рудоносные структуры осадочных толщ, вмещающих золотое оруденение за пределами России, подразделяются на две основные группы: стратиформного типа и контролируемые в основном тектоническими факторами; в обоих типах обнаруживается влияние физико-механических свойств пород и вероятная связь с магматическими процессами (Табл. 44). Наиболее крупные месторождения характерны для первой группы и выявлены в основном в США.

Для вмещающих толщ *стратиформных рудных залежей* определяющими являются:

- (1) глинисто-углеродисто-карбонатный состав, сопровождающийся исходными (сингенетичными) повышенными содержаниями  $C_{ор.}$ , цветных и благородных металлов;
- (2) их формирование в: а) морских умеренно-глубоководных восстановительных условиях;

б) в конседиментационных относительно локальных прогибах, контролируемых разломами;

в) на фоне повышенной тектонической активности и деятельности гидротермальных флюидов, которые проникали по разломам глубокого заложения, контролирующим так же магматическую деятельность (штоки диоритов и монцонитов, дайки базитов и лампрофиров).

Вмещающие породы в *тектонически контролируемых обстановках* обычно характеризуются флишоидным характером переслаивания терригенных и карбонатных пород. Важным условием для развития в них оруденения карлинского типа – повышенное содержание Са- и Са-Mg-карбонатов,  $C_{орг.}$  и тонкорассеянных Fe- и Fe-As-сульфидов.

#### 7.4. О месторождениях типа Карлин в России

На территории *России* наряду с единичными объектами собственно карлинского типа, довольно многочисленными являются месторождения с “карлиноподобной” рудной минерализацией. Известны (и давно обрабатываются) месторождения **Куранахской группы** и **Улахан**, развитые в активизированных структурах Сибирской платформы. Близкие по характеру потенциально рудоносные площади с карлинским типом оруденения намечаются на Буреинском, Ханкайском, Омолонском и Охотском срединных массивах (Бакулин и др., 2001). Подобное золотое оруденение установлено в структурах складчатого обрамления Сибирской платформы (Алабин, Калинин, 1999; Бакулин и др., 2001; Платонов и др., 2001; Кузьмина и др., 2013): **Ключусский**, **Сакынджинский** и нек. др. узлы в Вост. Якутии – в турбидитовом террейне ее северо-восточного обрамления (Ханчук, Иванов, 1999; Chudnenko et al., 2015), **Тас-Юряхское** (Хабаровский край) в Юдомо-Майском перикратонном прогибе, **Юзик** в Кузнецком Алатау (Хакассия), **Южное**, **Водораздельное**, **Динамитное** и **Зеленое** в Вост. Саяне (Борисенко и др., 2005; Егоров, 2006; Айриянц и др., 2007; Мельников и др., 2010; Айриянц, 2012), на Дальнем Востоке в Приамурье – Желтулакское и Октябрьское рудные поля (Степанов, 2000; Громаковский, Степанов, 1999). К типовым объектам данного типа относят **Савкинское** (Смирновско-Михайловский рудный узел), **Солонеченское** (Лугоканский рудный узел), **Кочковское** (Широкинское рудное поле) месторождения Забайкальского края. К его метаморфизованным аналогам можно отнести месторождение **Олимпиадинское** на Енисейском кряже (Константинов, 2000) с прожилково-вкрапленными арсенопиритовыми рудами с тонкодисперсным золотом. На Урале к этому типу отнесено единственное месторождение – Воронцовское (Сазонов и др., 1998; Мурзин и др., 2010); определенные черты сходства есть у месторождения Тамуньер, выявленного севернее (Замятина и др., 2016).

#### Табл. 44.

Характеристика месторождений золота, залегающих в осадочных карбонатных породах, разделенных на амагматические и магматические (дайки, шток) обстановки формирования, на основе (Berger et al., 2014)

Геологическая обстановка	Кол-во месторождений	Запасы руды <sup>2</sup>			$C_{Au}$ (ср. медиан.), г/т	Запасы золота			
		Руда, млн. т	% отн.	среднее медиан., млн. т		Au, т	%	Au, т (ср. медиан.)	
Амагматическая	48	311	7	2.8	3.55	1020	11	7.8	
Магматическая	Наличие даек	50	1626	39	7.9	2.34	3739	39	19.6
	Наличие штока	20	2274	54	44.5	2.74	4872	50	104.0
Сумма <sup>1</sup>		118	4211	100	5.7	2.9	9631	100	19

<sup>1</sup>Сумма числовых характеристик по всем месторождениям; <sup>2</sup>запасы в метрических тоннах.

При активизации окраин кратонов формируются латеральные ряды структурно-формационных зон с последовательной сменой в направлении континента вулканогенной эвгеосинклинали мезогеосинклиналью, а затем – миогеосинклиналью, нередко сочленяющейся с «проникающим» (в тело кратона) авлакогеном. К провинциям такого рода относятся известные золоторудные области мезо-миогеосинклинальных поясов западного (Олимпиадинское и др.), южного (месторождения Вост.Саян и др.) и восточного (Кючус, Дуэт-Бриндакитское и др.) обрамлений Сибирского кратона с прилегающими активизированными срединными массивами Колымской складчато-глыбовой области. В этих провинциях в качестве рудоносно-рудовмещающих геологических формаций выступают углеродистые аспидная, терригенно-флишоидная, трахибазальт-туфогенная, терригенно-мергелисто-карбонатная, олисто-стромо-молассовая; рудогенерирующую (или регенерирующую, термостатирующую) роль играют раннеорогенные гранодиорит-гранитоидная и габбро-диорит-гранодиорит-плагио-гранитная формации (Курбанов, 2000; Борисенко и др., 2005). В России, как в США и Китае, также характерна избирательная приуроченность оруденения карлинского типа к карбонатно-углеродистым породам, содержащим существенную примесь алевропелитового материала и сингенетичную тонкую сульфидную вкрапленность (табл. 45).

**Табл. 45.**

Перечень месторождений России, близких к карлинскому типу, и литологический состав рудовмещающих пород, по (Бакулин и др., 2001) с уточнениями и дополнениями

Месторождение	Вмещающие породы
Воронцовское, Северный Урал	Зона контакта туфоалевролитов, туфопесчаников башмаковской толщи и известняков фроловско-васильевской толщи ( $D_{1-2}$ )
Олимпиадинское, Енисейский край	Горизонт углеродисто-карбонатных пород в толще кварц-слюдистых сланцев сухопитской серии ( $PR_3$ )
Тас-Юрях, Курун-Уряхский район	Контакт алевролитов пестроцветной свиты ( $E_1$ ) с доломитами усть-юдомской свиты и в доломитах, нарушенных субширотными разрывами (V)
Улаханское, Кет-Капский район	Верхняя часть пачки битуминозных оолитовых доломитов нижней подсвиты юдомской свиты (V)
Кючус, Сев.-Вост. Якутия	антиклинальная структура СВ простираения, сложенная метапелитами (углистыми сланцами) и подчиненными песчаниками ( $T_2$ )
Куранах*, Центрально-Алданский район	Закарстованная поверхность карбонатных пород унгелинской и куторгиновой свит (E) на контакте с перекрывающими песчаниками юхтинской свиты ( $J_1$ )
Лебединское*, Центрально-Алданский район	Доломитовые горизонты с кремнистыми прослоями, линзами и конкрециями; пласты оолитовых известняков, содержащих битумы (E)

\*по нашему мнению, отнесение к типу Карлин малообосновано

### 7.5. Характерные признаки месторождений типа Карлин

Главные типоморфные особенности оруденения (Курбанов, 2000; Федорчук, 2000; Бакулин и др., 2001; Нарсеев, 2002; Борисенко и др., 2005; Егоров, 2006; Айриянц, 2012):

- положение серий месторождений на границе магматических ареалов и амагматических террейнов;

- связь ранней, в т.ч. сингенетичной золото-сульфидной минерализации с окраинно-морскими впадинами длительного развития с восстановительным режимом существенно карбонатного осадконакопления;

- близодновременное формирование хемогенных, биогенных и гидротермально-осадочных скоплений в верхней части континентального склона, а также его подножия, в преддуговых и задуговых бассейнах;

- развитие оруденения в битуминозных известняках, доломитах и терригенно-карбонатных углеродистых породах, нередко флишоидного характера;

- преимущественно стратиформный (в региональном плане) характер размещения оруденения;

- многоярусность стратиформных и комбинированных рудных залежей при довольно значительном вертикальном их размахе;

- золотосульфидная минерализация представлена мелкозернистыми сульфидами (пирит, марказит, арсенопирит) с тонкодисперсным («invisible»), микронным-субмикронным золотом; оконтуривание рудных тел с таким золотом возможно только на основании опробования;

- широкий диапазон возраста рудовмещающих пород (весь фанерозой);

- пестрота составов интрузивных комплексов нормальной – повышенной щелочности, включая полифазные орогенные и посторогенные гранитоиды (гипабиссальных уровней), субщелочные и щелочные малые интрузии и дайки «пестрого» состава наложенных вулканоплутонических поясов;

- приуроченность к зонам крупных надвигов, сформировавшихся в результате коллизии и в обстановке тектоно-магматической активизации континентальной окраины – с перераспределением ранних синседиментных послыбно-рассеянных рудных скоплений (0.5–3 г/т Au) и образованием поздних “регенерированных” рудных залежей (2–20 г/т Au);

- в целом невысокие (“эпитермальные”) температуры минералообразования; наряду с магматическими флюидами в рудообразующих растворах смешанного состава участвовали формационные и поверхностные воды;

- развитие гидротермально-метасоматических изменений пород, связанных с декарбонатизацией и окремнением пород, образование аргиллизитов и джаспероидов, часто высокопористых и кавернозных;

- низкое содержание в рудах серебра и преобладание Au над Ag (величина отношения Au/Ag обычно в пределах 1–20);

- сопутствующая золоту низкотемпературная минерализация As, Sb, Hg и Tl, ассоциирующая с аргиллизитами и представленная антимонитом, реальгаром, аурипигментом, киноварью, а также минералами таллия;

- характерно наличие зоны окисления, часто сопряженной с карстом и нередко – довольно мощной (до 300–400 м).

## 7.6. Генезис месторождений карлинского типа

### Основные концепции происхождения месторождений:

1. Плутоногенно-гидротермальная. Оруденение имеет магматогенную, малоглубинную (1-3 км) природу. Углеродистые толщи, в том числе битуминозные известняки, углеродистые сланцы, выполняют роль литологического экрана (1) и геохимического барьера (2), благодаря слабой проницаемости вышележащих глинистых и кремнистых пород (1) и повышенной химической активности карбонатных пород, осадительной роли  $C_{орг.}$  (2). Источником

золота считаются неглубоко залегающие очаги гранитоидной магмы коровой и корово-мантйной природы, включая дифференциаты базитовых магм. Роль вмещающих осадочных пород как возможного источника золота подчиненная. Эти представления развивают Е.М. Некрасов (1988), R.H. Sillitoe, H.F. Bonham Jr. (1990), А.Н. Угрюмов (1993), В.Н. Сазонов и др. (1998), Henry and Boden (1998), Muntean et al. (2004), Kesler et al., 2005 и др. (рис. 47)

2. Первично осадочный или вулканогенно-осадочный генезис. Оруденение имеет близкповерхностный вулканогенно-гидротермальный генезис и аналогично тому, которое образуется в районах современных геотермальных источников, напр. в Новой Зеландии. Этим объясняется повышенное содержание в рудах Hg, Sb, As, а также характерные для них метасоматиты – аргиллизиты и окремнение. Эти взгляды изложены А. Радтке и др. (1980), В.А. Степановым и др. (1988), М.М. Константиновым (2000), В.И. Бергером (Berger, Theodore, 2005) и нек. др.

3. Оруденение является телетермальным, амагматическим и относится к стратиформному (гидрогенному) типу. Первичным источником золота и сопутствующих элементов являются рудовмещающие осадочные и вулканогенно-осадочные толщи (Cunningham et al., 1988; Ilchik, 1990; Ilchik, Barton, 1997; Emsbo et al., 2003). В отечественной литературе эта концепция была изложена В.А. Буряком (1988), В.А. Степановым (1998).

Для ряда месторождений предполагается ранняя стадия отложения кремнезема и цветных металлов – в виде сингенетичных, контролируемых слоистостью, выдержанных, стратиформных сульфидных залежей, обогащенных цветными металлами, золотом, ±баритом (Kuehn, Rose, 1992; Jackson, 1995). Многими большая роль отводится процессам перераспределения первичного рассеянного во вмещающих породах рудного вещества или слабо концентрированной (непромышленной) минерализации различной природы. Оно может происходить под воздействием магматического тепла (Radtke, 1985) или при их региональном метаморфизме (Phillips, Powell, 1993) и приводить к формированию промышленного оруденения. До недавнего времени росла популярность близкой к последней метаморфоген-

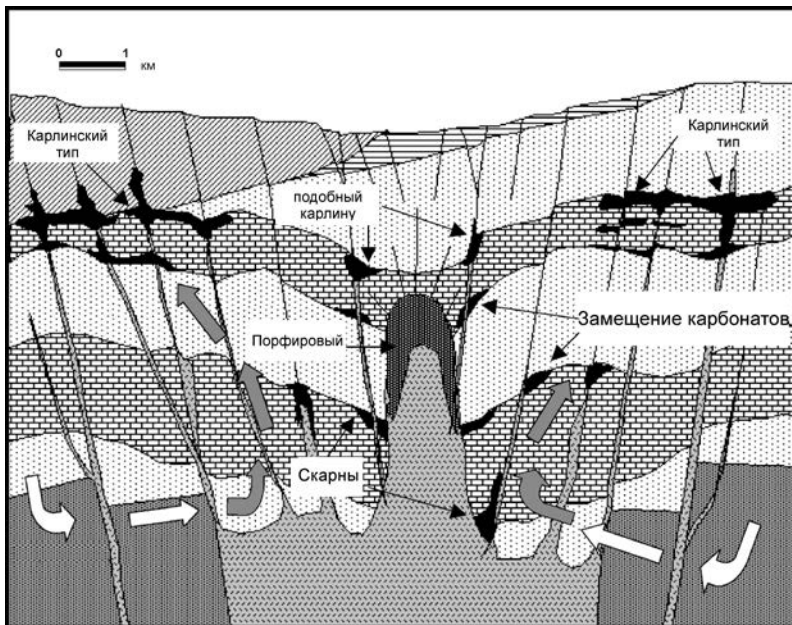


Рис. 47. Концептуальная модель формирования месторождений карлинского типа и ему подобных, США (Setijadji, 2002). Стрелками показаны нисходящие (белые) и восходящие (серые) ветви гидротермальной циркуляции

ной (“орогенной”) гипотезы образования этих месторождений из глубинных флюидов, исключая какую-либо роль магматических тел или отводящая ей минимальную роль (Seedorff, 1991; Hofstra, Cline, 2000; см. также Muntean et al., 2004). Предложены также модель, связывающая оруденение с тектоно-магматической активизацией при которой происходит газо-флюидный перенос металлов из глубоких горизонтов (Волков, 2007) и модель образования руд из металлоносного мантийного флюида, представляющего собой смесь элементоорганических соединений и неорганических металлокомплексов и поднимающегося в неравновесных условиях из мантии по зонам глубинных разломов (Зубков, 2000).

В недавней работе (Muntean et al., 2011) предполагается, что месторождения Карлин-типа могут быть продуктом Au-содержащих флюидов, отделившихся от глубинных (~10км) магм, что объясняет отсутствие метасоматической зональности и черт химизма, типичных для порфировых месторождений, связанных с малоглубинными (~4 км) магмами. Но наибольшее признание имеет взгляд на эти месторождения, как на периферические, удаленные и неглубоко залегающие элементы крупных комплексных магматогенно-гидротермальных систем (Muntean et al., 2004). Магматизм и гидротермальная деятельность контролировались (были “сфокусированы”) глубоководными разломами, что отражается в линейной группировке месторождений (Grauch et al., 2003). Изучение флюидных включений на месторождении Карлин (Kuehn, 1989) и в соседнем районе Джеррит Каньон (Hofstra et al., 1991) позволяет предположить, что золото мигрировало в виде гидросульфидного комплекса. Золотосодержащие флюиды эволюционировали и имели смешанное метеорно-магматическое происхождение. Химия флюидов показала низкую соленость (1–7% NaCl) и обогащенность  $H_2S$  и  $CO_2$ . Обогащение рудного флюида  $H_2S$  привело к сульфидизации реактивно-го железа во вмещающих породах с осаждением золотоносного пирита.

Относительно происхождения *богатых руд* мнения расходятся. Кроме гидротермального генезиса, по мнению ряда геологов, оно могло быть обусловлено развитием гипергенных процессов, которые приводят к высвобождению золота из сульфидов и его заметному укрупнению (Буряк, 1988; Бакулин и др., 2001). По сути, богатые руды рассматриваются как аналог зоны сульфидного обогащения, а миграция золота – с перераспределением его в низы коры выветривания – подобной таковой в зоне окисления колчеданных и других сульфидных месторождений (Крейтер и др., 1958). Подобные представления развиваются и др. (Многофакторные..., 1992; Бакулин, 1998).

Однако, несмотря на различия в предложенных концепциях, может быть сформулирована общая генетическая схема образования месторождений типа Карлин. Процесс развивается в несколько (3-7) этапов (см., напр., Бакулин и др., 2001):

(1) накопление мощных толщ углеродисто-терригенно-карбонатных умеренно-глубоководных фаций с существенно повышенными (в несколько – 100 раз по сравнению с обычными) содержаниями сульфидов, As, Sb, S, Fe, Zn, Ba, P и нередко – W, Sn, Pb, Bi, Cu, Ti, Hg и Tl, а также Au (0.05-5 ppm в сингенетичных сульфидах) – вероятно, при участии глубинных флюидов; условия некомпенсированного прогибания в режимах рифтогенеза/авлакогенеза и отсутствие придонных течений обусловили восстановительную среду, способствующую накоплению  $C_{орг}$  в неокисленной форме, а золота – в сорбированном виде в сульфидах, глинистых минералах и органике; в случае “фоновое” затухающего базитового вулканизма – накопление флишоидов с горизонтами сингенетической пиритовой ( $\pm$  сфалерит, халькопирит, пирротин) вкрапленности колчеданного типа (т.н. “протопириты”, см. Буряк, 1976; Овчинников, Жабин, 1977; Нарсеев и др., 1985; Курбанов, 1987);

(2) катагенез, миграция элизионных, формационных (поровой и конституционной) вод с образованием на геохимических барьерах залежей небогатых руд;

(3) низкоградный региональный метаморфизм этих толщ – метаморфизм погружения цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фации (см. Vikentyev et al., 2017) с образованием – в результате собирательной перекристаллизации – локальных, более высоких (субпромышленных) концентраций золота, почти полностью заключенного в сульфидах;

(4) процессы аккреции, коллизии вызывали латеральное сжатие ( $\pm$  сдвиговые деформации), приводящее к складко- и надвигообразованию с формированием антиклинальных и поднадвиговых структурных ловушек; синколлизонный – в т.ч. порфиновый и гранит-тоналитовый – магматизм, скарнирование с локальным перераспределением и привносом сульфидов ( $\pm$  Cu, Au, As, Sb, S, Fe, Zn, W, Sn, Pb, Bi);

(5) процессы тектоно-магматической активизации, обусловившие интрузивный магматизм, обычно повышенной щелочности, как субвулканической, так и абиссальной фаций глубинности; они часто сопряжены с последующим

(6) процессы тектонической инверсии – смена условий прогибания воздыманием перикратонных областей и прежних рифтогенных впадин; процессы локального магматогенного и синтектонического перераспределения (п.п.5–6) с ремобилизацией сингенетичного, рассеянного в сульфидах и силикатах золота, с образованием кварц-сульфидных жил с относительно крупным, “свободным” золотом;

(7) длительное развитие кор химического выветривания на фоне пенеппенизации, с развитием карста (в том числе термального).

Важно отметить переотложение углеродистого материала из согласных горизонтов в сбросы, где он в виде маслянистых черных графитистых и углистых масс образует плитообразные, явно эпигенетичные тела. Как следствие ремобилизации концентрации углеродистого вещества в окружающих породах падают. Переотложение углерода и общий дефицит кальцита в породе обычно бывают связаны с рудной минерализацией, поскольку обусловлены единым гидротермальным процессом. Переотложение углерода химически обычно весьма активный процесс, при котором золото, вероятно, может переноситься в цианидом растворе, поэтому на наличие таких переотложенных в трещины углеродистых образований нужно обращать особое внимание при прогнозировании (Paktunc et al., 2006).

Основными *прогнозно-поисковыми критериями и признаками* оруденения карлинского типа, исходя из изложенных выше данных, а также согласно (Cline et al., 2005; Emsbo et al., 2006), можно считать:

1. Положение в зоне сопряжения эв- и миогеосинклинальных структур (пассивная континентальная окраина), осложненной валлообразным поднятием (возможно, являющегося проявлением глубинного разлома или выступом мантии).

2. Приуроченность к известковисто-глинистым фациям флишоидных и турбидитовых комплексов.

3. Приуроченность к приподнятым блокам, по которым рудовмещающая толща выводится на поверхность.

4. Наличие горизонтов окварцевания, иногда безрудных в «чехольных» частях, развивающихся по мергелистым и доломитовым горизонтам.

5. Выделения в трещинках реальгара, аурипигмента и углеродистого вещества.

В качестве основного метода поисков эффективна геохимическая съемка (например, по аномалиям мышьяка, цинка и бария), однако для выявления неэродированных частей рудоносной формации необходимы поисковое бурение и специальные палеотектонические и литолого-фациальные реконструкции (Cline et al., 2005; Muntean et al., 2014).



## Выводы

Воронцовское месторождение относится к нетрадиционному для Урала (и России) карлинскому типу с его крупнейшими представителями Карлин, Бетц-Пост, Голд Куорри, Кортц, Гетчелл, Твин Крикс (США). В районе месторождения, помимо собственно золотых объектов, золотоносными являются все эндогенные рудные залежи – колчеданные, медно- и железо-скарновые месторождения, а также меднопорфировые проявления. Турьинско-Ауэрбаховский район является полиформационным, с разнотипными пространственно близкими месторождениями – это характерно для тренда Карлин и др. родственных ему поясов.

Месторождение принадлежит к крупному магматическому ареалу, проявленному в широком развитии вулcano-плутонических ассоциаций с возрастом формирования от раннего силура до среднего девона, в которых интрузивы подчинены или соизмеримы по объему с эффузивными составляющими. Состав их различен и, вероятно, отражает магматическую дифференциацию, характеризуясь эволюционным трендом в направлении прогрессивного роста щелочности магм; главные фазы вулканитов и интрузивов имеют андезитовидный состав. В целом на зрелой фазе эволюция Тагильской островной дуги характеризуется сменой известково-щелочных формаций ( $O_3-S_2$ ) субщелочными контрастно- и слабо дифференцированными ( $S_2-D_1$ ). Субщелочным эффузивным толщам ( $D_1ems-D_2ef_1$ ) отвечают по составу интрузивные фазы ауэрбаховского комплекса. Геохимические параметры всех магматитов девонского пояса характеризуют их как образования окраинно-континентальных обстановок. Интенсивная и длительная магматическая активность в районе обусловила существование повышенного геотермического градиента, который способствовал поддержанию длительной фильтрации гидротерм, и поставку существенных объемов постмагматических растворов.

Золоторудные тела месторождения пространственно ассоциируют с ореолом скарнирования на контакте с крупным Ауэрбаховским интрузивным массивом габбро-диорит-гранодиоритовой формации ранне-среднедевонского возраста, комагматичным рудовмещающим стратифицированным породам андезитовой формации и представленным – помимо главного плутона – многочисленными мелкими штоками и дайками, развитыми в рудном поле непосредственно на месторождении. Позиция рудных тел отвечает определенному литостратиграфическому уровню и фациям осадочных пород: обломочной фации известняков и удаленной фации вулканитов – флишоидам, преимущественно кремнистым туфоалевролитам.

Воронцовское месторождение имеет ряд общих черт с месторождениями Карлин-типа. Оно локализовано в существенно карбонатном разрезе (с подчиненной долей кремнисто-терригенного и вулканогенного материала), нарушенном крутопадающими (в т.ч. флюидоподводящими) и пологими (в т.ч. рудовмещающими) зонами разлома. Стратиграфический уровень рудовмещающих пород – девон – является наиболее золотоносным и в Неваде. Аналогичны синрудные изменения известняков – окремнение (джаспероиды), а терригенных пород – аргиллизация. Рудные залежи имеют пологий, стратиформный характер; они часто сопровождают зоны брекчий, сопряженных с надвигами и/или седиментационных. Типичными являются рассеянная золото-сульфидная минерализация, представленная тонкозернистыми сульфидами, и микронный-субмикронный размер частиц самородного золота, в основном включенных в обогащенный As пирит; помимо пирита, наиболее характерными спутниками самородного золота являются реальгар и арсенопирит. Заметная часть Au входит изоморфно в состав сульфидов. Руды имеют золото-ртутно-таллиево-мышьяковый геохимический спектр. Оруденение во многом близко к эпитермальному, глубина формирования руд оценивается в 1.5-2 км. Очень вероятной является связь золотой минерализации с магматическими/постмагматическими процессами. Не исключена, так же, как и на невадийских месторождениях, его генетическая связь с позднепалеозойским (на Урале – Ауэрбаховским)

или мезозойским (триасовым) этапами магматической активности.

Впервые описаны две наиболее ранние разновидности пирита: колчеданоподобные массивные и тонкополосчатые агрегаты в карбонатных и карбонатно-терригенных породах и рассеянная вкрапленность в тонкослоистых туфоалевролитах. Родственными колчеданным линзам являются яшмоиды, встречающиеся в вулканогенно-осадочной толще. Обе разновидности пирита содержат примеси As и Au (до 1.5 мас.% и 14 г/т, соответственно). Эта рассеянная вкрапленность и скопления фрамбоидального пирита, реликты которого установлены в слабо измененных осадочных породах Воронцовского месторождения, могли служить одним из источников сульфидной серы на месторождениях Турьинско-Ауэрбаховского узла (включая Воронцовское месторождение).

Руды Воронцовского месторождения имеют признаки замещения более ранних гидротермальных образований последующими. Прослеживается цепочка преобразований: глобулярный пирит обрастается кристаллическим → рассеянная вкрапленность в слоистых породах подвергается собирательной перекристаллизации, очищению от механических примесей → пирротинизация пирита. За счет примесей, освободившихся при перекристаллизации, образуются Co-Ni фазы – сначала в межзерновом пространстве пирита и позднее – самостоятельные. Мышьяк становится миграционно-способным и переходит во флюиды после прохождения реакции преобразования пирита в пирротин, которая может начаться при повышении температуры до 200°C, и далее становится возможным метасоматическое образование арсенопирита при взаимодействии пирита с мышьяксодержащими растворами. Пирит в терригенных породах содержит повышенные концентрации мышьяка (до 2.5 ат.%) и самостоятельные Co-Ni-Fe-As-S минеральные фазы. В последующих ассоциациях Co сохраняется как примесь в сульфидах, а количество As значительно увеличивается, очевидно за счет привноса магматогенными флюидами, вплоть до отложения самородного As или его сульфидных форм (в зависимости от РТХ-условий).

Золото в раннем пирите образует включения менее 1 мкм, и его пробность составляет ~700. По данным лазерной абляции (LA-ICP-MS), среднегеометрические значения концентрации золота в раннем пирите достигают 8 ppm, имеют относительно равномерное распределение и согласуются с повышенным содержанием мышьяка. Высокие содержания примесей Co, Sb и Tl в основном локализируются линейно по микродефектам, пересекая зоны с золотом и мышьяком. При дальнейшем взаимодействии более поздних гидротермальных растворов с ранним пиритом самородное золото укрупняется, оставаясь в то же время достаточно мелким (не более десятых долей мм), а его пробность на завершающих стадиях формирования руд приближается к 1000. В позднем пирите среднегеометрические значения концентрации золота понижаются (до 0.59 ppm), и содержания примесей Sb, Pb, Tl, Te, Hg обусловлены присутствием включений самостоятельных минеральных фаз, наряду с включениями самородного золота. В то же время, остается открытым вопрос о структурно-химическом состоянии “невидимого” Au в мышьяковистом пирите месторождения, хотя очевидно, что существенная его часть относится к тонкодисперсной, вероятно изоморфной, форме.

Дискуссионным для Воронцовского месторождения остается и проблема оценки доли ортомагматического вклада в рудообразующий флюид, хотя и приведены уверенные свидетельства его участия. По-видимому, и для Воронцовского месторождения, и для золотосодержащих скарновых месторождений района основным источником золота и других рудных компонентов был глубинный магматический очаг, испытывающий высокотемпературную флюидно-магматическую дифференциацию.

Таким образом, получены данные, дополняющие и укрепляющие представления о трехэтапной модели формирования Воронцовского месторождения, как представителя орудене-

ния карлинского типа на активной окраине континента. Исходя из этой модели для создания промышленных концентраций золота необходима последовательная реализация трех факторов: первый – наличие специализированной на золото и содержащей рассеянный пирит толщи осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения (обычно содержание Au в таких толщах составляет ~6 мг/т, достигая местами 70 мг/т Au); второй – необходим магматический источник флюида (вода, газовые компоненты) и металлов, а также тепла, чтобы обеспечить длительную гидротермальную активность и отложить золото; третий – необходимы барьеры для отложения золота: термодинамический – падение температуры, петрофизический – наличие зоны дробления, перекрытой слабо проницаемой кремнисто-туфоалевролитовой толщей, геохимический – наиболее существенна подщелачивающая роль известняков, которая обусловила осаждение золота путем распада гидросульфидных комплексов; последние два барьера реализованы совместно в виде зон брекчий на контакте карбонатных образований с вулканогенными флишоидами – именно здесь локализованы наиболее богатые золотом руды.

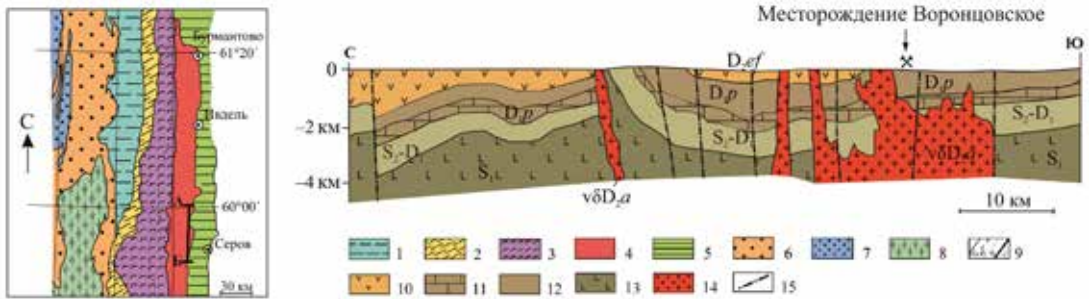


Рис. 1а. Структурно-формационные зоны востока Северного Урала и продольный геологический разрез Воронцовского рудного района, на основе (Ожерельева и др., 2014).

Зоны на врезке: 1 – Ляпинская; 2 – Салатимская; 3 – Тагильская; 4 – Ауэрбах-Краснотурьинская; 5 – то же, под чехлом МЗ-КЗ отложений; 6 – Бельско-Елецкая зона, южный сегмент; 7 – комплексы чехла Восточно-Европейской платформы; 8 – Кваркушская зона, северная часть; 9 – границы: а – структурно-формационных зон; б – структурно-формационных подзон и блоков; в – Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. Стратифицированные формации на разрезах: 10 – вулканогенная и терригенно-вулканогенная базальт-андезитовая,  $D_{ets}$ ; 11 – карбонатная (известняковая),  $D_{ets}$  и рифогенная,  $D_p$ ; 12 – туфогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная Воронцовского рудоносного литолого-стратиграфического уровня,  $D_p$ ; 13 – вулканогенные комплексы основания Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса,  $O-S_1$ ; интрузивные формации: 14 – габбро-диорит-гранитовая ауэрбаховского комплекса,  $v\delta D_a$ ; 15 – тектонические нарушения

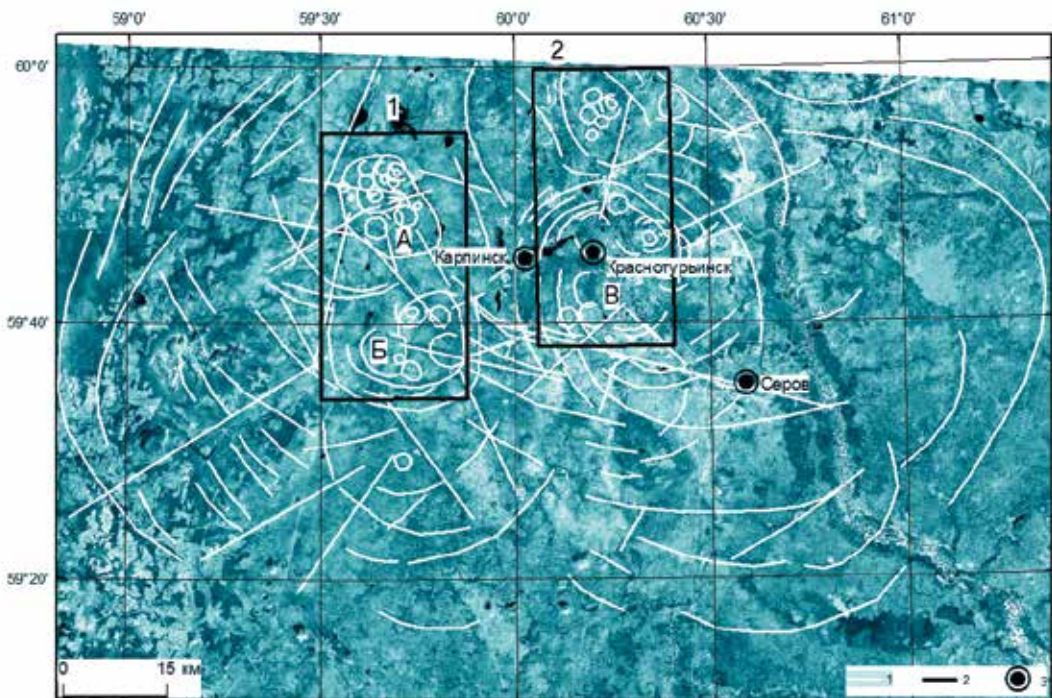


Рис. 1б. Дешифрирование космоснимка Краснотурьинского рудного узла. 1 – элементы дешифрирования; 2 – границы рудных районов (1 – Валенторский; 2 – Турьинско-Ауэрбаховский); 3 – города; Буквами обозначены вулканотектонические депрессии (А – Валенторская; Б – Галкинская; В – Турьинско-Ауэрбаховская)

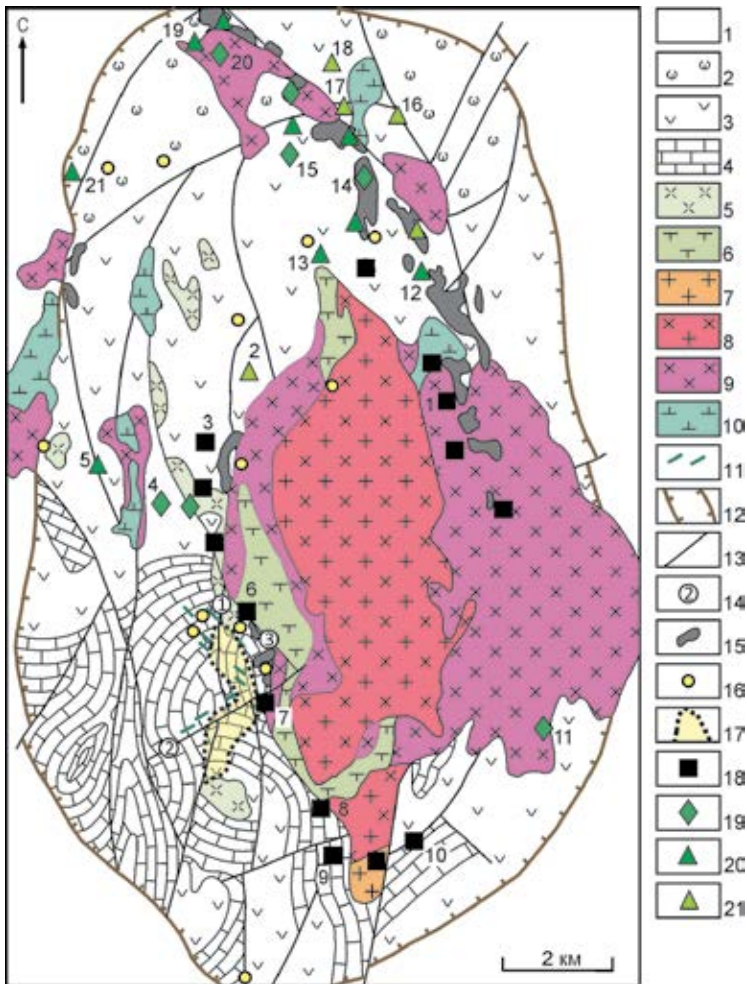


Рис. II. Схематическая геологическая карта Турьинско-Ауэрбаховского рудного района. Используются фондовые материалы Н.С. Лисова (1978) и В.Н. Боброва (1991).

1 – вулканогенные образования трахит-базальтовой формации, в подчиненном количестве – туфоогенно-осадочные разности и известняки, туринская свита (S2-D1tr); 2-4 – известняки, песчаники, туфоогенно-осадочные и вулканогенные образования андезитовой формации, краснотурьинская свита (D1kr): 2 – базальты, их туфы, вулканомиктовые гравелиты; 3 – андезиты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты; 4 – известняки; 5-6 – раннедевонские субвулканические образования; 5 – диоритовые порфириты; 6 – андезибазальты и долериты; 7-10 – интрузии ауэрбаховского габбро-диорит-гранитового комплекса (D1a): 7 – граниты, аляскитовые граниты; 8 – гранодиориты; 9 – диориты, кварцевые диориты; 10 – габбро, габбродиориты; 11 – внемасштабные дайки диоритовых порфиритов, лампрофиров, долеритов и габбродолеритов; 12 – разломы, ограничивающие структуру; 13 – остальные тектонические нарушения; 14 – рудоконтролирующие разломы района Воронцовского месторождения: 1 – Воронцовский, 2 – Южноворонцовский, 3 – Североворонцовский; 15 – участки скарнирования; 16 – рудопроявления золото-сульфидно-кварцевой формации; 17 – контур золоторудного Воронцовского месторождения; 18 – магнетит-скарновые месторождения; 19 – то же, с наложенной пирротиновой и пирит-халькопиритовой минерализацией; 20 – медно-скарновые месторождения с пирит-халькопиритовыми рудами; 21 – то же, с эпидозитами.

Месторождения и проявления (Подлесский, 1979): 1 – Ауэрбаховское, 2 – Ново-Песчанское, 3 – Северо- и Южно-Песчанские, 4 – Западно-Песчанское, 5 – Полуденское, 6 – Северо-Воронцовское и Воронцовское, 7 – Южно-Воронцовское, 8 – Гаревское, 9 – Владыкинское, 10 – Каквинское, 11 – 34-й квартал, 12 – Троицко-Михайловское, 13 – Богословское и Башмаковское, 14 – Вадимо-Александровское, 15 – Никитинское, 16 – Успенское, 17 – Фроловское, 18 – Суворовское, 19 – Васильевское, 20 – Суходойское, 21 – Псаревское.



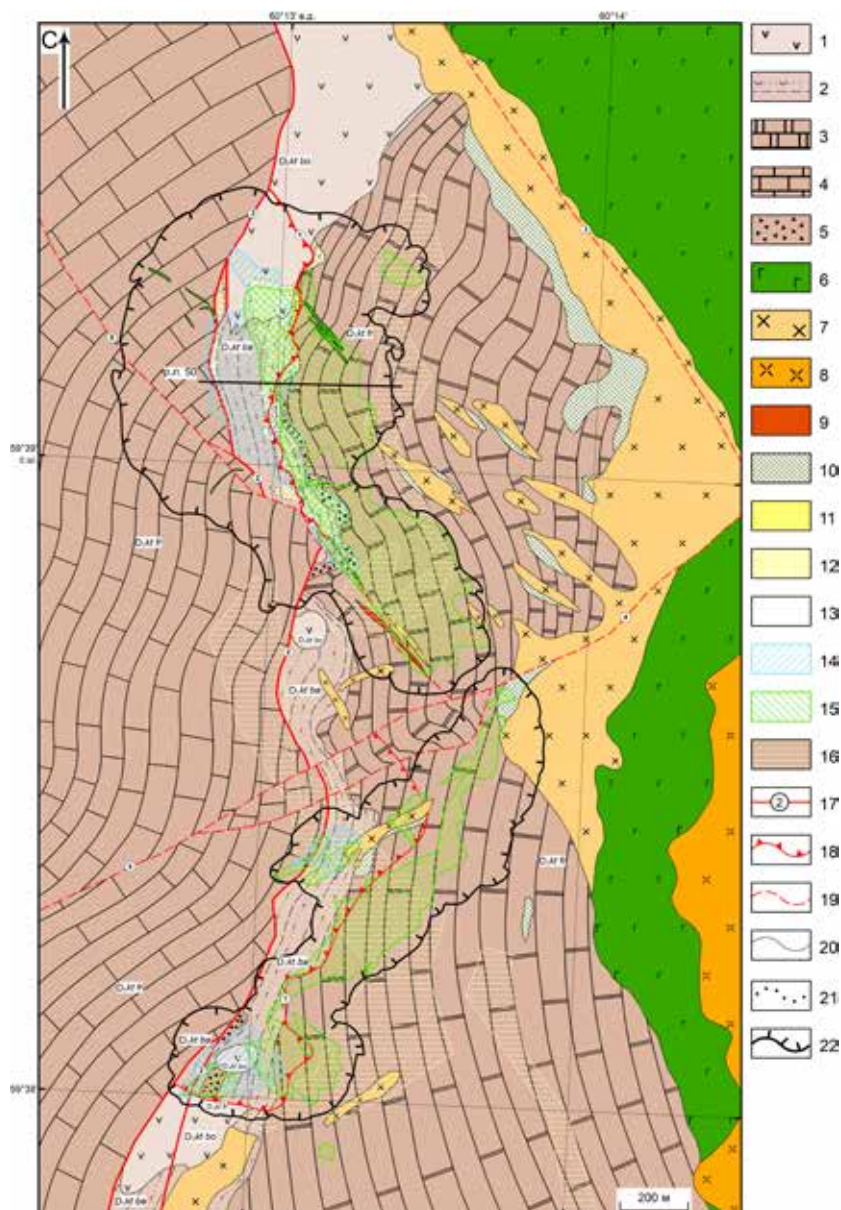


Рис. III. Схематическая геологическая карта Воронцовского месторождения. 1-5 – краснотурьинская свита (1 – богословская толща  $D_1kr\ bo$  (степановский горизонт): андезитовые порфиры, их туфы и лавобрекчии, экструзии андезито-дацитов; 2 – башмаковская толща  $D_1kr\ ba$ : вулканогенно-осадочные породы: туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями кремнистых пород и известняков; 3-5 – фроловско-васильевская толща  $D_1kr\ fr$  (3 – мрамор; 4 – известняк; 5 – карбонатно-осадочная брекчия); 6 – субвулканические пироксен-плагиоклазовые порфиры базальтового состава; 7 – диориты; 8 – кварцевые диориты, гранодиориты; 9 – дайки лампрофиров (одиниты, керсантиты); 10 – скарны; 11 – аргиллизиты (кварц-серицит-монтмориллонит-каолиновые метасоматиты); 12 – зоны аргиллизации с серицитом, монтмориллонитом, гидрослюдой, смектитом, гидрохлоритом; 13 – каолинит-кварц-серицитовые, кварц-серицитовые метасоматиты; 14 – проекции первичных руд на поверхность; 15 – проекции окисленных руд на поверхность; 16 – россыпи; 17-19 – разрывные нарушения (17 – главные разломы; 18 – надвиг; 19 – второстепенные разломы (1 – Воронцовский рудоконтролирующий надвиг, 2 – Воронцовский взброс, 3-Северо-Песчанский, 4 – Южно-Воронцовский, 5 – Южно-Песчанский.); 20,21 – границы: 20 – геологические, 21 – между фациями ...; 21 – между фациями метасоматитов; 22 – контур карвера

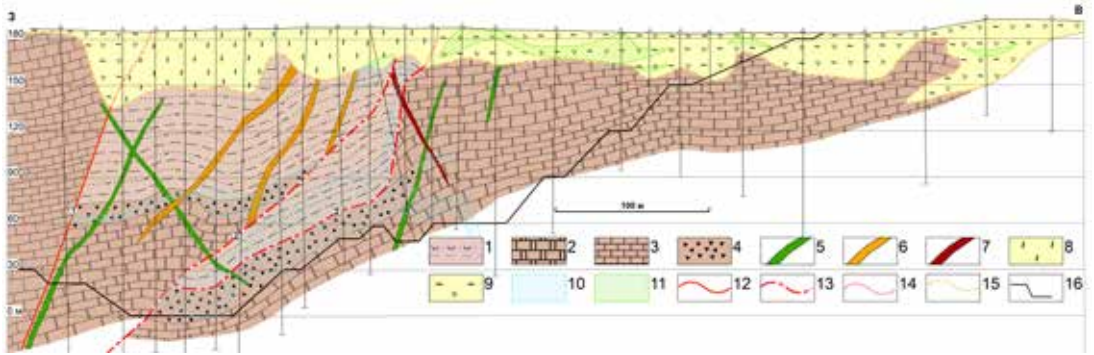


Рис. IV. Геологический разрез Воронцовского месторождения. 1 – башмаковская толща  $D_1kr\ ba$ : вулканогенно-осадочные породы: туфоконгломаты, туфопесчаники, туфоалеволиты с прослоями кремнистых пород и известняков; 2-4 - фроловско-васильевская толща  $D_1kr\ fr$  (2 – мрамор; 3 – известняк; 4 – карбонатно-осадочная брекчия); 5 – диабазовые порфириты; 6 – дайки андезитовых и плагиоклазовых порфиритов; 7 – дайки монодиоритов; 8 – структурные коры выветривания; 9 – перемещенные коры выветривания; 10 – первичные руды; 11 – окисленные руды; 12 - Воронцовский взброс; 13 - Воронцовский рудоконтролирующий надвиг; 14 – проекции разломов; 15 – граница развития кор выветривания; 16 - контур карьера.

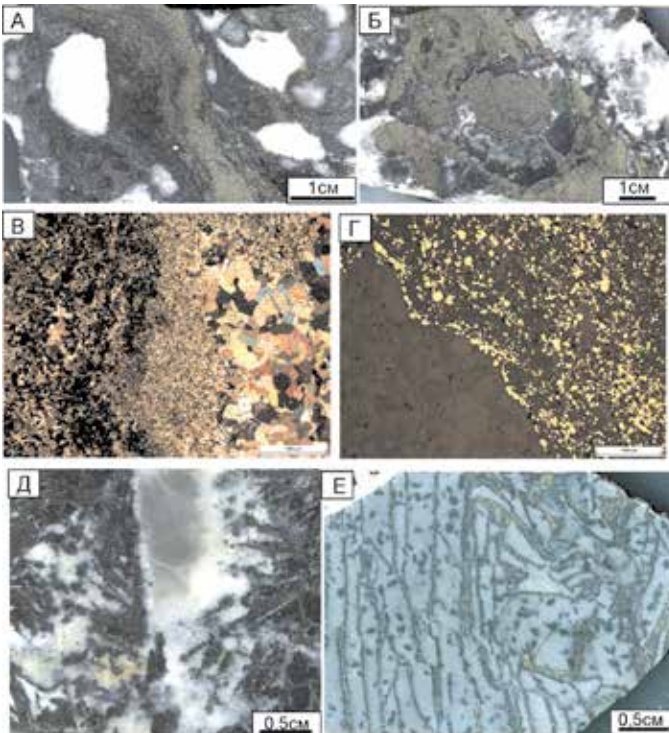


Рис. V. Воронцовское месторождение. Колчеданоподобные образования. А – карбонатная брекчия с массивным сульфидным цементом со структурами “течения”, обр. Вр131-3, Б – карбонатно-кварцевая порода с сульфидными стяжениями (пирит+сфалерит +галенит) концентрически-скорлуповатой формы, обр. Вр131-5; В – хлорит-пиритовая зона сменяется хлорит-гидрослюдистой и далее-карбонатный обломок, обр. Вр131-3, ник. +; Г – тот же образец в отраженном свете; Д – “каркасно-пластинчатые” сульфидные образования в карбонатной породе, обр. Вр124-1; Е – линейно-вкрапленные сульфидные образования (пирит+халькопирит) в серицит-кварцевом метасоматите по обломочной туфогенной породе, обр. Вр131-8.



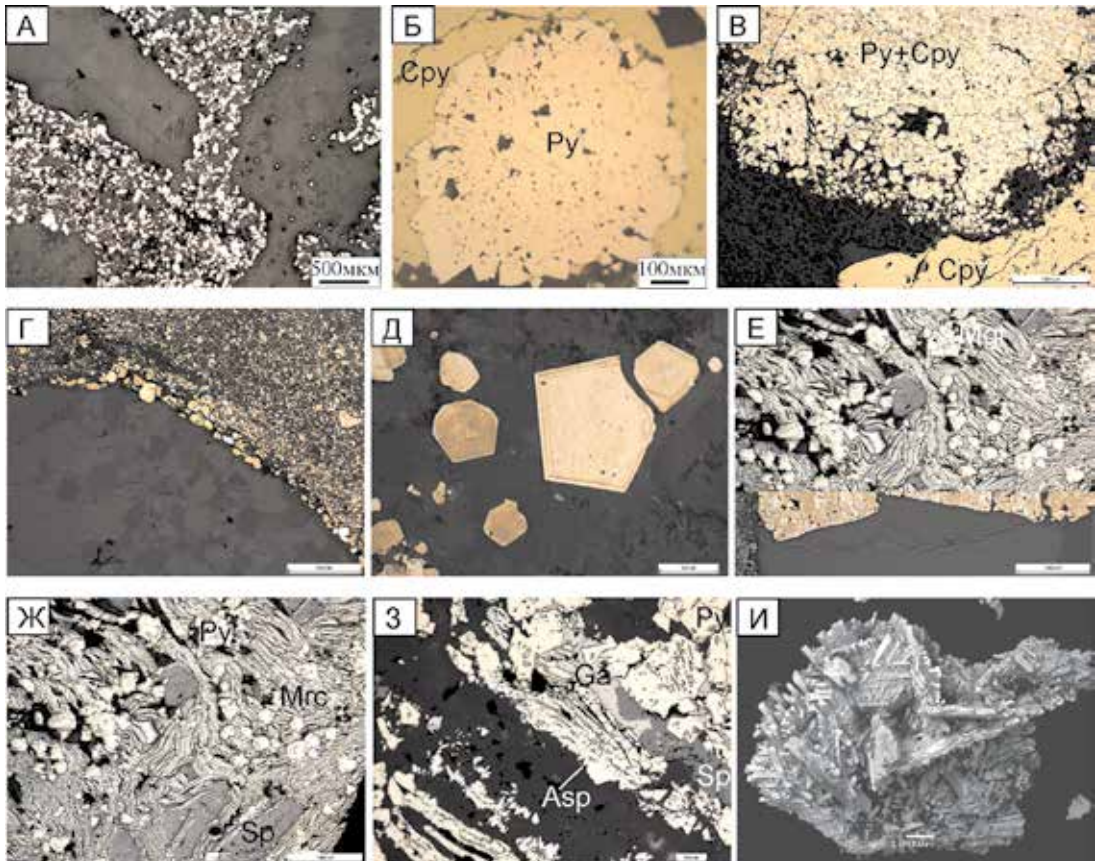


Рис. VI. Пирит в колчеданоподобных рудах. А – обломки гранулированного карбоната цементируются силикатно-сульфидным агрегатом, обр. Вр11-2; Б – радиально-лучистый агрегат пирита цементируется халькопиритом со “звездочками” сфалерита, обр. Вр9; В – катаклазированный пирит цементируется халькопиритом и рядом – массивный халькопирит с включениями галенита; Г – разномерный пирит образует “струи” в карбонатной породе, гранулированной по контакту с сульфидами, обр. Вр131-4; Д – тонкозональные кристаллы пирита в ассоциации со сфалеритом и галенитом в цементе измененного туфа андезитов, обр. Вр131; Е – линейные полосы радиально-лучистых агрегатов зонального пирита в ассоциации с магнетитом в карбонатизированной породе, обр. Вр139-3а; Ж – пирит цементируется марказитом, вероятно замещающим пирротин, сфалеритом и галенитом, обр. Вр124-3. З – пирит цементируется галенитом, сфалеритом, марказитом; марказит обрастается щеткой псевдоромбических кристаллов арсенопирита, обр. Вр124-3; И – решетчатый агрегат арсенопирита, вытравленный разбавленной HCl из мраморизованной породы, обр. Вр134-13.



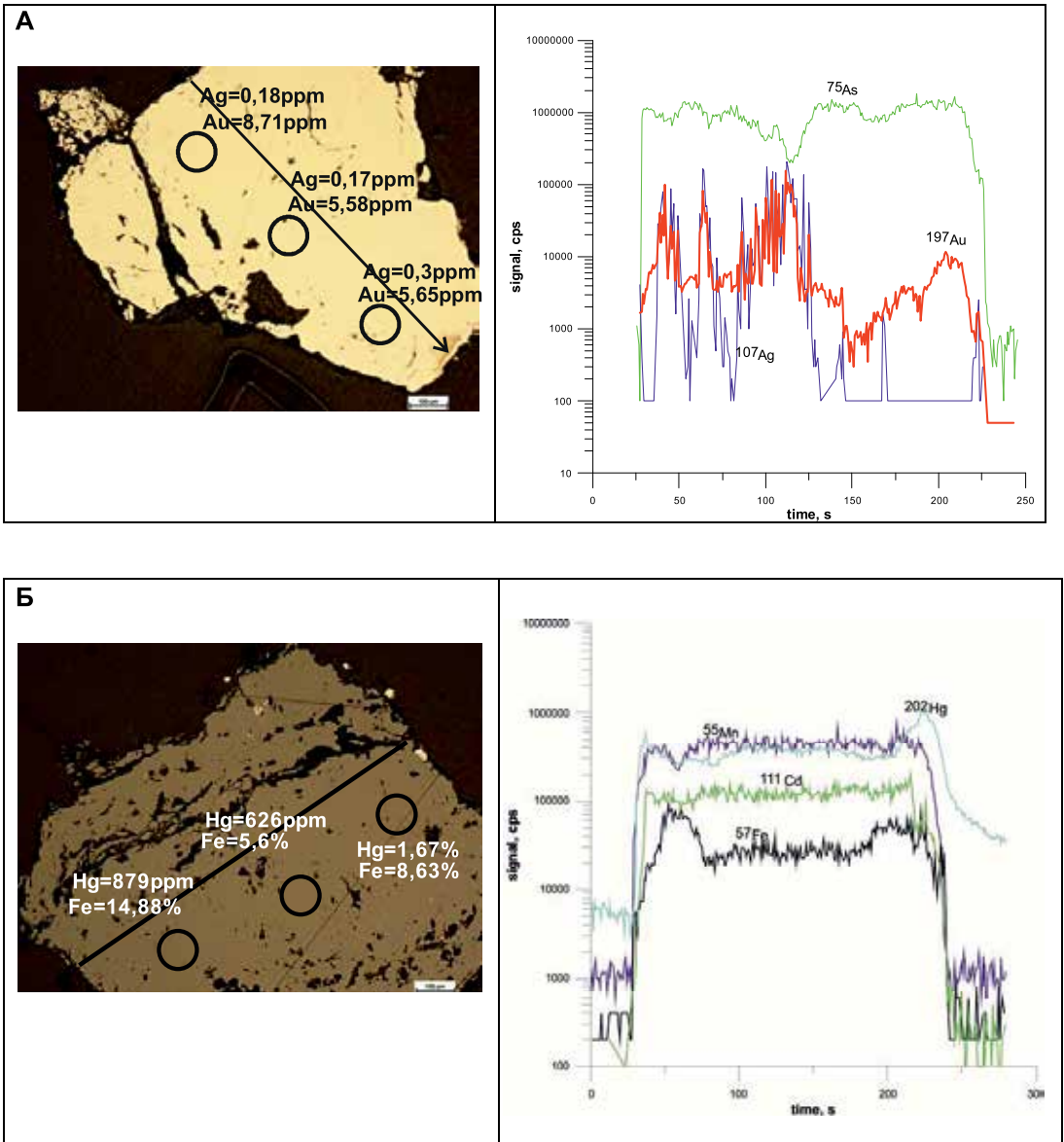


Рис. VII. Результат анализа сульфидов из колчеданоподобного гидротермального образования методом LA-ICP-MS, обр. Вр 134-13. А - Пирит, не исключено, что имеются микровключения самородного золота (синхронные пики  $^{197}\text{Au}$  и  $^{107}\text{Ag}$ ) и повышение содержания индивидуального золота в краевой части кристалла пирита. По данным точечного анализа содержание золота в пирите из этого образца достигает 13 ppm; Б – Сфалерит, характерно равномерное распределение примеси  $^{111}\text{Cd}$  и  $^{55}\text{Mn}$ , тогда как содержания примесей  $^{57}\text{Fe}$  и  $^{202}\text{Hg}$  повышаются в краевой части кристалла сфалерита

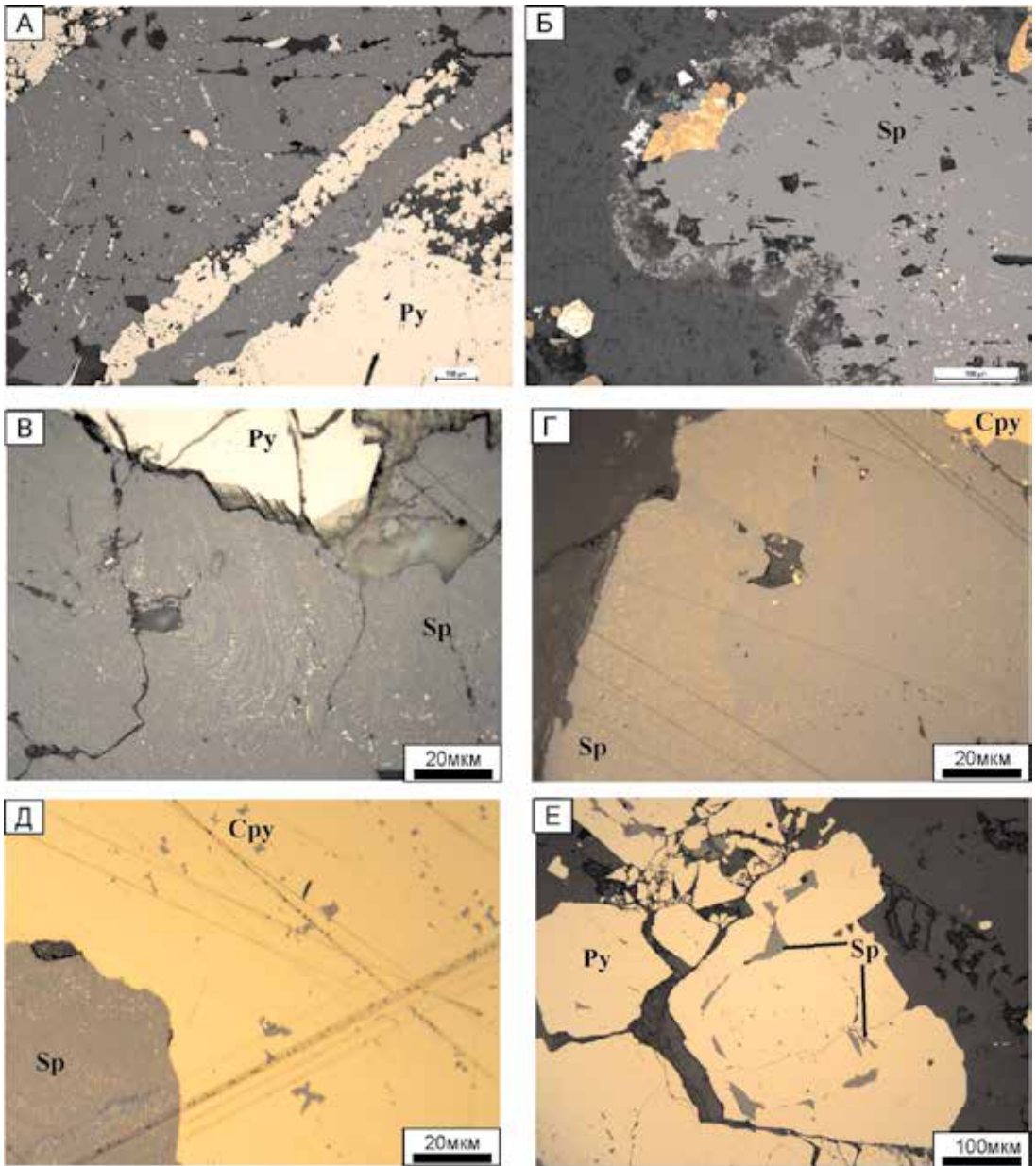


Рис. VIII. Взаимоотношения сфалерита с другими сульфидами в колчеданоподобных образованиях. А - удлиненные агрегаты пирита и сфалерита (с закономерными включениями пирротина и халькопирита), обр. Вр124-1. Б - сфалерит с "ажурными" краями - вероятно результат растворения, обр. Вр131-1; В-Е - образец Вр9: В - пластическая деформация сфалерита подчеркивается распределением "эмульсии" халькопирита; Г - неоднородное насыщение сфалерита включениями халькопирита; Д - "звездочки" сфалерита в халькопирите; Е - кристаллизация сфалерита по зонам роста в пирите

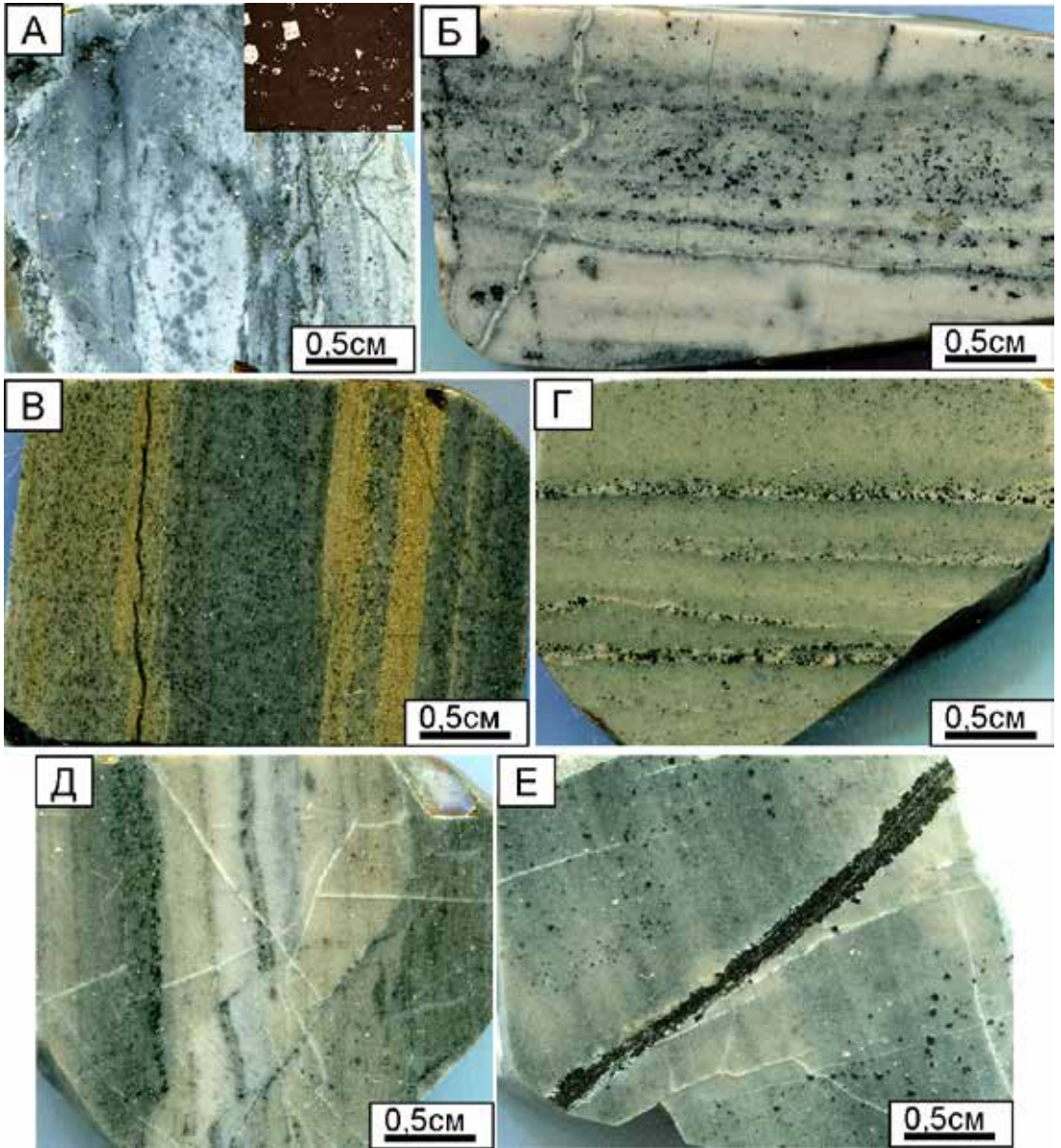


Рис. IX. Сульфидная минерализация в терригенных породах. А - кварц-хлорит-гидрохлоритовый метасоматит с вкрапленностью пирита и Co-Ni сульфоарсенидов, обр.Вр141; Б - слоистый туфоалевролит с площадной карбонатизацией и окварцеванием, с развитием кварц-карбонатных прожилков вкрест слоистости; сульфидная вкрапленность представлена арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, галенитом, бл.рудой, сфалеритом и самородным золотом, обр.Вр1-9; В - слоистый туфоалевролит с равномерно распределенной тонкой вкрапленностью пирита, слои сложены пелитоморфным агрегатом с разным количеством карбонатного, гидрохлоритового и кварцевого материала, обр.Вр6-9; Г - кремнистый туфоалевролит с перераспределением кремнистого вещества и пирита в субпараллельные прожилки с укрупнением кристаллов пирита, карбонатизирован по площади, обр.Вр6-3; Д - кремнистый туфоалевролит с послойно распределенной вкрапленностью пирита, обр.Вр131-9; Е - слоистая мелкообломочная вулканогенно-осадочная порода с рассеянной вкрапленностью сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит, марказит) и метасоматически перераспределенным (собирательная перекристаллизация) и укрупненным пиритом в секущем прожилке, обр.Вр131-10



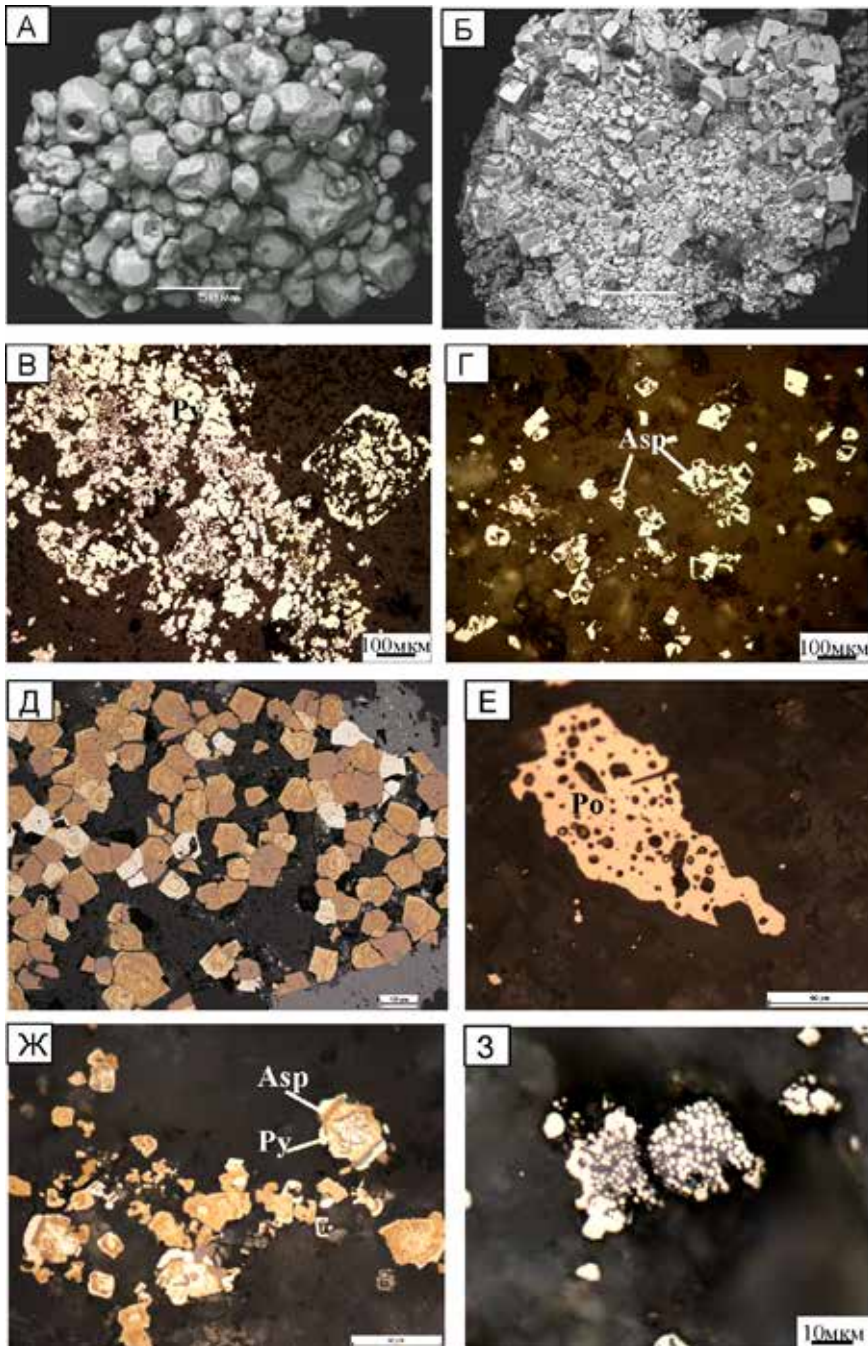


Рис. 8. Пирит, арсенопирит и пирротин в туфо-терригенных образованиях. А-Б - вкрапленность идиоморфных кристаллов пирита в тонкослоистых туфоалевролитах, А - обр. Вр10-10, Б - обр. Вр141; В-Г - метакристаллы пирита образованные за счет мелких изометричных зерен (В), и фулляроидные кристаллы арсенопирита (Г) в слоистом сульфидизированном алевролите, обр. Вр10-13; Д - зональные кристаллы пирита в сростании со сфалеритом образующие гнезда в туфоалевролитах, обр. Вр131-1; Е - каплевидные выделения пирротина с включениями циркона (?) в слоистой вулканогенно-осадочной породе, обр. Вр136-1; Ж - вкрапленность зонального пирита с обрастающим его арсенопиритом в терригенной хлоритизированной породе, обр. Вр76; 3 - реликты фрамбоидального пирита обрастаются "ограненным" пиритом, обр. Вр143-12

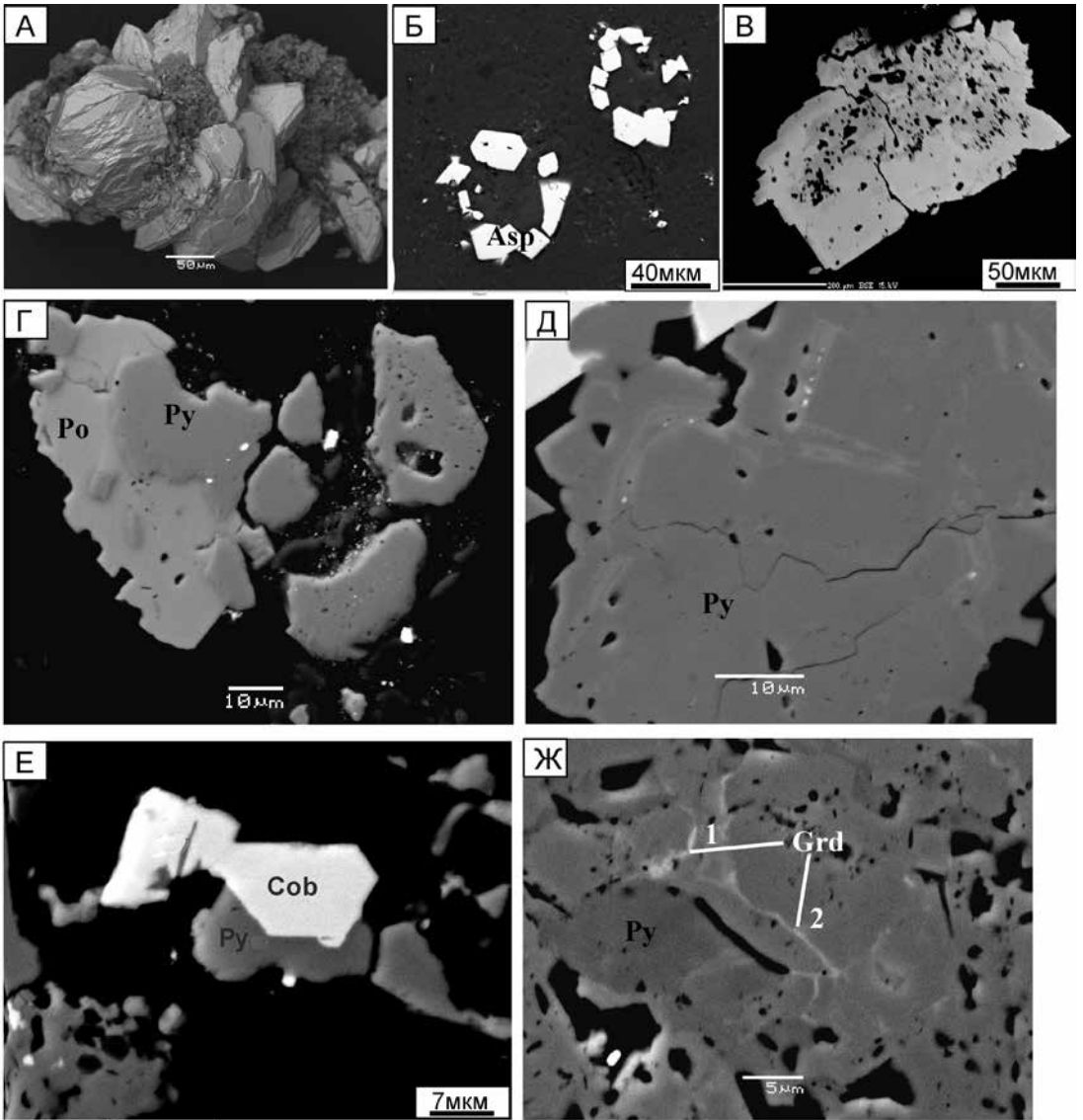


Рис. XI. Сульфиды и сульфосоли в терригенных породах. А – веерообразное срастание субпараллельных уплощенных псевдоромбических призматических кристаллов арсенипирита из метасоматически измененных разномасштабных пород, обр. Вр10-12а; Б – сферические агрегаты арсенипирита, обр. Вр141б; В – замещение пирита арсенипиритом в слоистом алевролите, обр. Вр1-9; Г – пирит замещается пирротином, яркие точки – теллуовисмутит, обр. Вр136-1; Д – пирит с зонами состава (мас%): S 50.74, Fe 44.55, As 4.56, в осевых частях которых наблюдаются субмикроскопические обособления арсенипирита (более яркие), обр. Вр143-1; Е – срастание пирита и Co-Ni фазы состава (мас%): S 21.15, Fe 12.04, Co 9.55, Ni 12.38, As - 45.44, обр. Вр141; Ж – Ni фаза в межзерновом пространстве пирита: состав пирита (мас%): в матрице – Fe 45.14, Ni 0.92, S 54.03; точка 1 – Fe 40.94, Ni 3.02, As 8.2, S 48.89; точка 2 – Fe 42.58, Ni 1.67, As 4.79, S 51.48, обр. Вр141а.

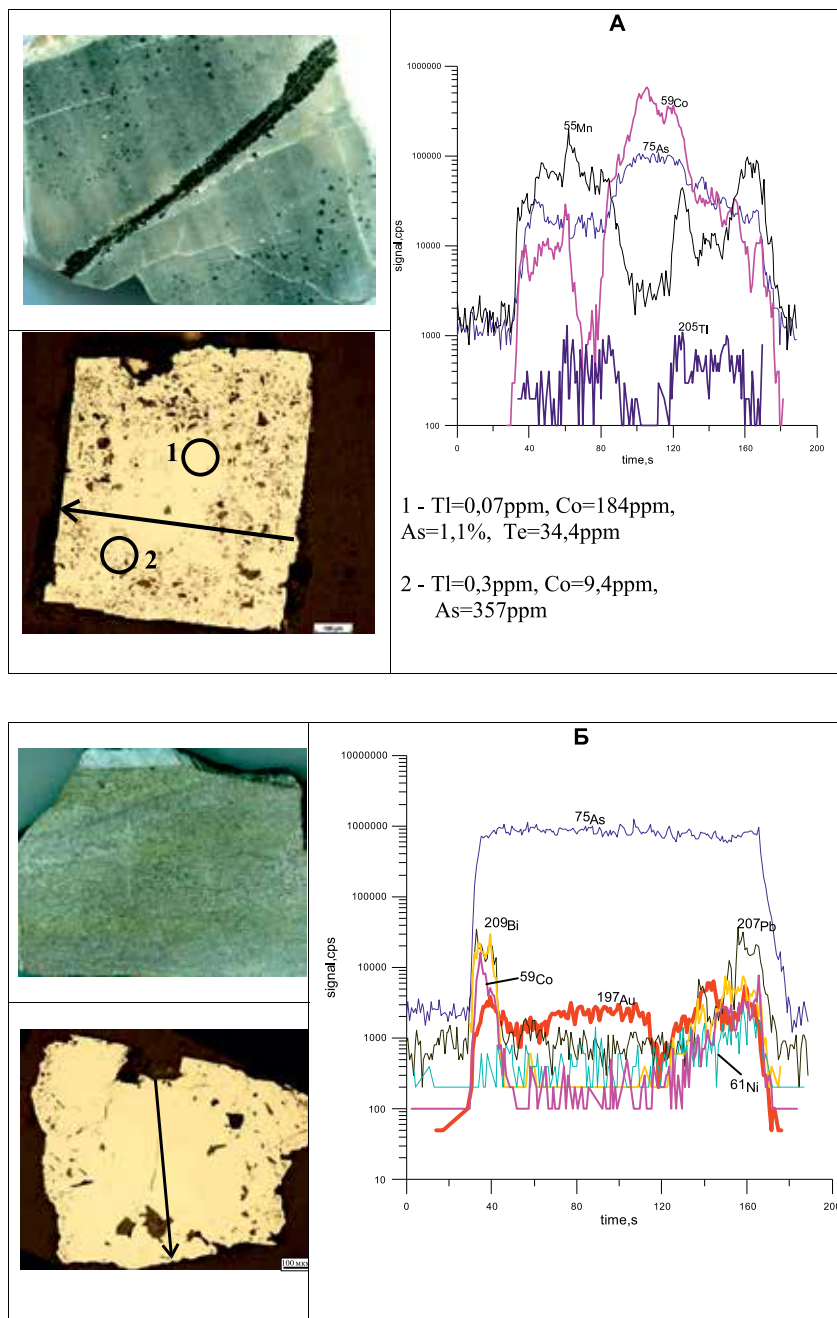


Рис. XII. А – элементы-примеси в пирите терригенных пород, обр. Вр131-10; содержания Au, Ag, Ni, Hg, Se ниже предела обнаружения. Зонально распределены примеси  $^{59}\text{Co}$ ,  $^{75}\text{As}$  и  $^{55}\text{Mn}$ , причем  $^{59}\text{Co}$  и  $^{75}\text{As}$  локализуются в центре кристалла, и их соотношения предполагают присутствие самостоятельных Co-As минеральных фаз; имеются небольшие всплески  $^{205}\text{Tl}$ ; Б – элементы-примеси в рассеянной вкрапленности пирита из метапесчаников Воронцовского месторождения, обр. Вр134-7; содержания Tl, Te, Ag, Hg ниже предела обнаружения; содержание  $^{75}\text{As}$  равномерно,  $^{59}\text{Co}$ ,  $^{208}\text{Pb}$  и  $^{209}\text{Bi}$  концентрируются во внешней зоне кристалла, а  $^{61}\text{Ni}$  локализован только с одного края кристалла; всплески содержаний  $^{197}\text{Au}$  не коррелируются ни с одним из других элементов-примесей (карту распределения элементов см. на рис. XL).



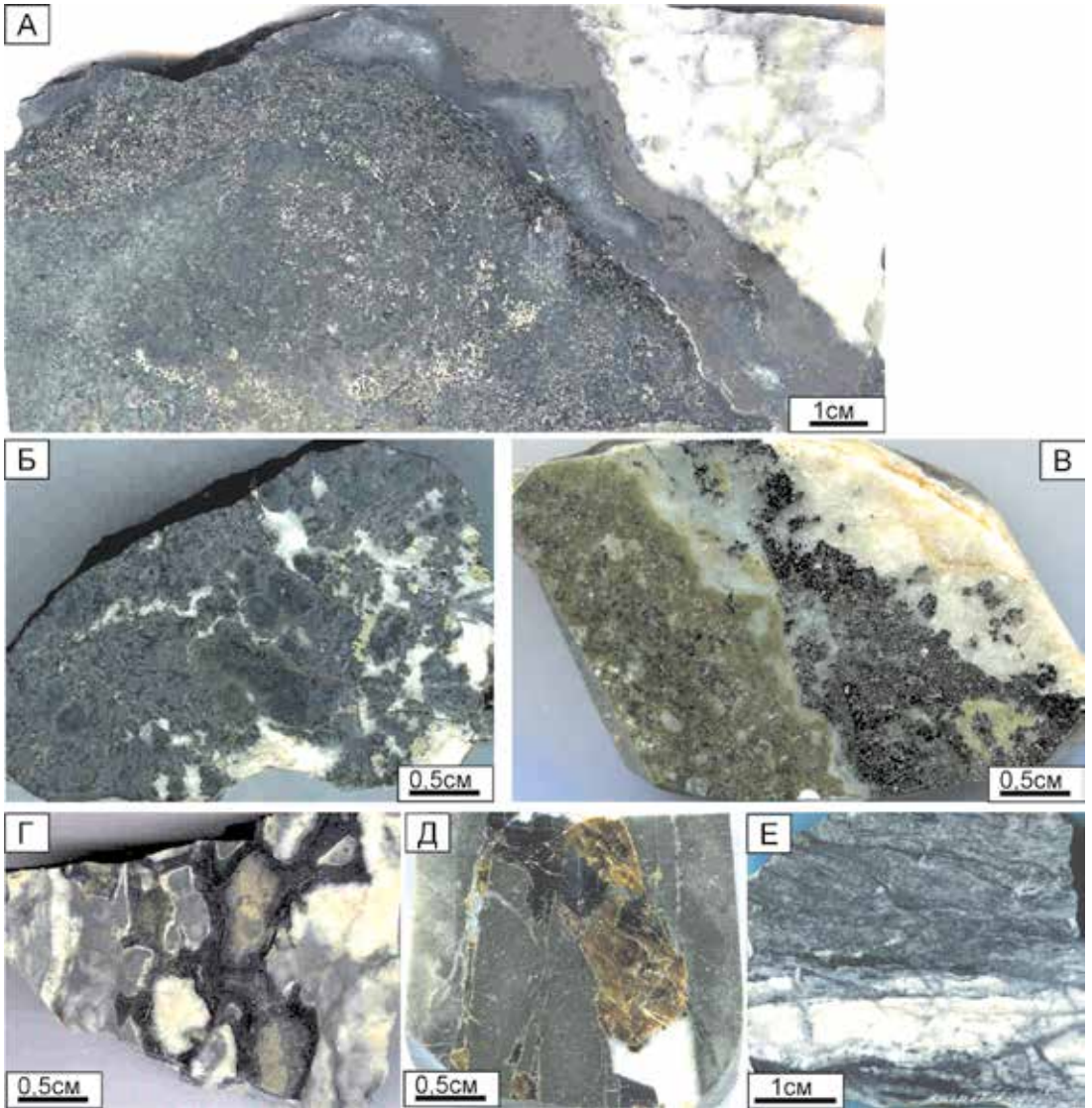


Рис. XIII. Скарны и скарноиды. А - скарн зонального строения с чередованием зон магнетита с сульфидсодержащими зонами и зонами нерудных минералов (преобладает актинолит), в зонах присутствует углеродистое вещество (?), обр. Вр9; Б - гранатовый скарн с хлоритом и гематитом, сульфидная минерализация представлена пиритом, сфалеритом и халькопиритом, обр. Вр9-4; В - скарноид с зонами эпидота и пирита в карбонатной породе, обр. Вр9-7; Г - брекчированный известняк кокардового строения с зонами углеродистого вещества и сульфидной вкрапленности (пирит, арсенопирит, магнетит, пирротин, самородное золото?), обр. Вр11-6; Д - полисульфидно-карбонатный прожилок в карбонатизированном туфоалевролите, обр. Вр10-18; Е - полисульфидно-карбонатно-кварцевая жила в эпидотизированном туфе, обр. Вр118-1

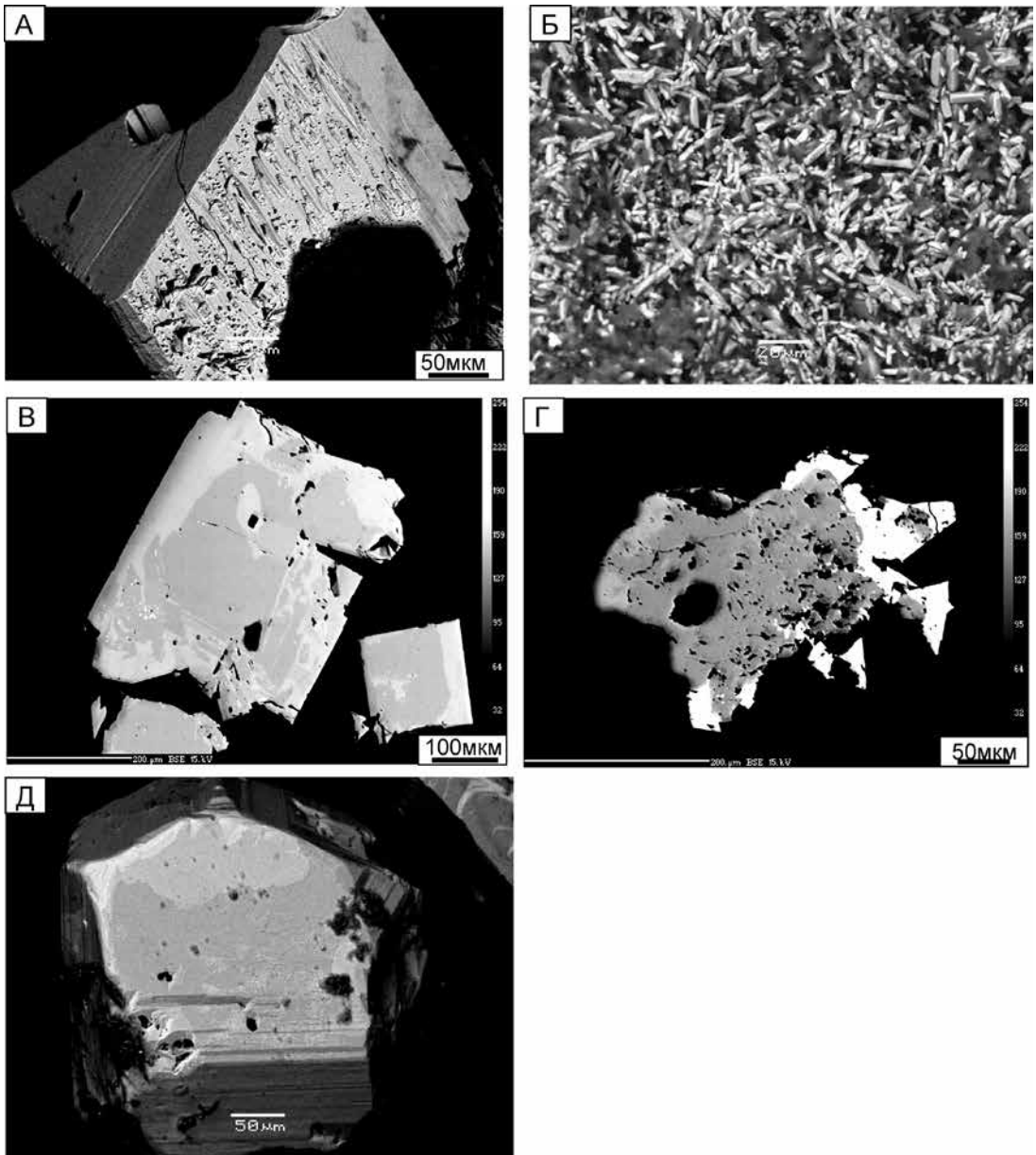


Рис. XIV. Арсенопирит и пирит в скарноидах Воронцовского месторождения. А - идиоморфный кристалл арсенопирита со следами растворения на гранях, обр. Вр5-3; Б - агрегат мелких (менее 20 мкм) игольчатых кристаллов арсенопирита, обр. Вр 118-2; В - пирит зонального строения: центральная часть без примеси As, внешняя зона содержит до 1 ат% As, обр. Вр5-3; Г - в центральной части пирит без примеси As, следующая зона содержит 2.25 ат% As и внешняя зона (яркое) - арсенопирит, обр. Вр10-17; Д - кристалл пирита с проявлением неоднородности состава на его грани (ат%): темное - S - 66.1; Fe - 31.8; As - 2.1; серое - S - 63.8; Fe - 31.7; As - 4.5; светлое - S - 61.6; Fe - 28.6; As - 9.8, обр. Вр10-9



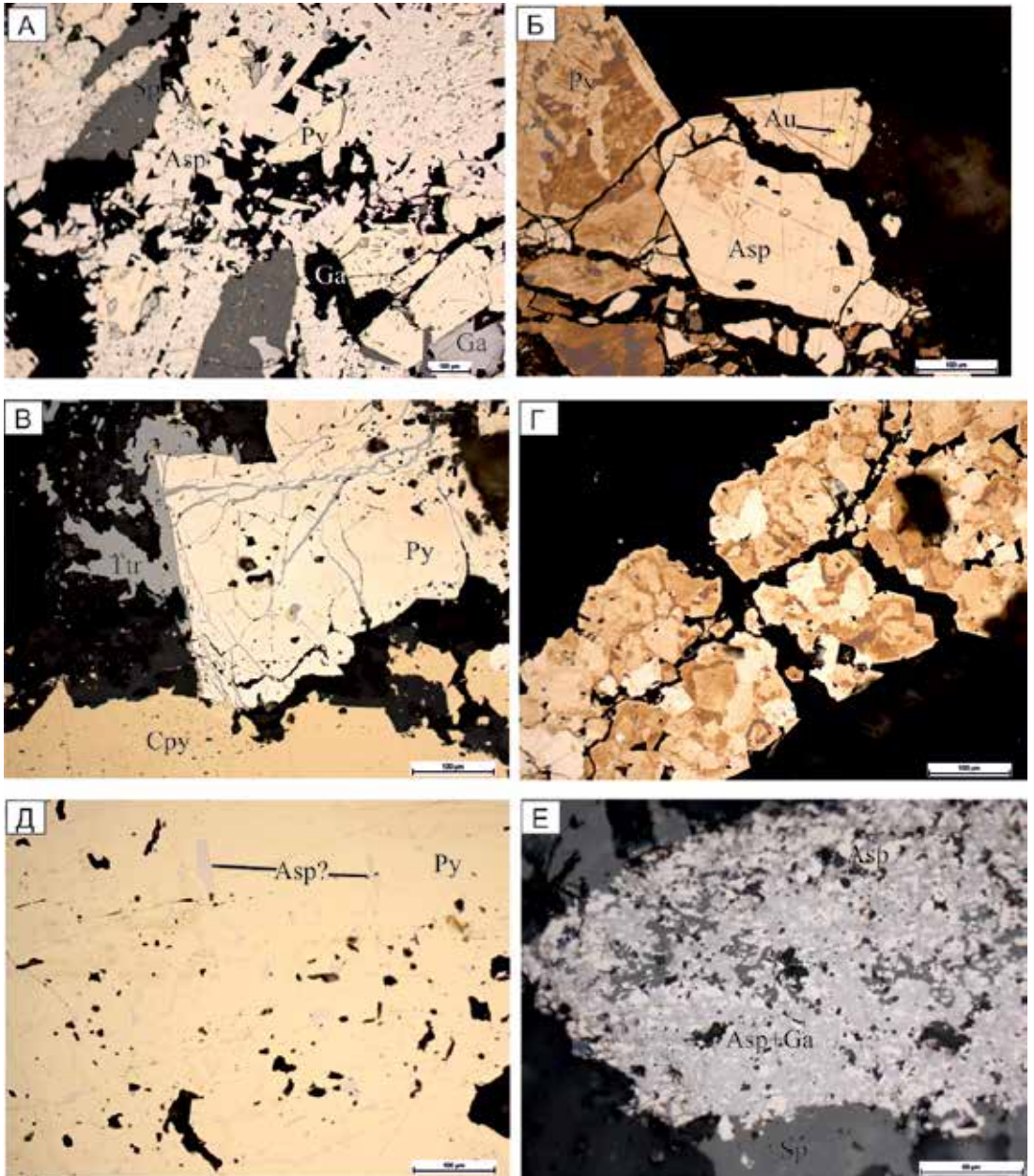


Рис. XV. Пирит и арсенопирит в скарноидах. А - агрегат кристаллов арсенопирита вероятно замещает пирит и в свою очередь цементируется сфалеритом и галенитом, обр.Вр124-5; Б - срастание зонального пирита с арсенопиритом (с включением самородного золота), обр.Вр139-1; В - тетраэдрит и халькопирит вокруг и по микротрещинкам в пирите, обр.Вр139-2; Г - прожилковидный агрегат зонального пирита на удалении от гнезда халькопирита, обр.Вр139-2; Д - ориентированные удлиненные включения арсенопирита(?) в пирите, обр.Вр140-7; Е - катаклазированный арсенопирит «съедается» галенитом, обр.Вр118-2

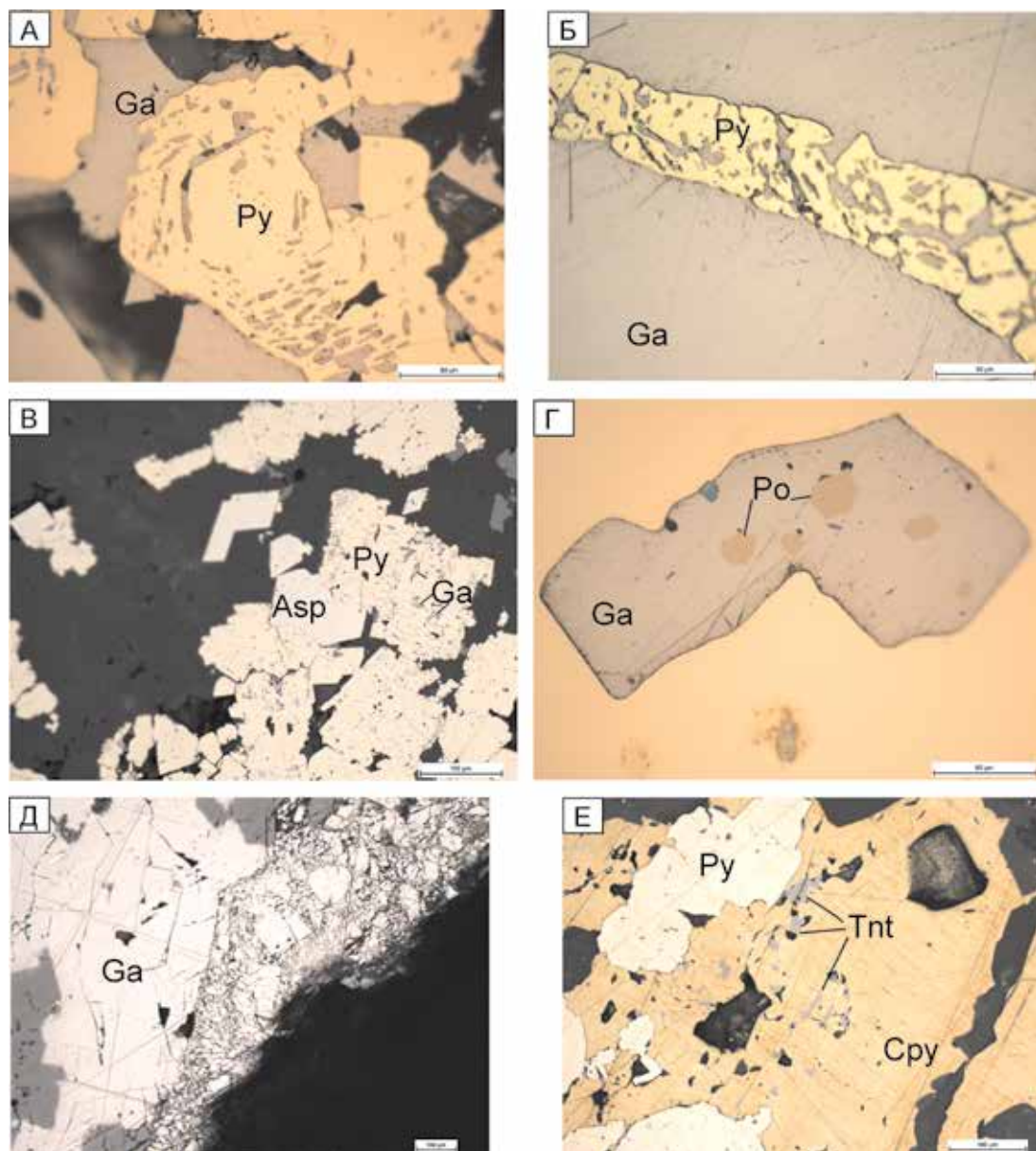


Рис. XVI. Взаимоотношения минералов в рудах Воронцовского месторождения. А-Г - Обр.Вр124-5. Мраморизованный известняк с гнездами сульфидов: А-Б - галенит закономерно и не закономерно «съедает» пирит; В - пирит корродирован галенитом, а арсенопирит - нет; Г - галенит с включениями кристаллов пирротина; Д - катаклазированный галенит в брекчированном туфе, обр.Вр131; Е - закономерные включения блеклой руды в халькопирите, колчеданоподобная руда, обр.139-3

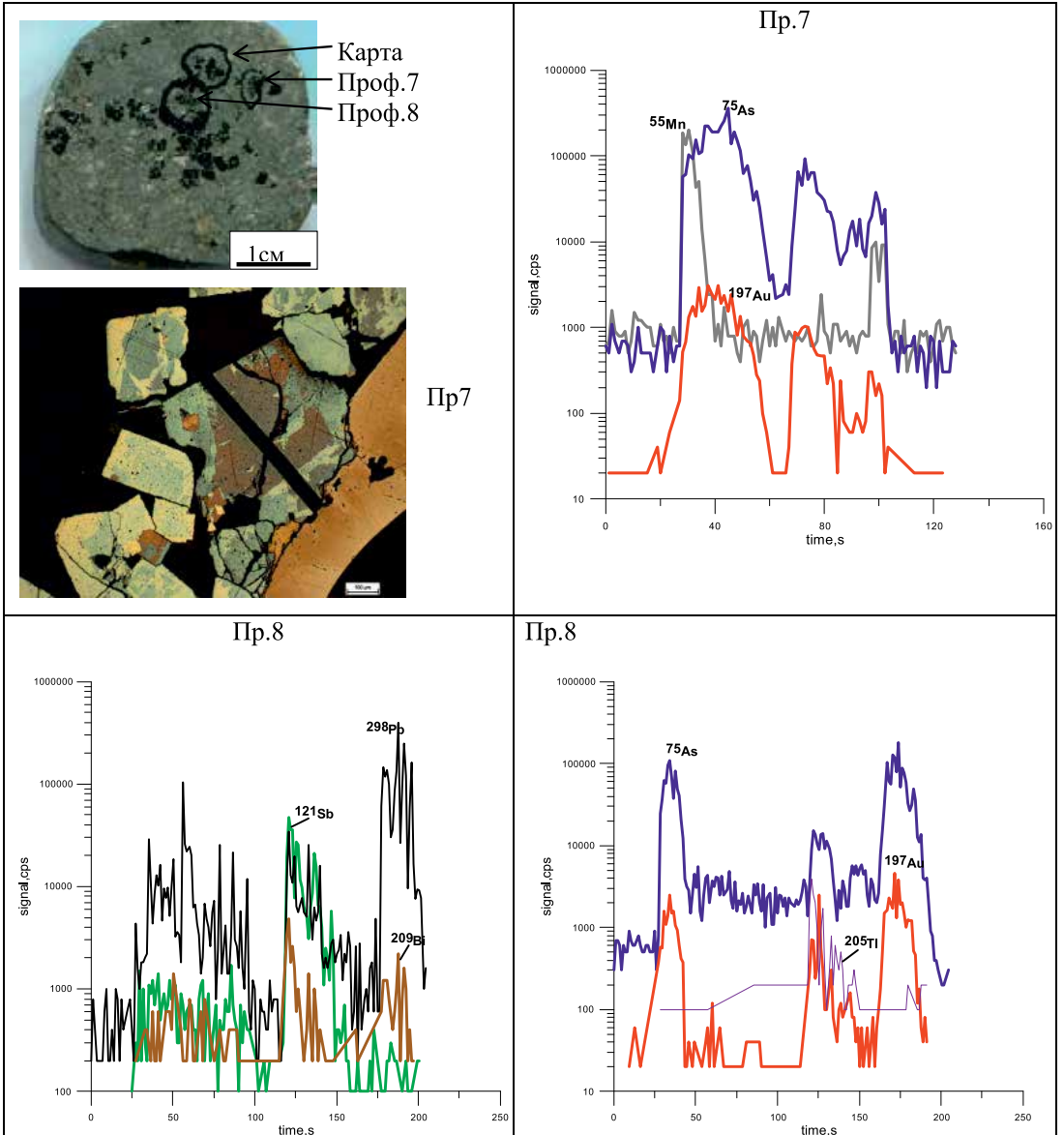


Рис. XVII. Элементы-примеси в пирите. Скарн, Вр5-3-аншиф 2.5x2.5см (профиль 7 и 8). Co, Ni, Ag, Te, Hg – не обнаружены. Пики  $^{197}\text{Au}$  совпадают с пиками  $^{75}\text{As}$ , и в профиле 8 имеется пик  $^{205}\text{Tl}$ , совпадающий и с  $^{197}\text{Au}$  и с  $^{205}\text{Pb}$ ,  $^{209}\text{Bi}$ ,  $^{121}\text{Sb}$ , повышенные концентрации которых могут быть обусловлены включениями Pb-Sb-сульфоселей (карту распределения элементов см. на рис. XLI).



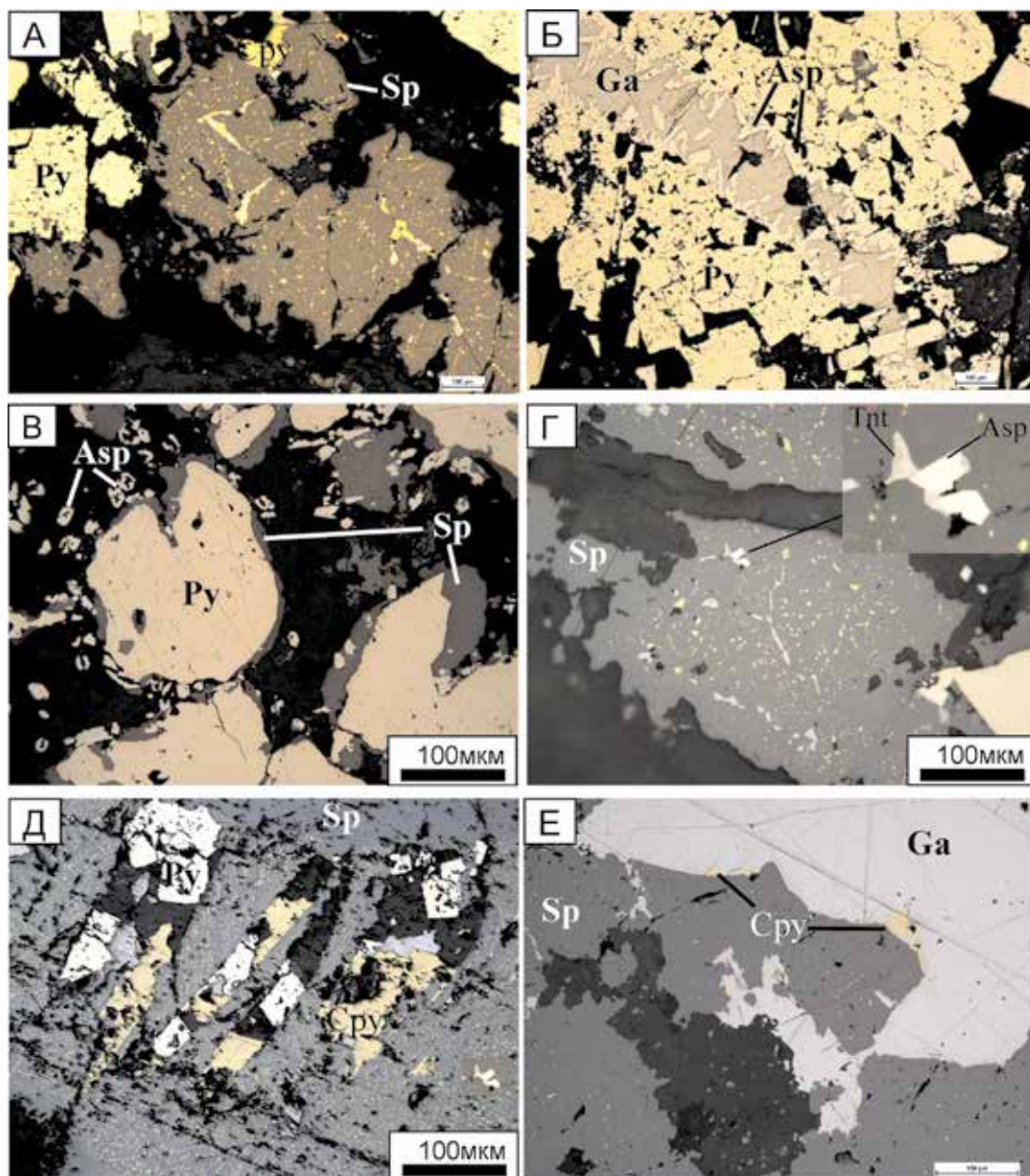


Рис. XVIII. Микрорастания минералов полисульфидной ассоциации (аналог скарновой). А - сфалерит с «эмульсией» халькопирита и включениями галенита из внешней зоны «почки»; Б - «Почка» пересекается галенит-арсенипиритовым прожилком, обр.Вр89; В - сфалерит окаймляет пирит и ассоциирует с футляровидными кристаллами арсенипирита, обр.Вр10-7; Г - сфалерит содержит «эмульсию» халькопирита и реакционный теннантит на границе с кристаллами арсенипирита (см. врезку), обр.Вр10-7; Д - сульфидные псевдоморфозы по удлиненным призматическим кристаллам железосодержащего силиката, заключенные в сфалерит, Вр10-18; Е - локализация халькопирита на контакте сфалерита и галенита, Вр118-2

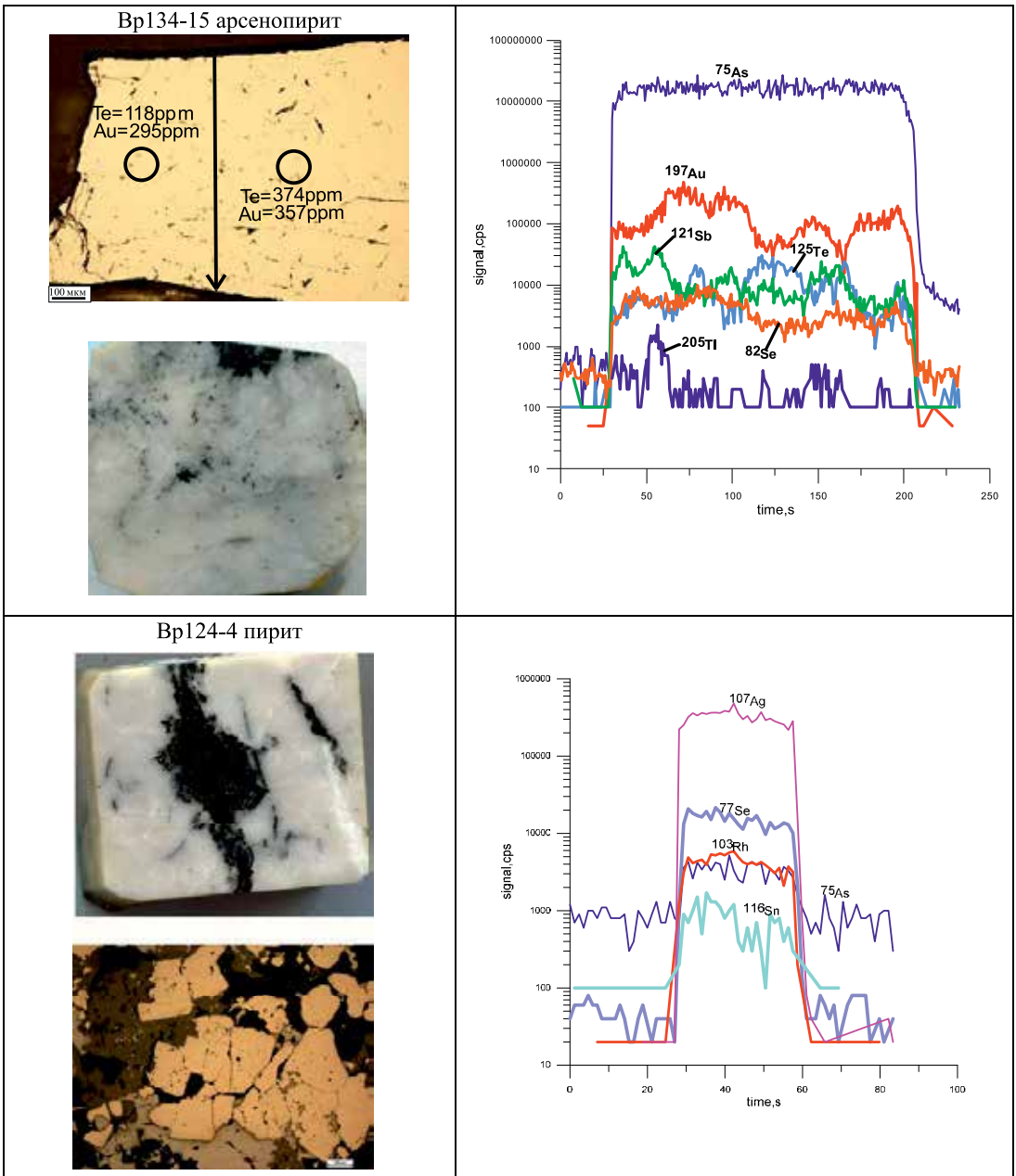


Рис. XIX. Воронцовское месторождение. Профили лазерной абляции пирита и арсенопирита из мраморизованной породы (скарноид). Обр. Вр134-15 – арсенопирит в мраморе с тонкоигольчатой вкрапленностью арсенопирита и с сульфосолями по микропрожилкам. Co, Ni, Ag, Hg, Tl – не обнаружены. Au распределено зонально по профилю, также, как и Sb и Te, но корреляции между пиками содержаний этих элементов по профилю нет (карту распределения элементов см. на рис. XLII). Обр. Вр124-4, профиль 32, пирит: As – 0.2 мас%, Ag – до 11 ppm, Au – до 3 ppm, остальные элементы – более низкие равномерные содержания.

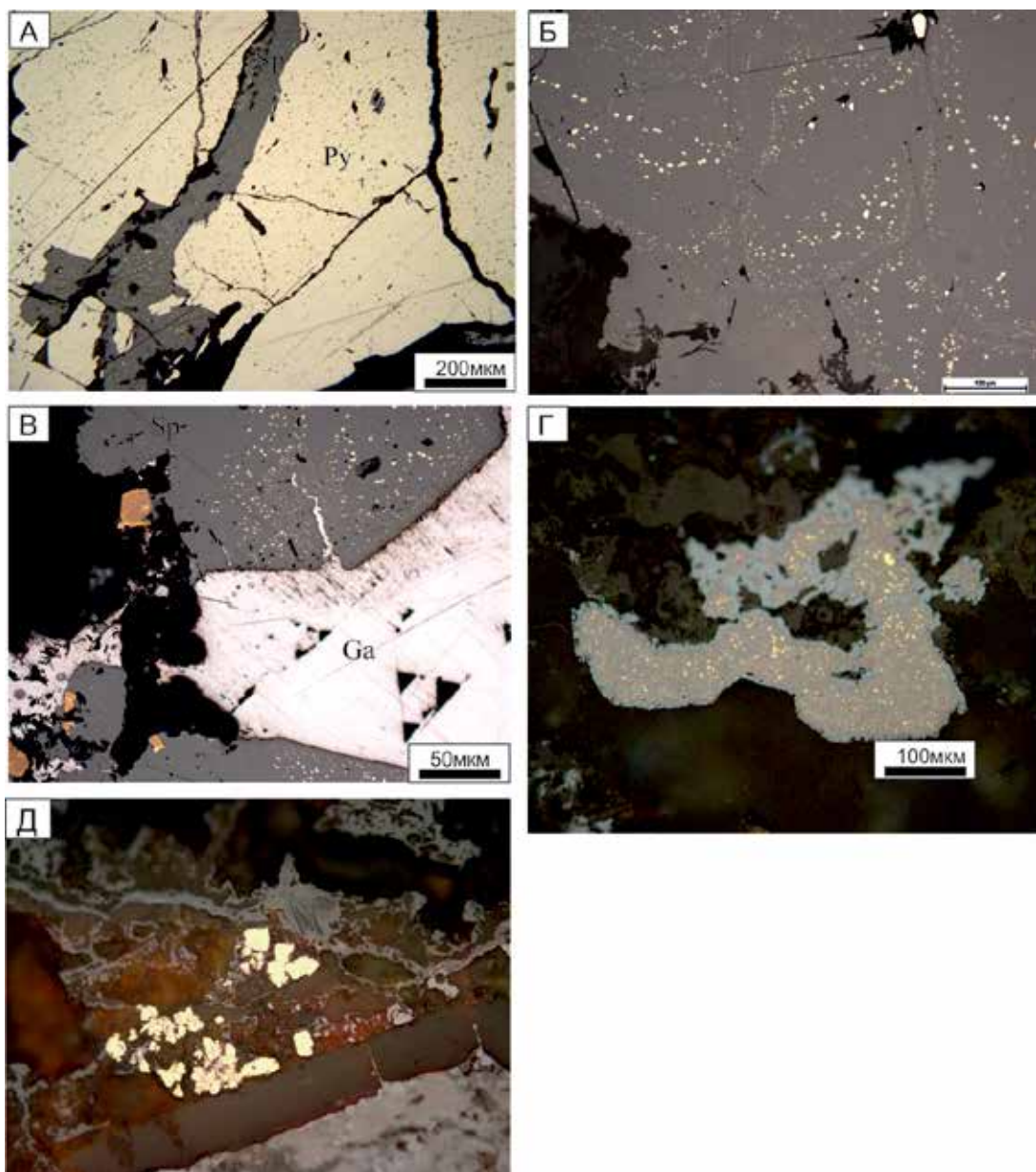


Рис. XX. Срастания сфалерита с другими минералами в скарноидах. А - микропрожилок сфалерита, насыщенного "эмульсией" халькопирита, пересекает агрегат пирита, обр. Вр9-4; Б - зональное распределение эмульсиевидной вкрапленности халькопирита в сфалерите, обр. Вр131; В - галенит по микротрещинке проникает в сфалерит, в котором эмульсиевидная вкрапленность халькопирита концентрируется в приконтактной зоне с галенитом, обр.Вр143-1а. Г-Д - обр. Вр9-2 - гранатовый скарн из зоны гипергенеза: Г - сфалерит, обогащенный "эмульсией" халькопирита с каймой ковеллина; Д - самородная медь в продуктах окисления



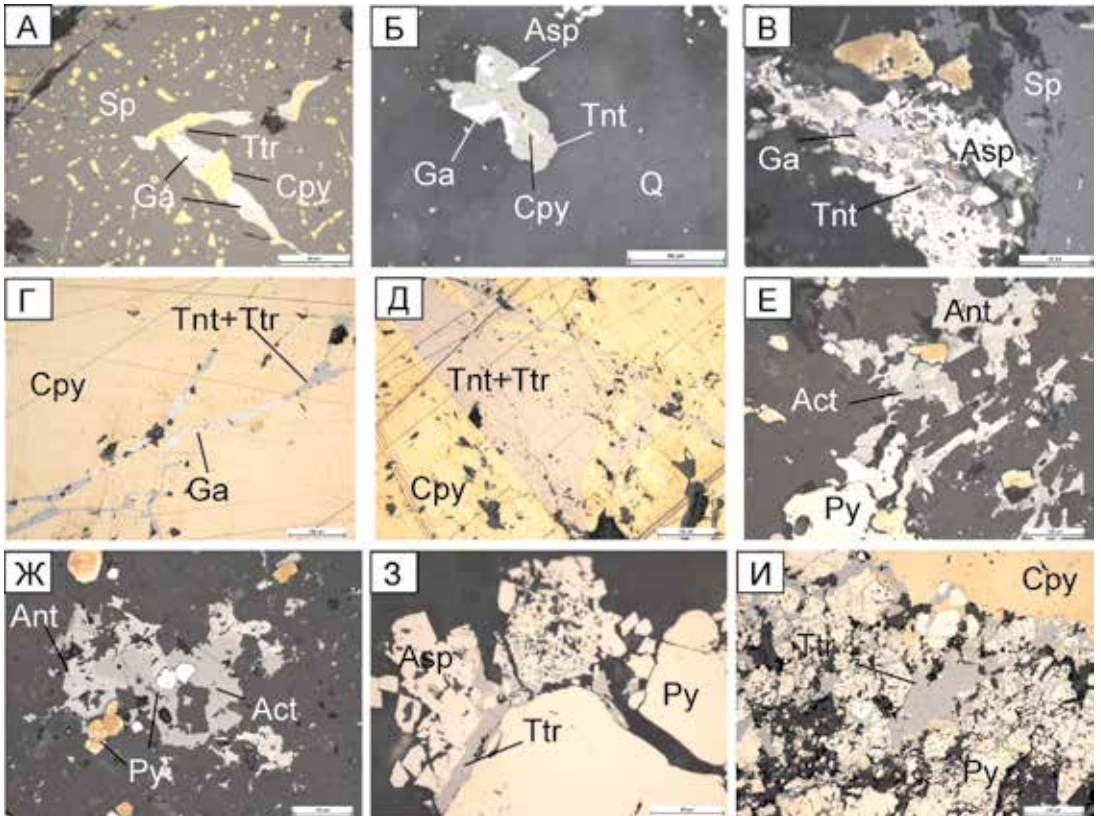


Рис. XXI. Срастания блеклой руды в полисульфидных рудах месторождения. обр.Вр89 - колчеданоподобное образование: А - тетраэдрит (Ttr) в срастании с халькопиритом (Cpy) и галенитом (Ga) в микровключениях в сфалерите (Sp); обр.Вр118-2 - полисульфидно-карбонатно-кварцевая жила: Б - халькопирит (реликты?) в центре зерна теннантита (Tnt), по периферии которого галенит и арсенопирит, В - агрегат галенита и теннантита замещают арсенопирит; Г-Д - прожилки блеклой руды (Tnt+Ttr) в массивной халькопиритовой жиле, обр.Вр122; Е-Ж - акташит (Act) в поздних брекчиях с антимонитом и реальгаром, обр.Вр123; З - тетраэдрит+буланжерит цементируют катаклазированный арсенопирит, обр.Вр131-2 - карбонатная брекчия; И - катаклазированный пирит цементируется тетраэдритом, который, вероятно, замещает халькопирит, обр.Вр139-2, скарноид

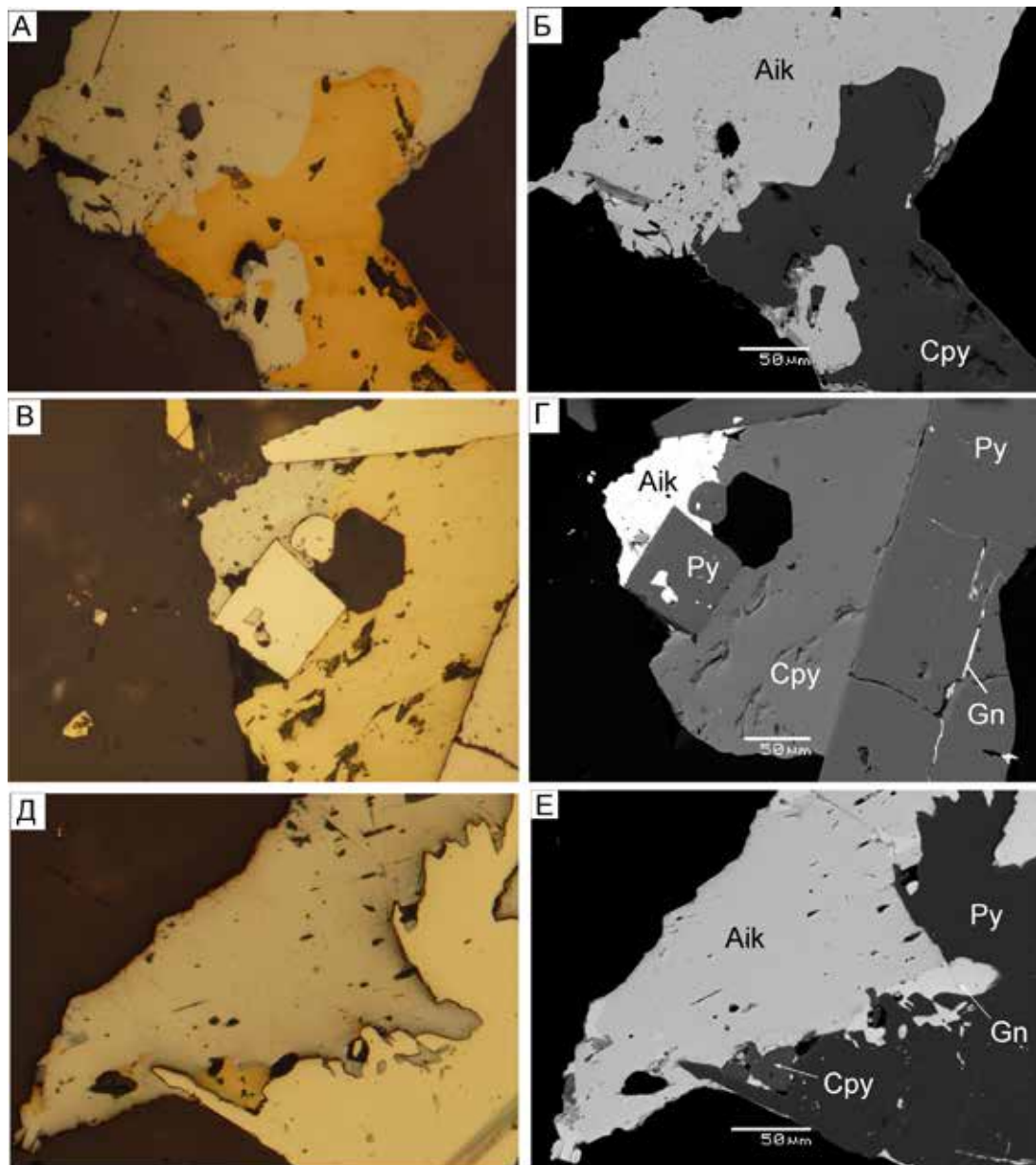


Рис. XXII. Взаимоотношения айкинита с сульфидами (халькопирит, галенит, пирит) в сульфосолюно-полиметаллической ассоциации джасперитов. а, в, д – отраженный свет, б, г, е – BSE



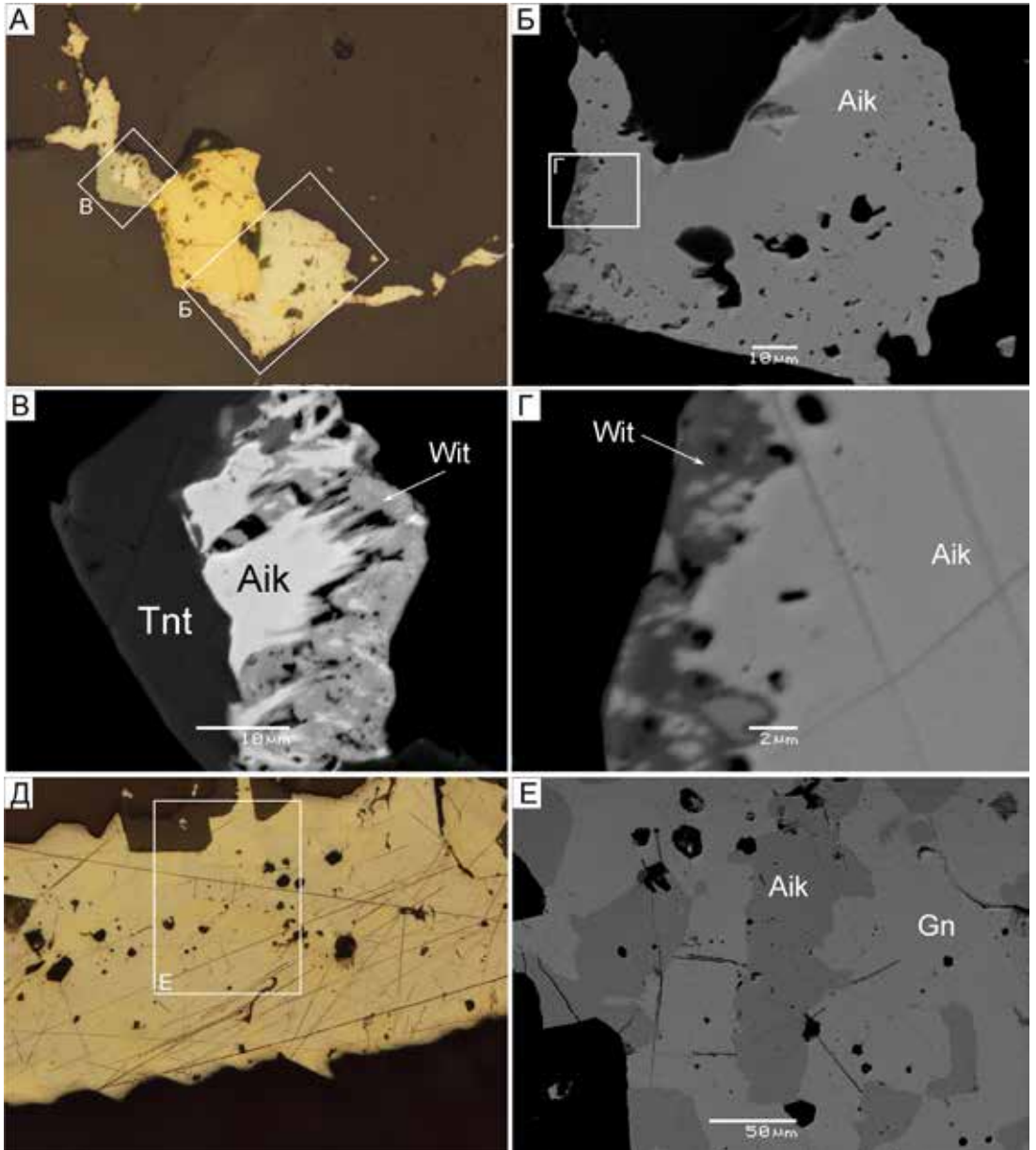


Рис. XXIII. Срастания айкинита с теннантитом и халькопиритом (а-г) – в айкините присутствуют пламенивидные и ажурные выделения виттехинита (в,г), и с галенитом (д,е) в сульфосольно-полиметаллической ассоциации джаспероидов. а,д – отраженный свет, б-г,е – BSE

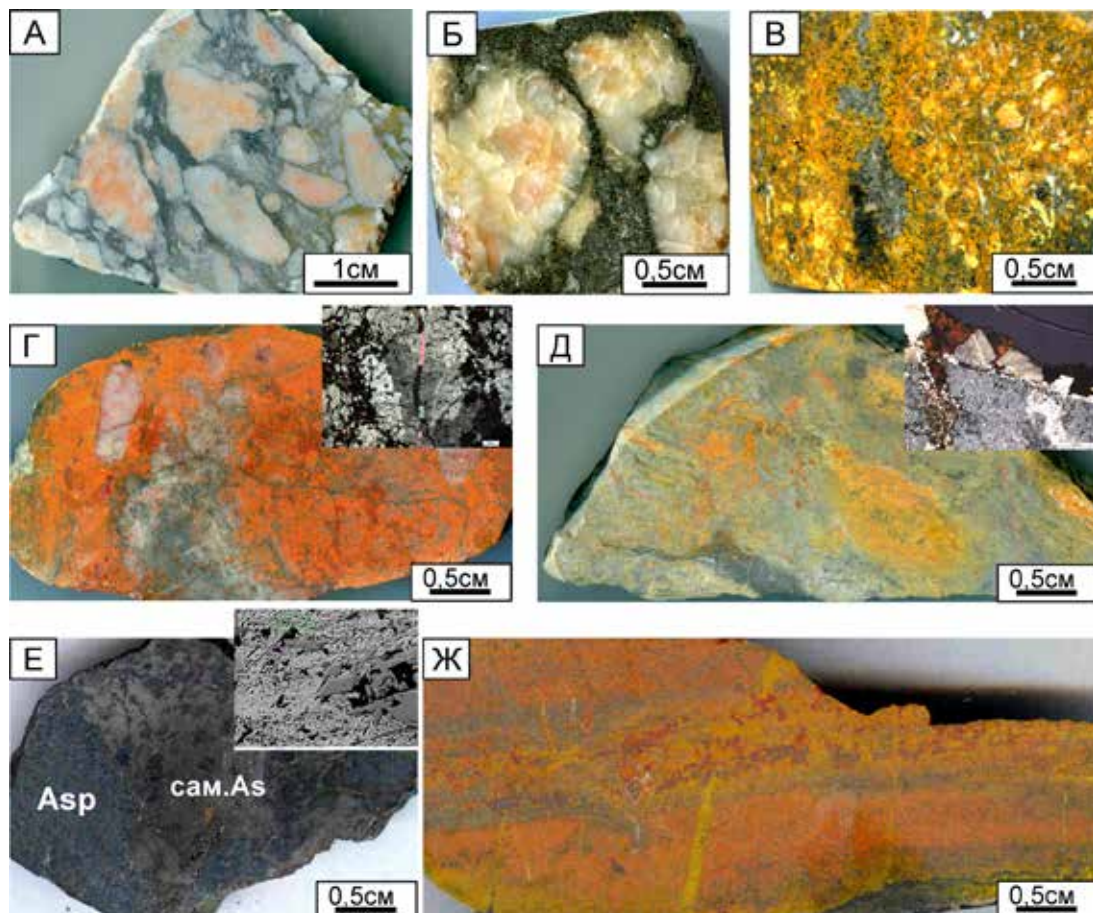


Рис. XXIV. Руды с золото-пирит-реальгаровой ассоциацией. А-Б - известняковые брекчии с карбонатными обломками, "пропитанными" аурипигментом и реальгаром, обр. Вр139-4 и Вр11-8; В - мелкообломочная порода, "пропитанная" аурипигментом и реальгаром и содержащая вкрапленность зональных кристаллов пирита, антимонита, блеклой руды и сфалерита, обр. Вр123; Г - карбонатная брекчия, "пропитанная" реальгаром с вкрапленностью золота, сульфидов и минералов таллия, обр. Вр128-1; Д - аргиллизированная порода с "пятнами" и зональными прожилками: (от контакта к центру) аргиллизит → кварц → карбонат → реальгар (фото-врезка), обр. Вр135-2; Е - окварцованная и аргиллизированная порода, насыщенная тонкой вкрапленностью игольчатого арсенопирита, которая пересекается и цементируется самородным мышьяком (фото-врезка), ассоциирующим с самородным золотом, обр. Вр1-2; Ж - карбонатизированная слоистая порода, "пропитанная" агрегатом реальгар+аурипигмент и вдоль слоев содержащая вкрапленность пирита и антимонита, обр. Вр11-3

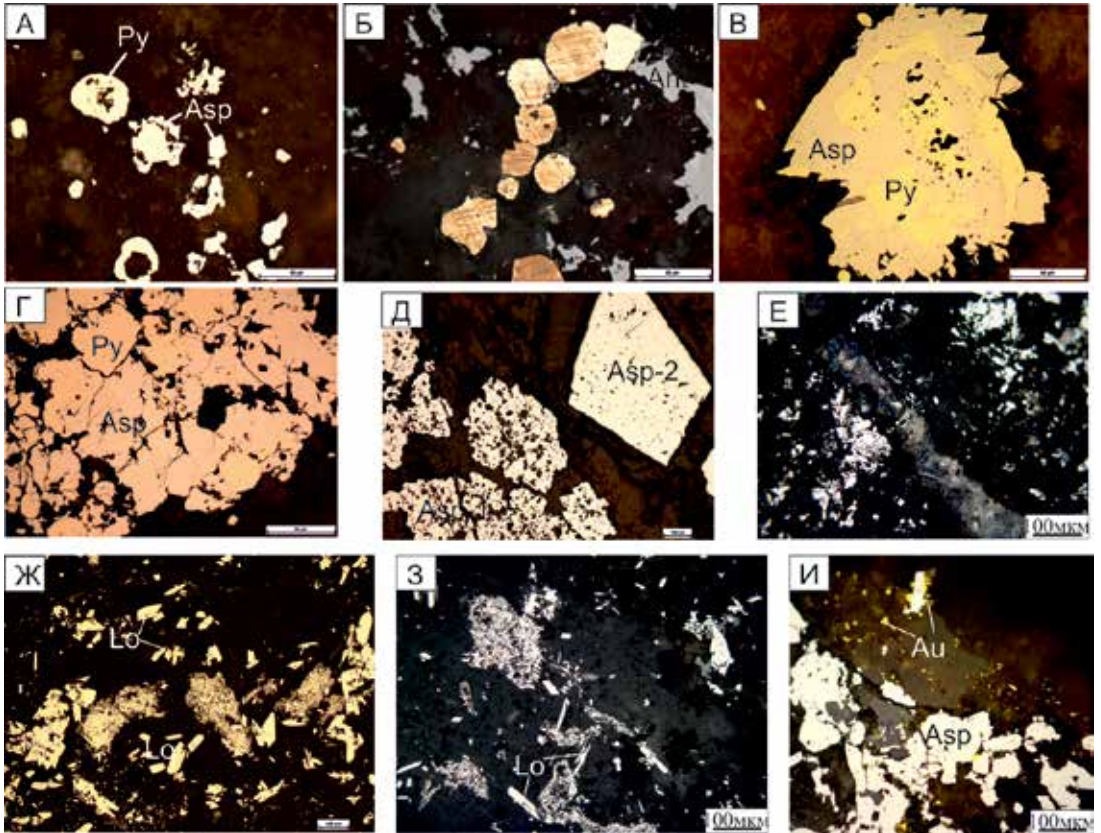
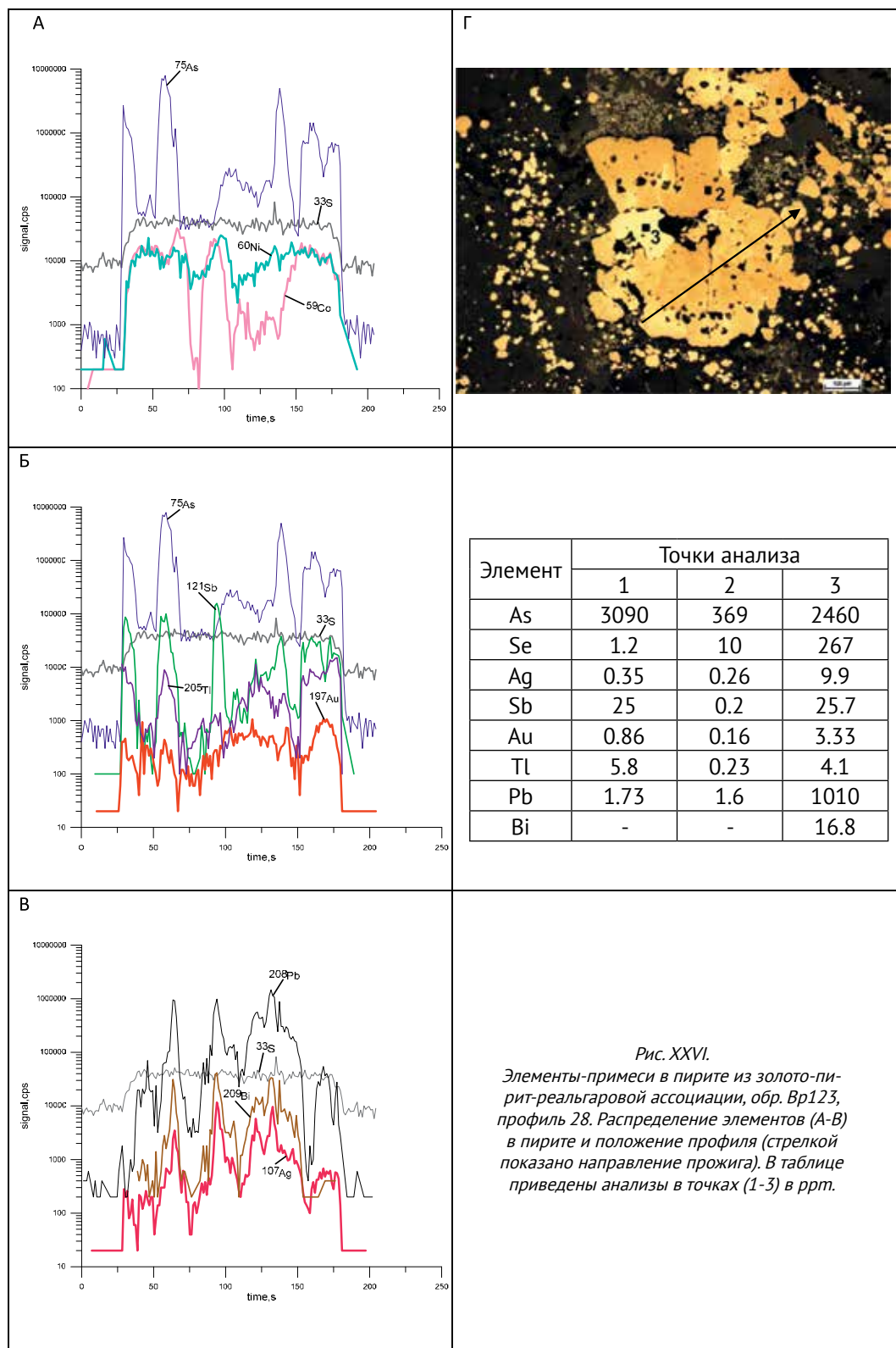


Рис. XXV. Пирит и арсенопирит в рудах с золото-пирит-реальгаровой минерализацией. А - сферические реликты пирита обрастаются кристаллами арсенопирита, обр. Вр-1; Б - идиоморфные кристаллы пирита с решетчатым строением цементируются антимонитом, обр. Вр123а; В - арсенопирит «съедает» пирит по зонам в карбонатной породе, «пропитанной» реальгаром, обр. Вр128-3; Г - пирит цементируется арсенопиритом без реакционного замещения, обр. Вр-1; Д - две генерации арсенопирита: 1 - с неровными гранями с реликтами вмещающих пород и 2 - идиоморфные кристаллы с ровными гранями, обр. Вр-1; Е - прожилок самородного мышьяка пересекает агрегат кристаллов арсенопирита, обр. Вр1-2; Ж - разнокристаллический арсенопирит и леллингит между ним, обр. Вр1-5; З - агрегаты ромбического сечения, сложенные мелкокристаллическим арсенопиритом и между ними - идиоморфные кристаллы леллингита, обр. Вр1-4; И - мышьяковистый арсенопирит в сростании с самородным золотом, обр. Вр10-8





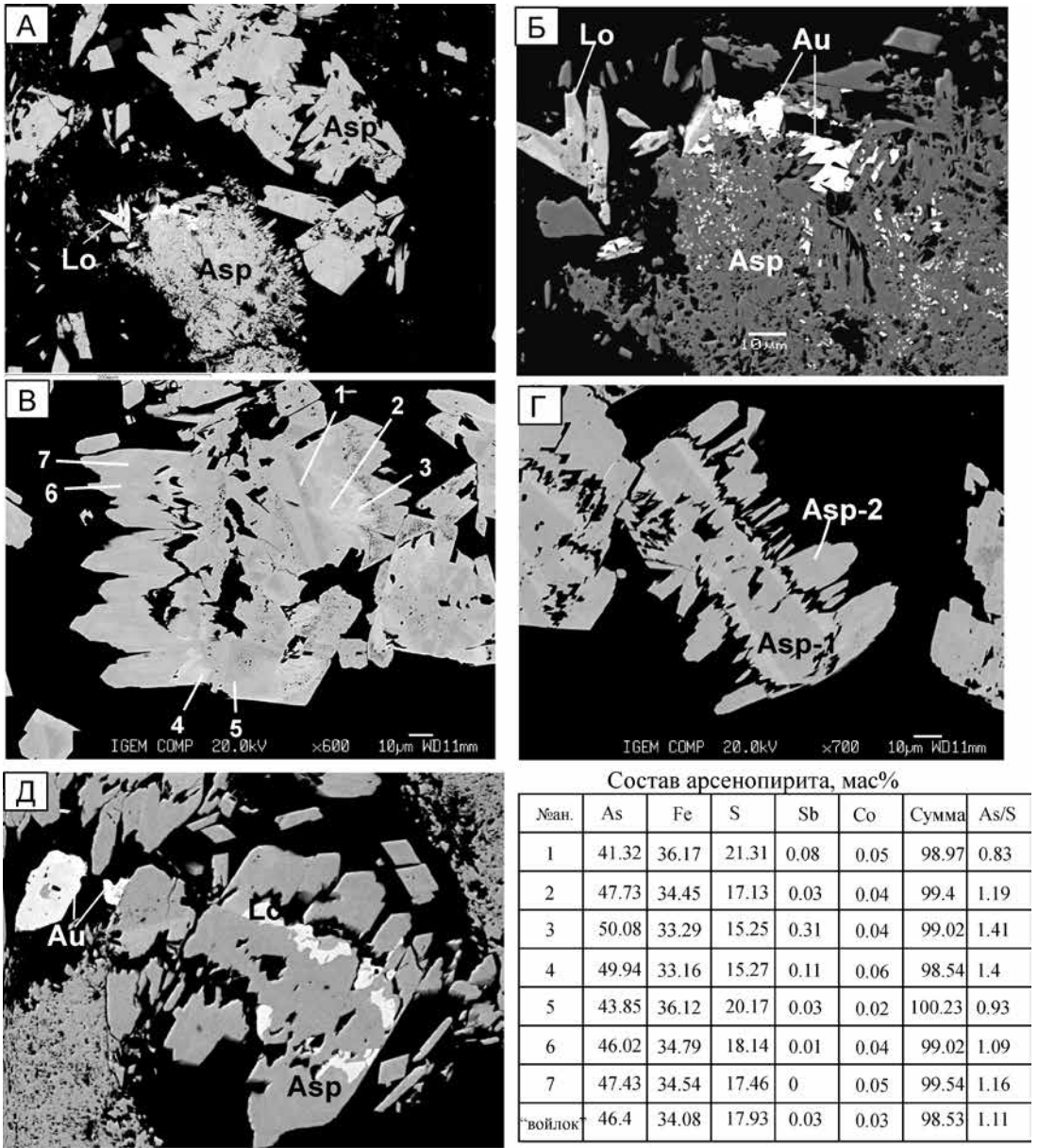


Рис. XXVII. Золото-пирит-реальгаровая ассоциация. Срастание арсенопирита разного состава и морфологии. А-Б - агрегат идиоморфных параллельно-шестоватых кристаллов арсенопирита и войлокоподобный агрегат тонкоигльчатого арсенопирита с обильной интерстициальной вкрапленностью самородного золота и иголок леллингита на периферии, В-Г - обрастание призм более раннего сернистого (более темный на фото) арсенопирита (Asp-1) ортогональными агрегатами параллельно шестоватых зональных мышьяковистого арсенопирита (Asp-2, табл.) (А-Г - обр. Вр1-5); Д - леллингит (светлая зона) и самородное золото в арсенопирите, обр. Вр1-3. Фото на Jeol JXA-8200 режим BSE, Е.В.Ковальчук

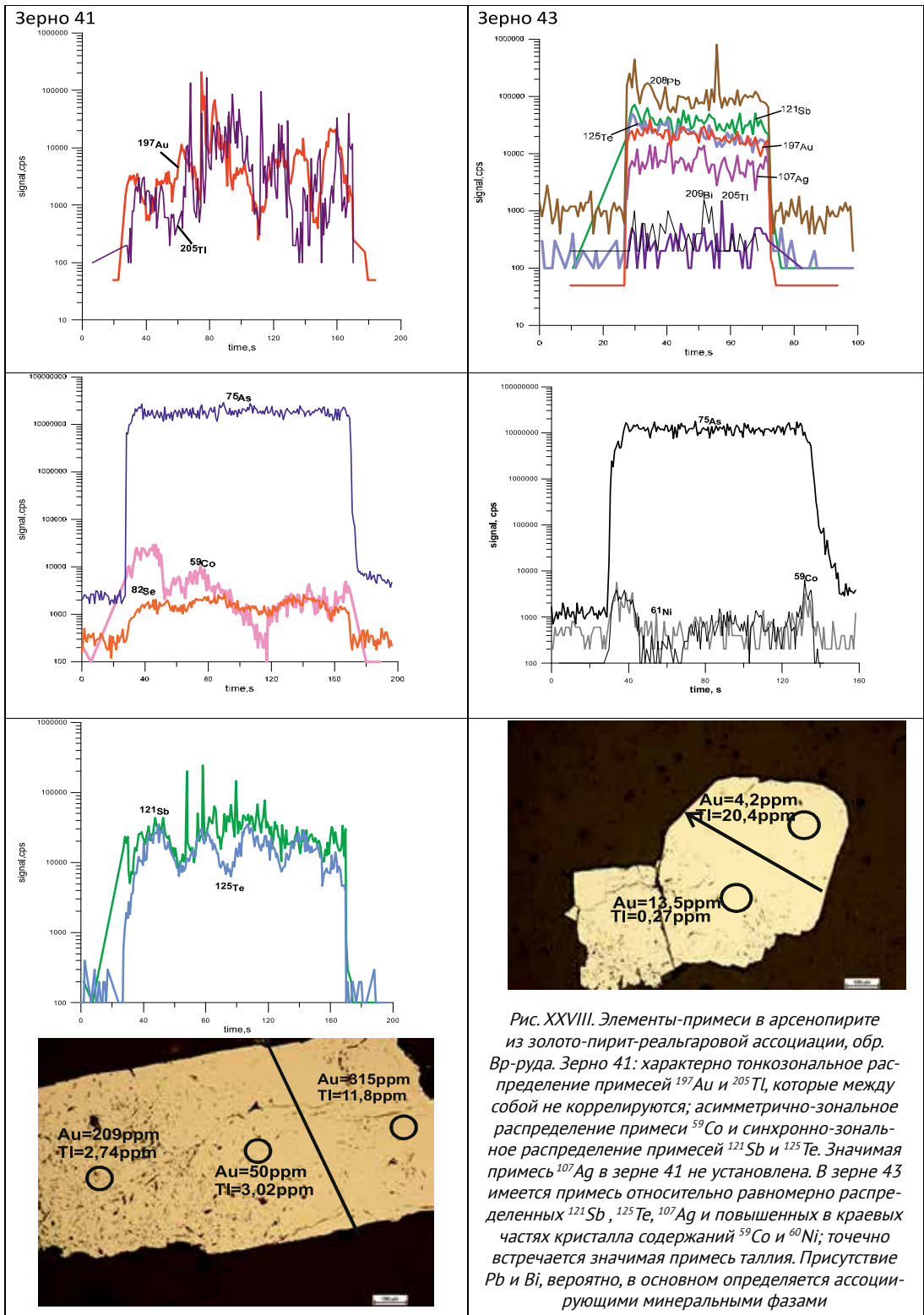


Рис. XXVIII. Элементы-примеси в арсенипирите из золото-пирит-реальгаровой ассоциации, обр. Вр-руда. Зерно 41: характерно тонкозональное распределение примесей  $^{197}\text{Au}$  и  $^{205}\text{Tl}$ , которые между собой не коррелируются; асимметрично-зональное распределение примесей  $^{121}\text{Sb}$  и  $^{125}\text{Te}$ . Значимая примесь  $^{107}\text{Ag}$  в зерне 41 не установлена. В зерне 43 имеется примесь относительно равномерно распределенных  $^{121}\text{Sb}$ ,  $^{125}\text{Te}$ ,  $^{107}\text{Ag}$  и повышенных в краевых частях кристалла содержаний  $^{59}\text{Co}$  и  $^{60}\text{Ni}$ ; точно встречается значимая примесь таллия. Присутствие  $\text{Pb}$  и  $\text{Bi}$ , вероятно, в основном определяется ассоциирующими минеральными фазами

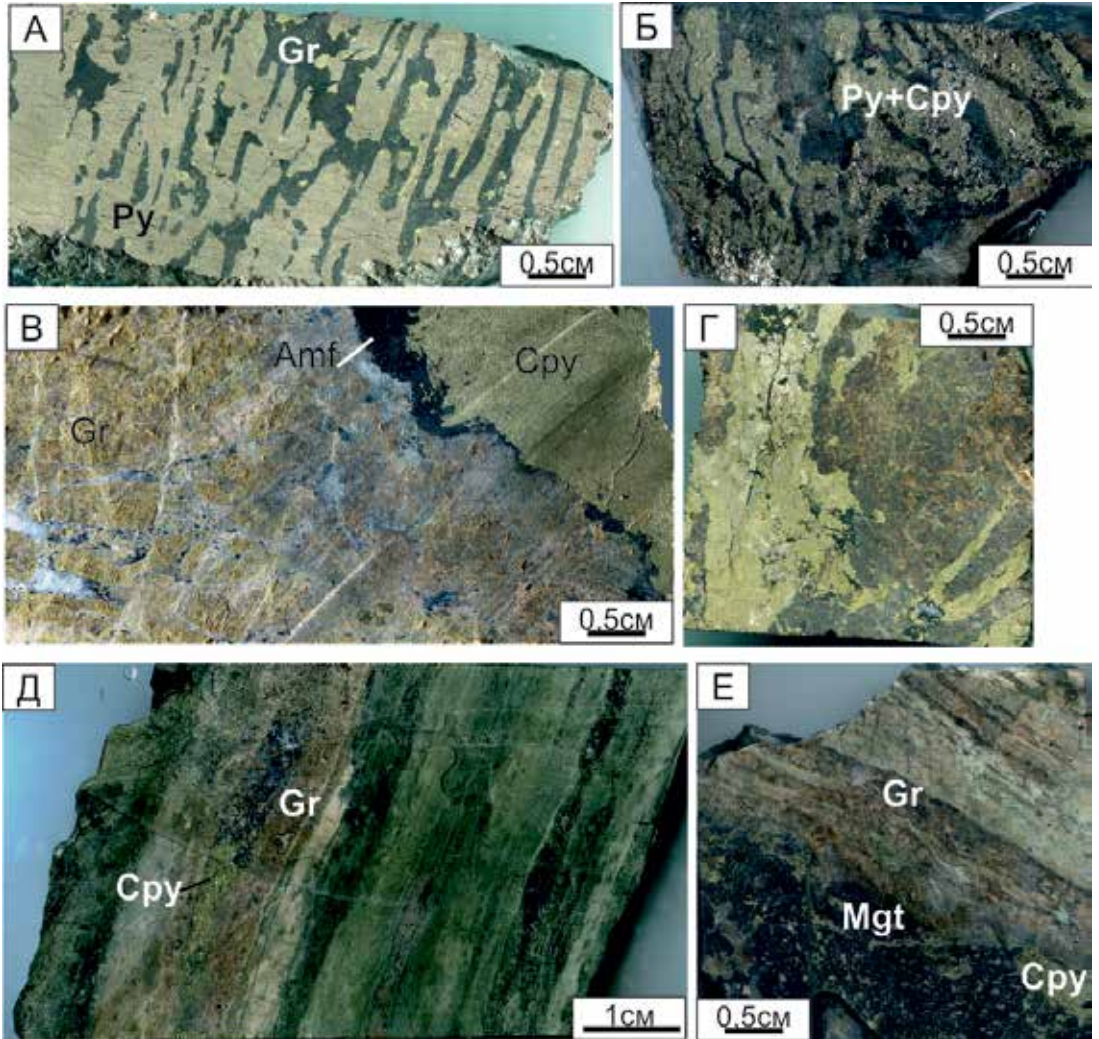


Рис. XXIX. Строение руд Вадимо-Александровского месторождения. А - срастание пирита и граната, имеющие необычный "графический" облик, обр. ВА-2; Б - агрегаты пирит+халькопирит графического облика в силикатной матрице, обр. ВА14/249.2; В - халькопирит-гранатовый скарн зонального строения (черное - зона амфибола), обр. ВА14/270.7; Г - концентрическое образование с гранатом в центре и халькопирит+борнит вокруг, обр. ВА-1; Д - слоистая окварцованная мелкообломочная порода с зоной халькопирит-гранатового скарна, развитого по обогащенному карбонатом прослою, обр. ВА16/150,2; Е - скарн полосчатого строения с линзой магнетита с просечками халькопирита и магнетит цементирует гранат, обр. ВА21/216



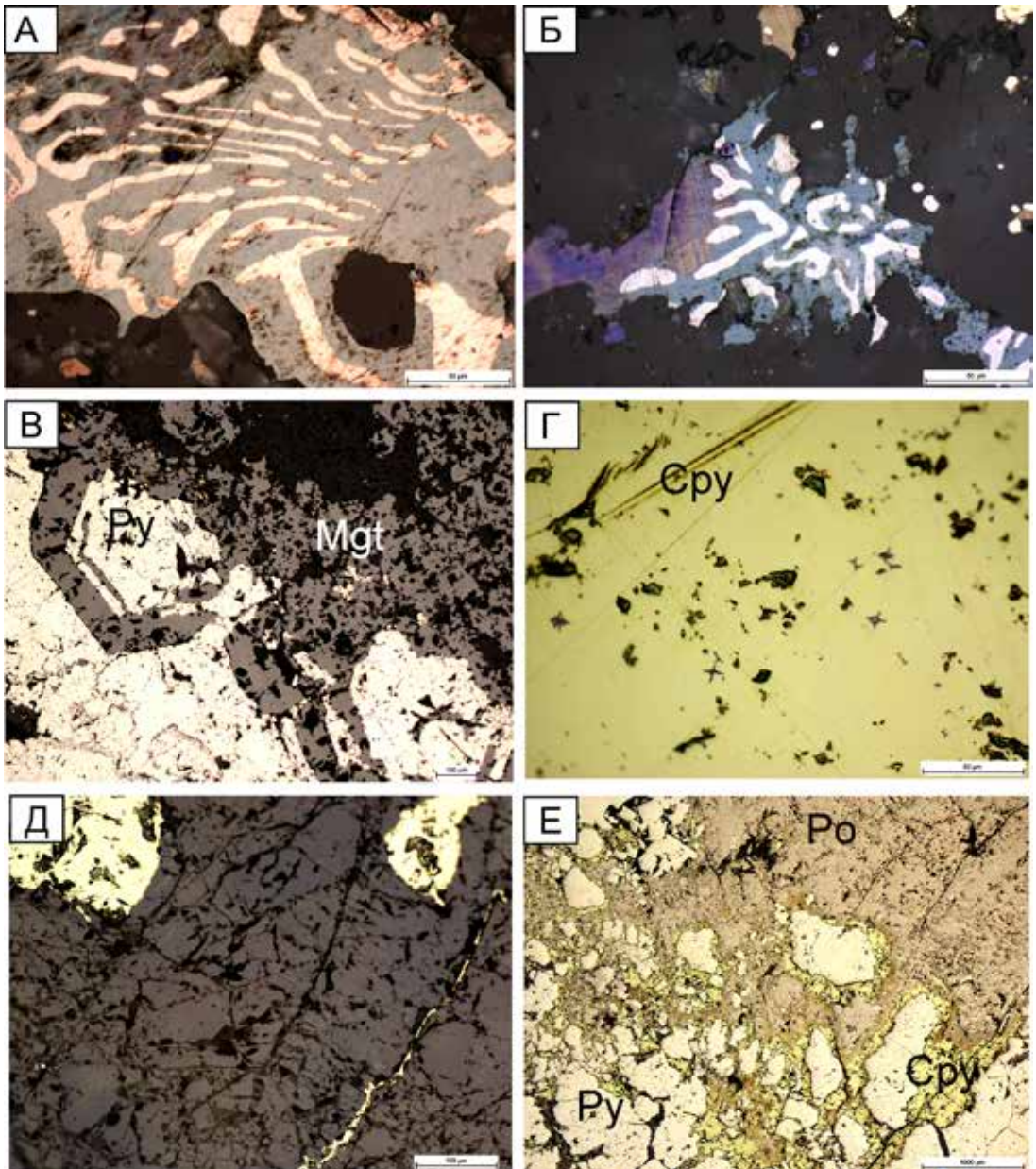


Рис. XXX. Микровзаимоотношения минералов руд Вадимо-Александровского месторождения. А - симплектиты галенита в теннантите, обр.ВА-3; Б - симплектиты галенита в борните, обр.ВА-1; В - кристаллографически-зональное чередование пирита и магнетита, обр.ВА8-401.8; Г - "звездочки" сфалерита в халькопирите, обр.ВА10-303.6; Д - микропрожилки халькопирита в гранате, обр.ВА10-303.6; Е - переходная зона брекчиевого строения (пирит цементируется халькопиритом и пирротинном) к пирротинному центру сферического образования, обр. ВА10-305



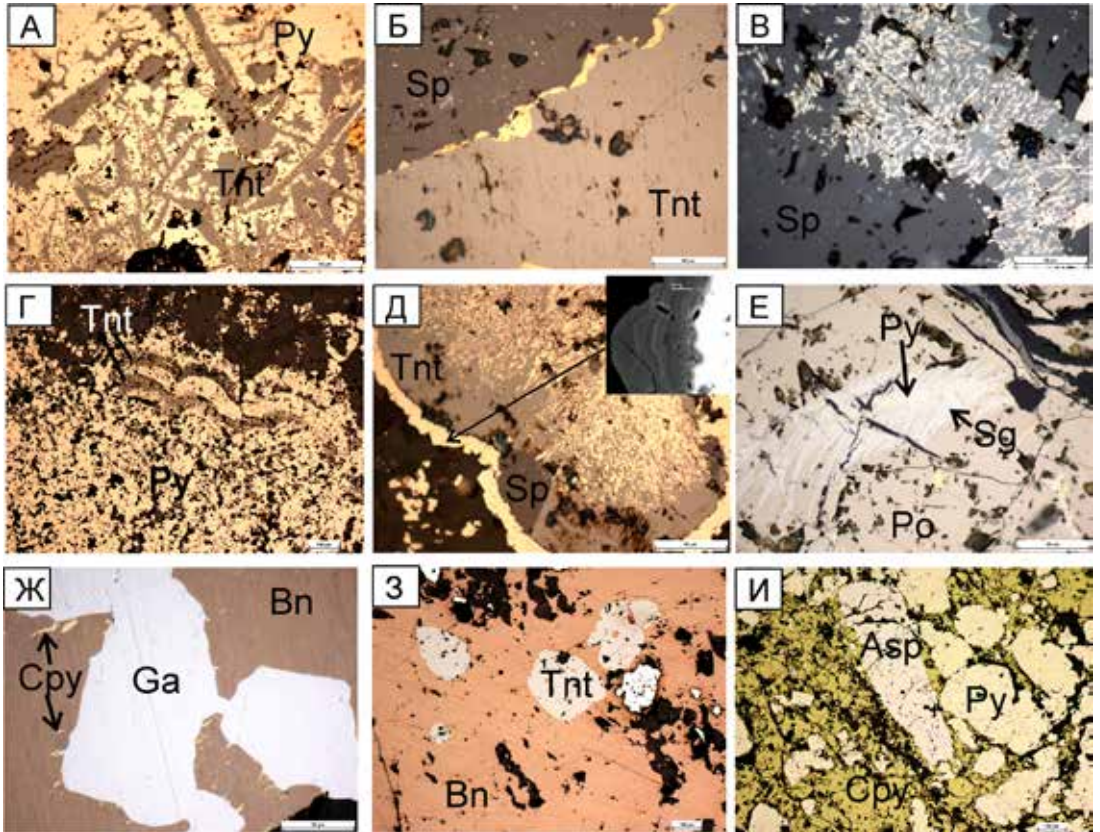


Рис. XXXI. Детали взаимоотношений минералов медных руд Вадимо-Александровского месторождения. А-Д - об-разец массивных сульфидных руд: А - каркасно-пластинчатое строение теннантит-пиритового агрегата; Б - халь-копирит по контакту теннантита (Tnt) и сфалерита (Sp); В - дендриты пирита в теннантите, который цементируется сфалеритом; Г - зональные почки пирита и теннантита; Д - почка с внешней зоной мышьяковистого пирита (белое, на врезке - темно-серое тонкозональное, СЭМ) и далее - зоной теннантита и дендритами пирита; Е - зигенит (Sg) около прожилка пирита в пиритине, обр.ВА14-269.9; Ж - галенит и лейсты халькопирита в борните (Bn), обр.ВА-1; З - изометричные включения теннантита в борните, обр.ВА-1; И - арсенопирит и пирит цементируются халькопиритом, обр.ВА10-307.4

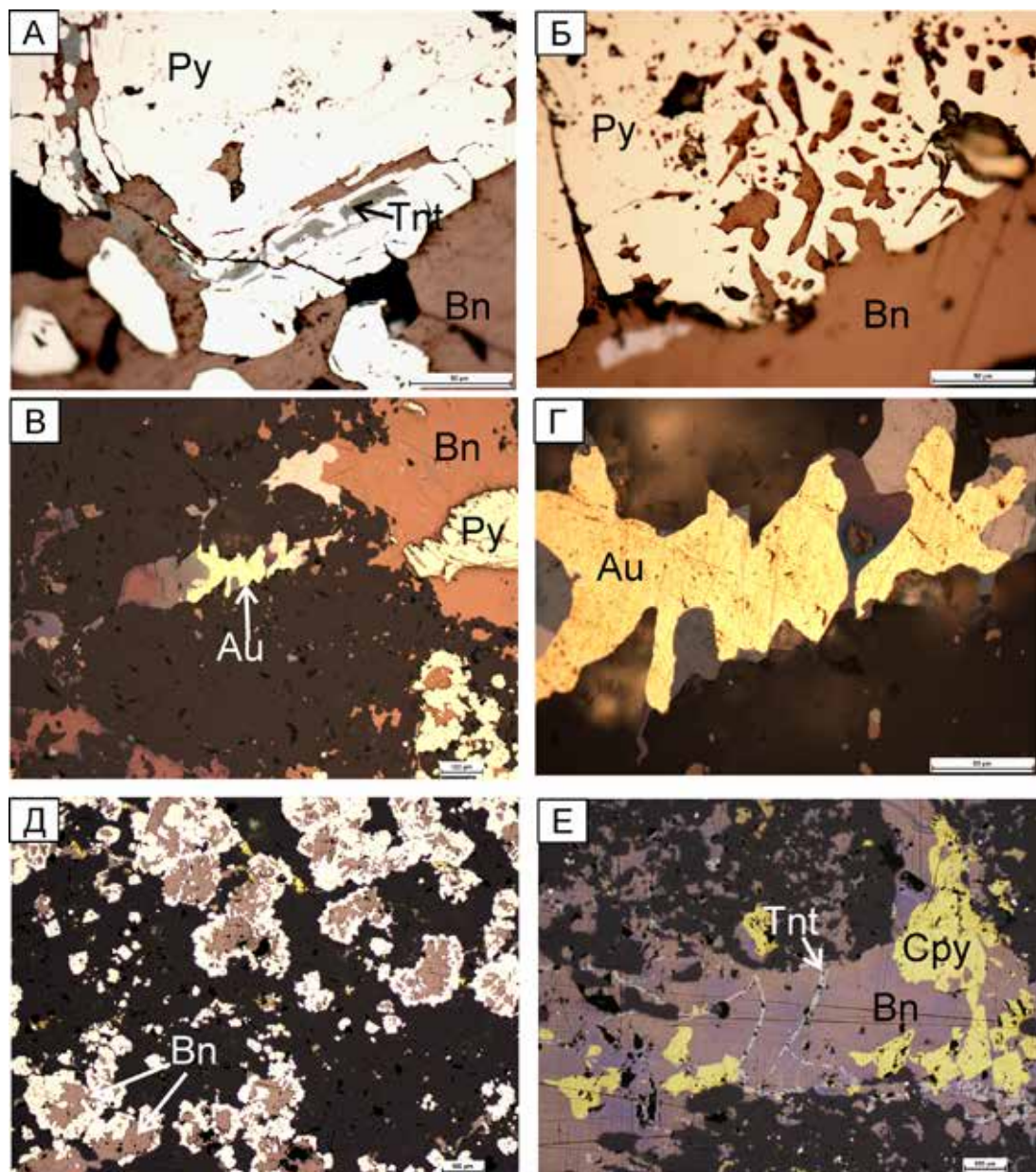
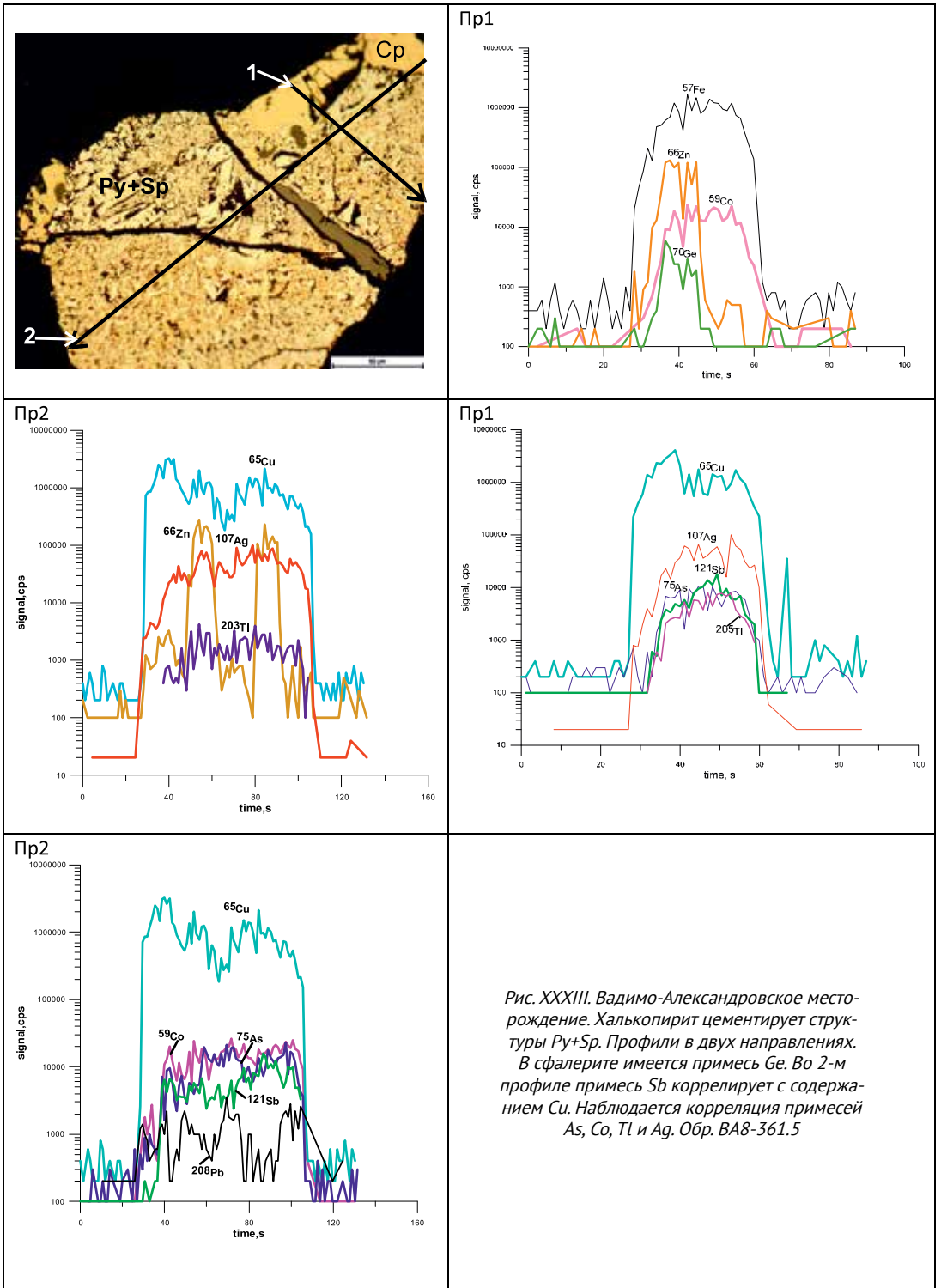


Рис. XXXII. Микровзаимоотношения минералов руд Вадимо-Александровского месторождения: А - замещение пирита борнитом и теннантитом по зонам роста; Б - графическое замещение пирита борнитом, В,Г - самородное золото в сростании с борнитом и галенитом, обр. ВА-3; Д - борнит зонально обрастается кристаллами пирита, Е - борнит с микропрожилками теннантита и халькопирита, обр. ВА-II-1



*Рис. XXXIII. Вадимо-Александровское месторождение. Халькопирит цементирует структуры Py+Sp. Профили в двух направлениях. В сфалерите имеется примесь Ge. Во 2-м профиле примесь Sb коррелирует с содержанием Cu. Наблюдается корреляция примесей As, Co, Tl и Ag. Обр. BA8-361.5*



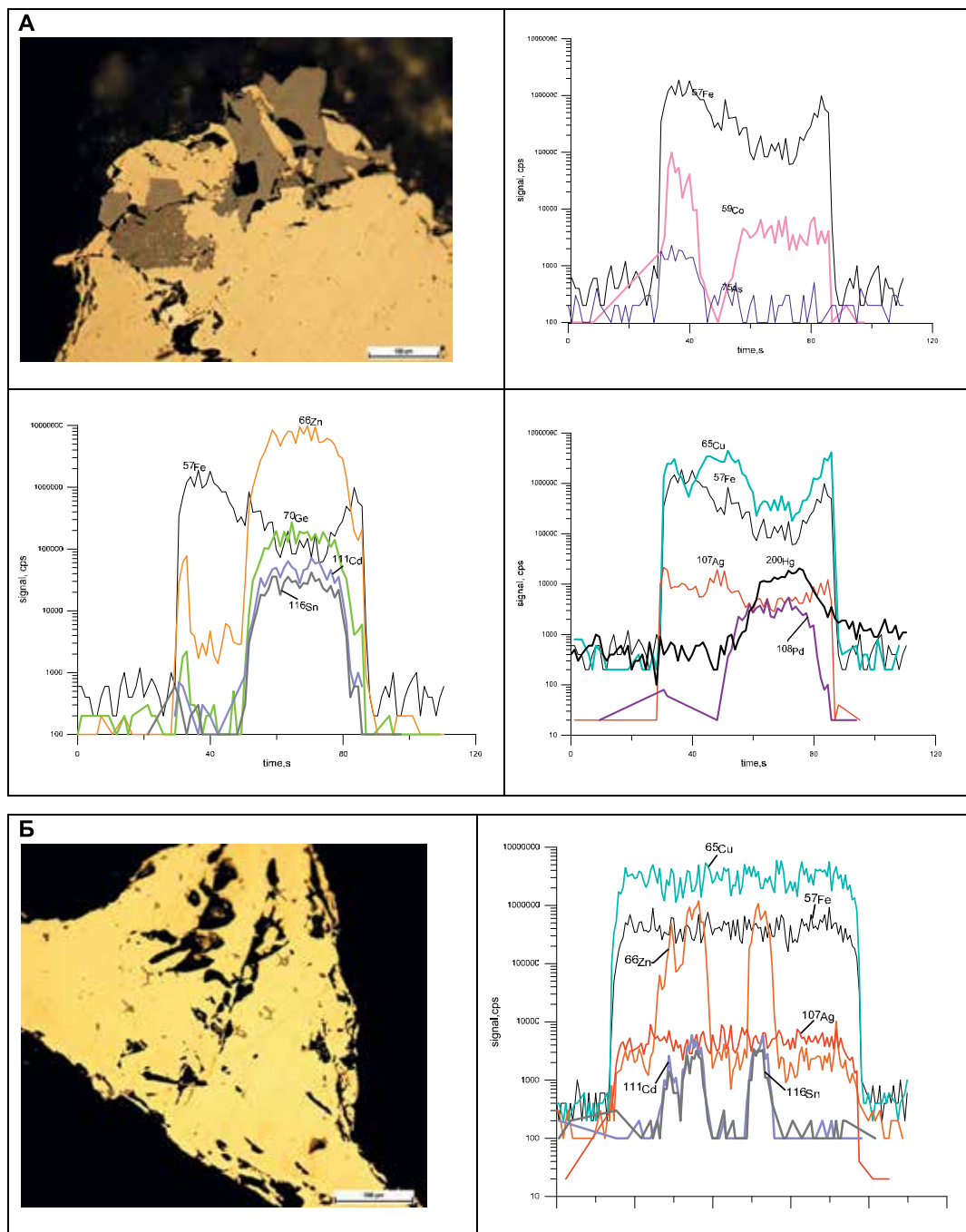


Рис. XXXIV. Вадимо-Александровское месторождение. А - Халькопирит с включениями сфалерита, кристаллов пирита и магнетита по периферии зерна халькопирита. В сфалерите примеси Ge, Cd, Sn, Hg и возможно Pd; в халькопирите – Ag, а в пирите – Co и As. Обр. ВА14-270.7.

Б - Халькопирит со “звездочками” сфалерита, которые фиксируются пиками содержаний Zn на профиле; синхронно появляются небольшие пики повышенных содержаний Cd и Sn, которые, по-видимому изоморфны Zn. Ag постоянно присутствует в халькопирите и распределено равномерно. Обр.ВА14-270,1

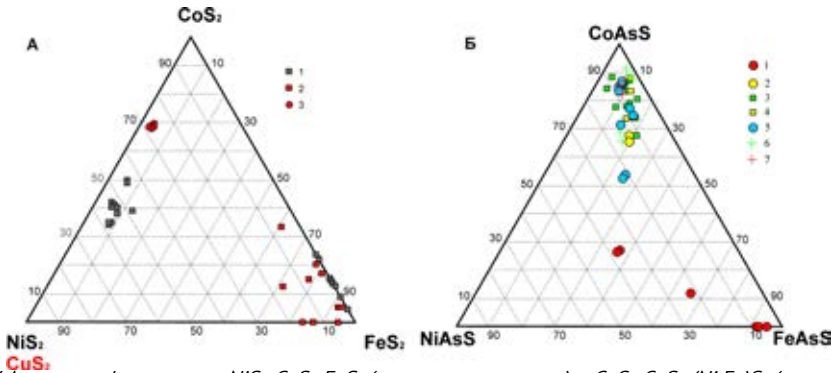


Рис. XXXV. А – состав фаз системы  $NiS_2$ - $CoS_2$ - $FeS_2$  (значки серого цвета) и  $CuS_2$ - $CoS_2$ - $(Ni,Fe)S_2$  (значки красного цвета): 1-2 – Вадимо-Александровское месторождение (халькопирит-пиритовые руды); 3 – Розовские шурфы (пирит-халькопиритовые руды, Мурзин, 1989); Б – сульфоарсениды Fe-Co-Ni в месторождениях Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля: 1, 2 – Воронцовское – вулканогенно-осадочные породы (1), магнетитовые скарны (2); 3, 4 – Вадимо-Александровское – халькопирит-пиритовые руды (3), магнетит-халькопиритовые руды (4); 5 – Уральская сверхглубокая скважина; 6 – Богословское (пирротин-халькопиритовые руды); 7 – Башмаковское (магнетит-халькопиритовые руды); 1, 2, 6, 7 – по (Мурзин, Сазонов, 1996).

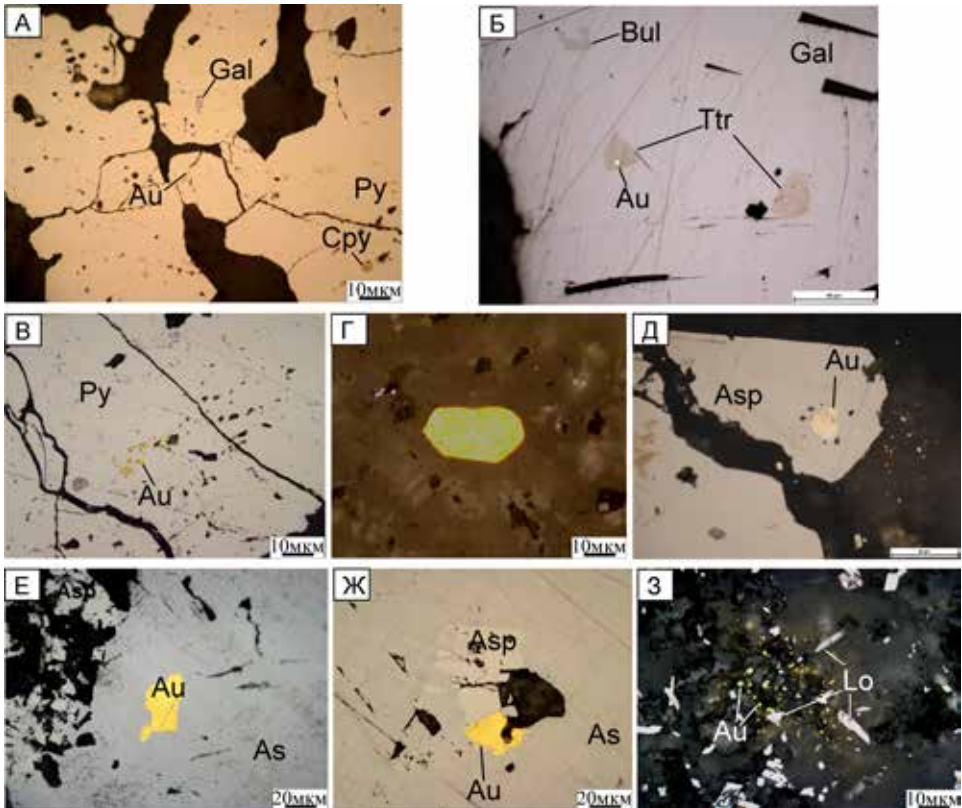


Рис. XXXVI. Самородное золото в рудах Воронцовского месторождения. А – самородное золото в микропрожилке пирита из тонкослоистого сульфидизированного черного алевролита, обр. Вр10-10; Б – включение самородного золота (электрума) в тетраэдрите, который в свою очередь, заключен в галенит, обр. Вр124-4 – мрамор с сульфидными гнездами; В – скопление самородного золота с призматическими контурами, скарн, обр. Вр10-17; Г – кристалл самородного золота, скарн, обр. Вр10-17; Д – самородное золото в арсенопирите из метасоматита с вкрапленностью пирита, арсенопирита, пирротина, галенита и халькопирита, обр. Вр139-1; Е-Ж – самородное золото в самородном мышьяке (Е), на контакте с реликтами арсенопирита (Ж), обр. Вр1-2; З – самородное золото в аргиллизите в ассоциации с самородным мышьяком и леллингитом, обр. Вр1-4

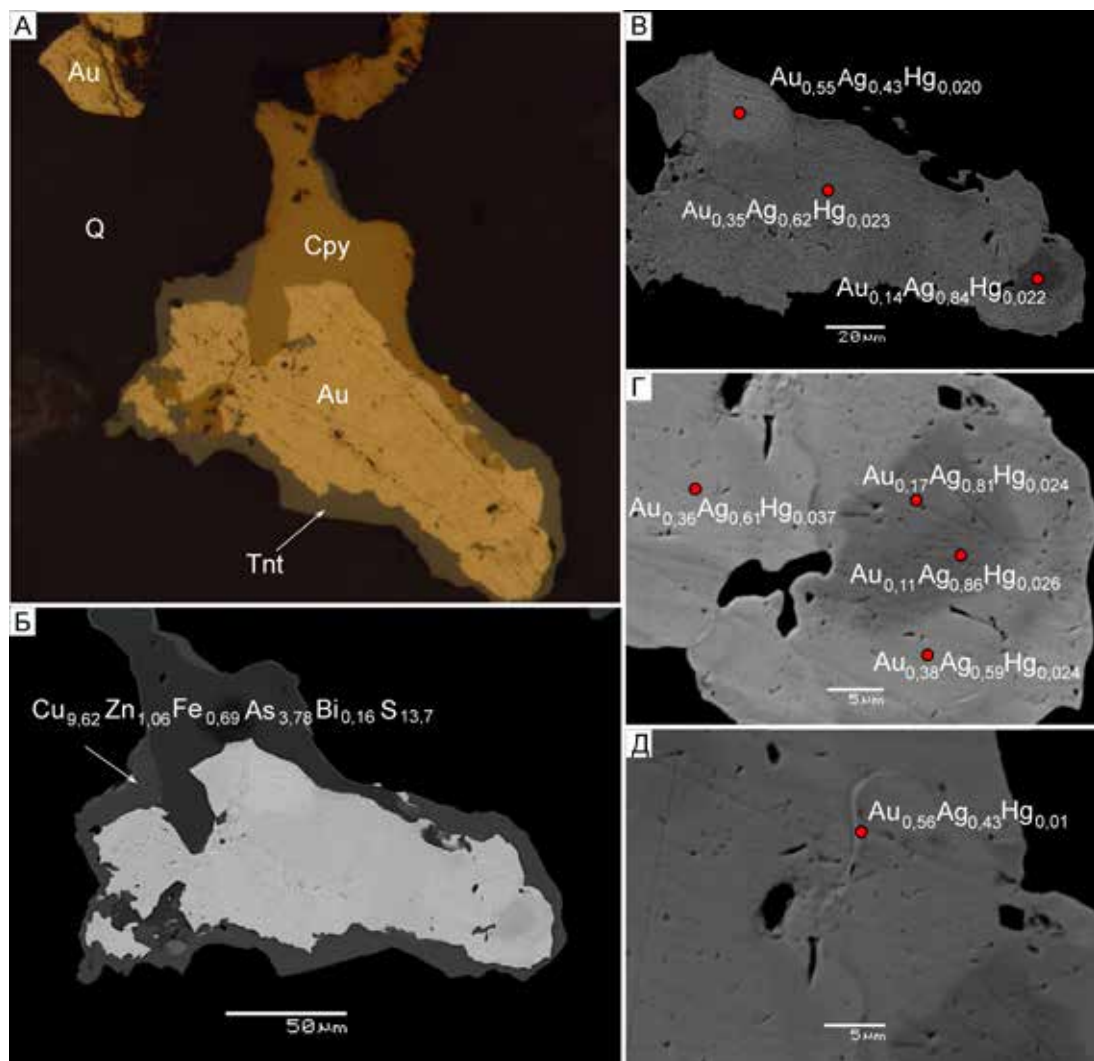


Рис. XXXVII. Низкопробное самородное золото в кварце джаспероида. Обр. Вр-35

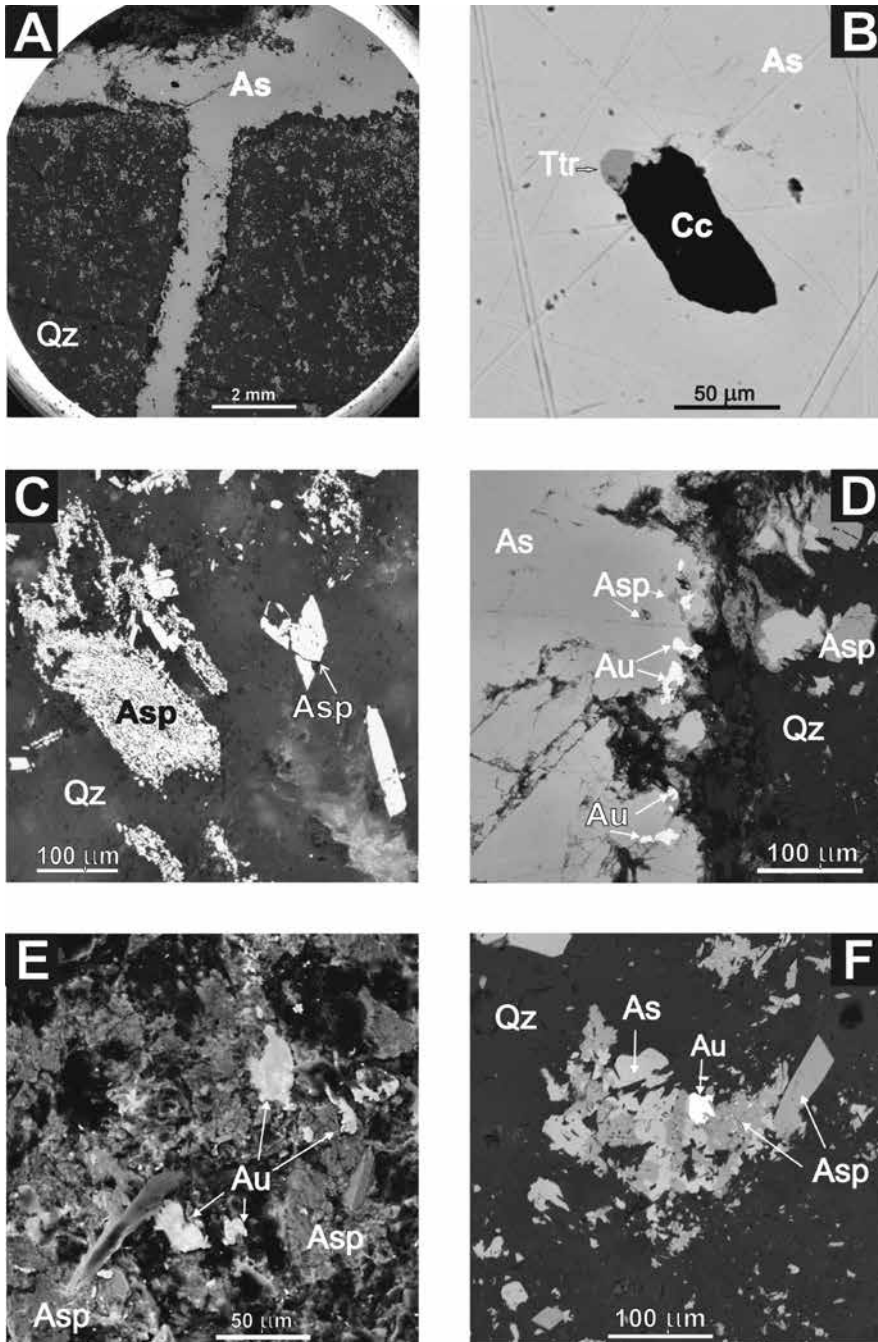


Рис. XXXVIII. Минералы мышьяк-арсенипиритовой ассоциации (тип руд 5): А – туфоалевролит окварцованный (Qz) с рассеянной вкрапленностью арсенипирита и самородного мышьяка, рассеченный прожилками самородного мышьяка (As); В – сростание тетраэдрита (Ttr) и кальцита (Cc) в самородном мышьяке; С – две морфологические разновидности арсенипирита (Asp) в окварцованном туфоалевролите (Qz); D – скопления частиц самородного золота (Au) в краевой части крупного выделения самородного мышьяка (As) в окварцованном туфоалевролите (Qz); E – морфология поверхности образца туфоалевролита с частицами самородного золота (Au) и призматическими кристаллами арсенипирита (Asp); F – агрегат самородного золота (Au), мышьяка (As) и арсенипирита двух морфологических разновидностей (Asp). Снимки получены на СЭМ в режиме BSE (A-D, F) и SE+BSE (E)



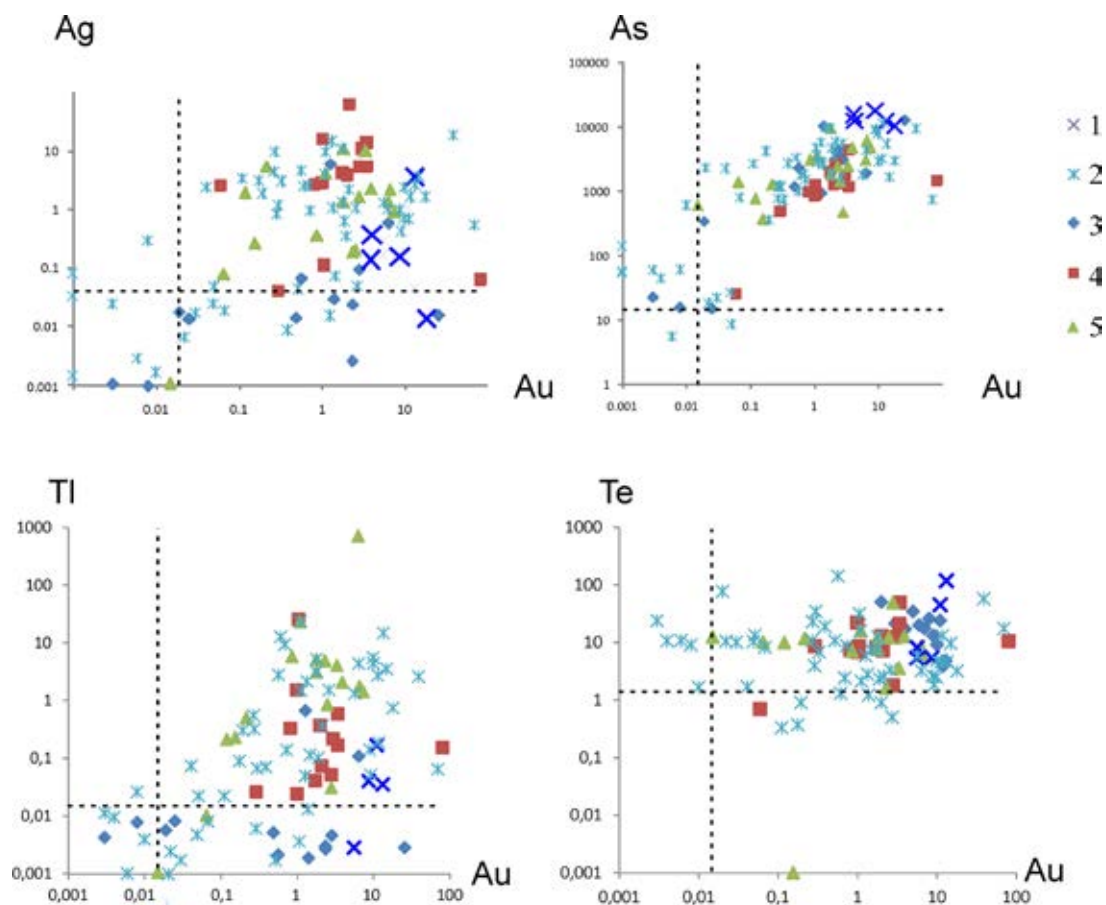


Рис. XXXIX. Элементы-примеси в пирите руд Воронцовского месторождения (ррт): 1 – колчеданоподобные образования, 2-5 – ассоциации: 2 - золото-пирит-арсенопиритовая, 3 - золото-полисульфидно-скарновая, 4 - полисульфидные жилы, 5 - золото-пирит-реальгаровая. Пунктирные линии - пределы обнаружения элементов

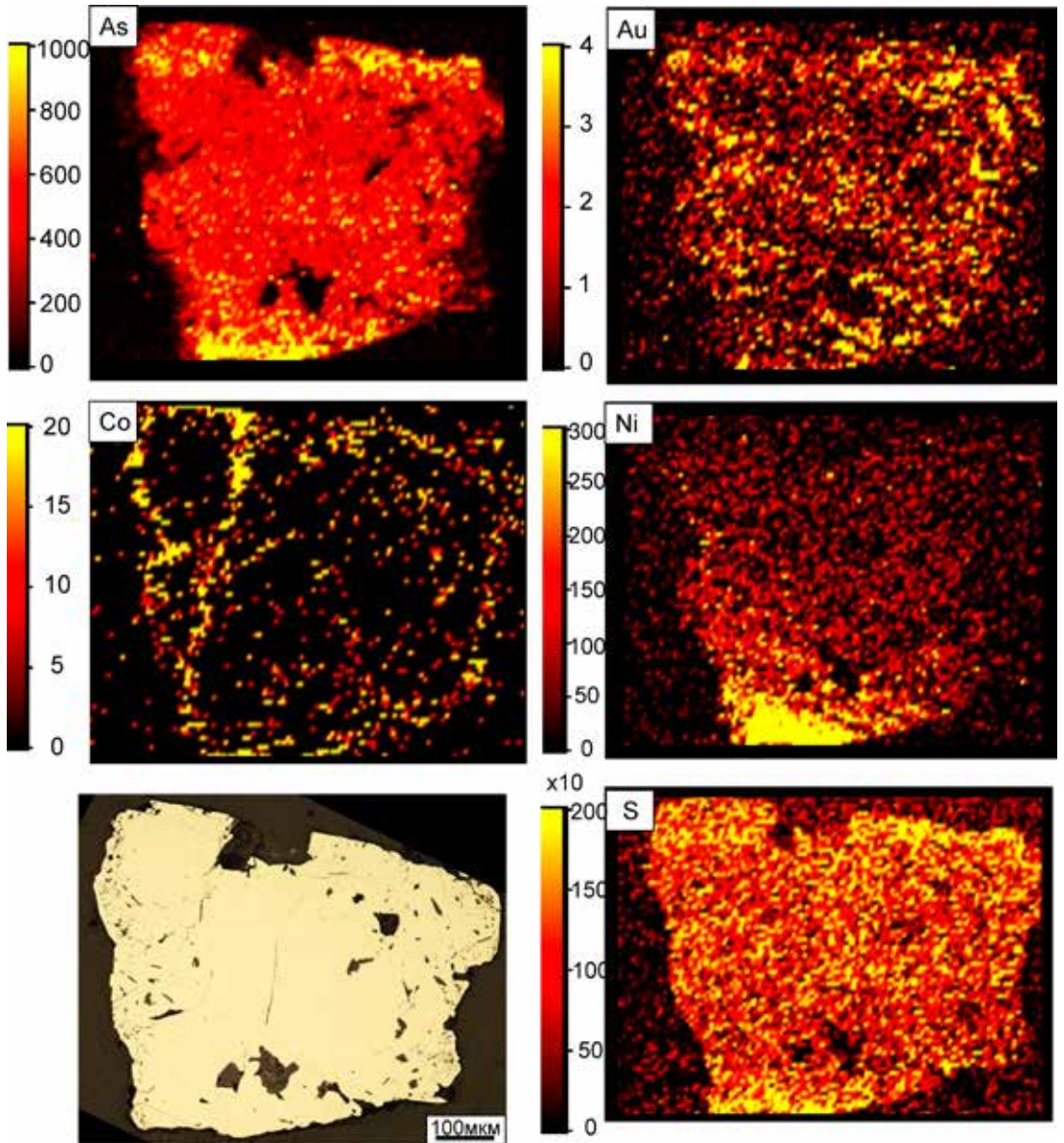


Рис. XL. Карта распределения элементов-примесей в кристалле пирита из терригенных пород Воронцовского месторождения, обр. Вр134-7. Наблюдается повышение содержания мышьяка и, в меньшей степени, золота симметрично к краям кристалла, никель локализован асимметрично в одной краевой части кристалла, а кобальт концентрируется в микротрещинке

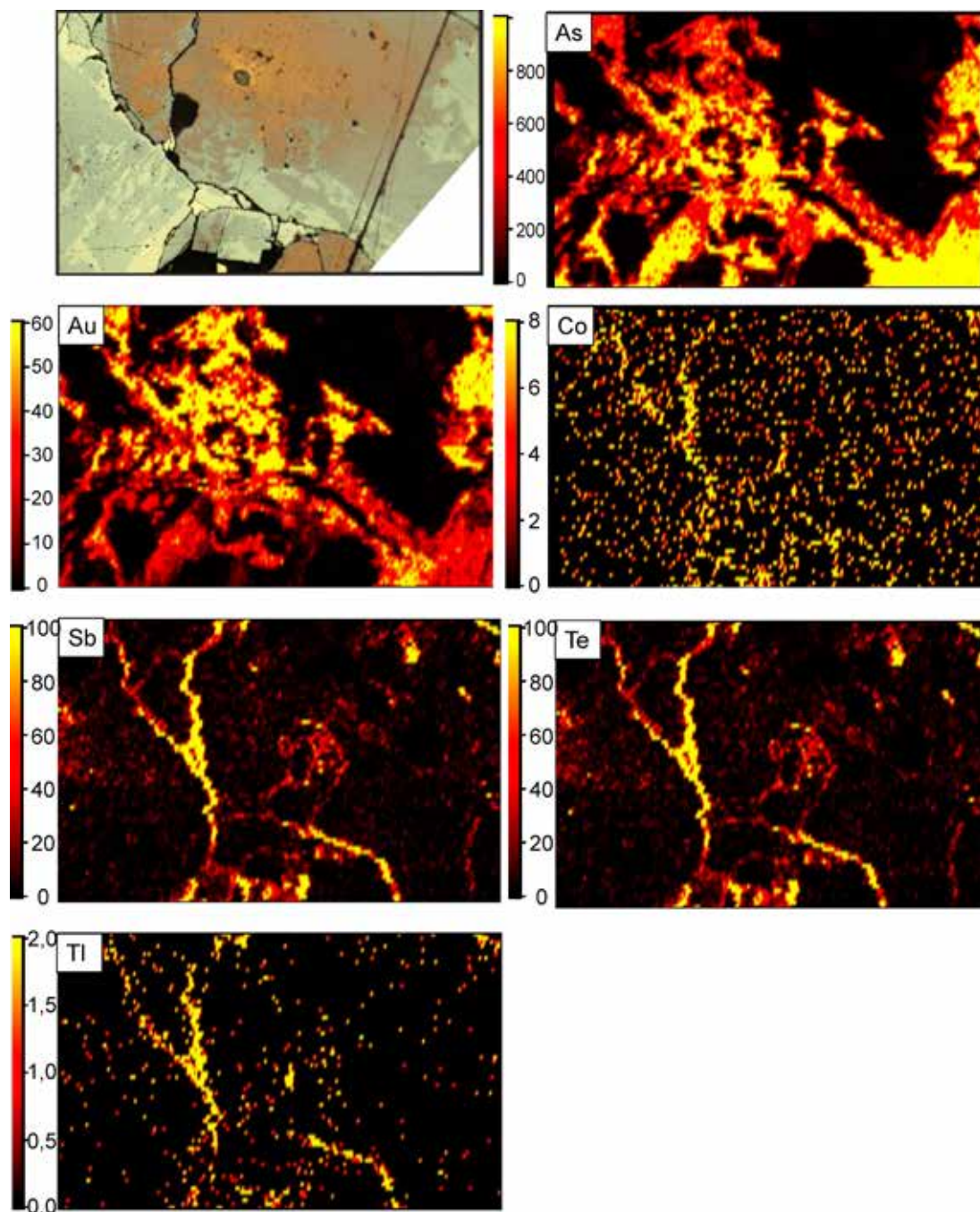


Рис. ХLI. Карта распределения элементов-примесей в кристалле пирита из скарнов Воронцовского месторождения, Вр5-3. Au и As концентрируются на одних и тех же площадях кристалла пирита и наблюдается отчетливо более поздняя по микротрещинкам концентрация Co, Sb, Te и Tl



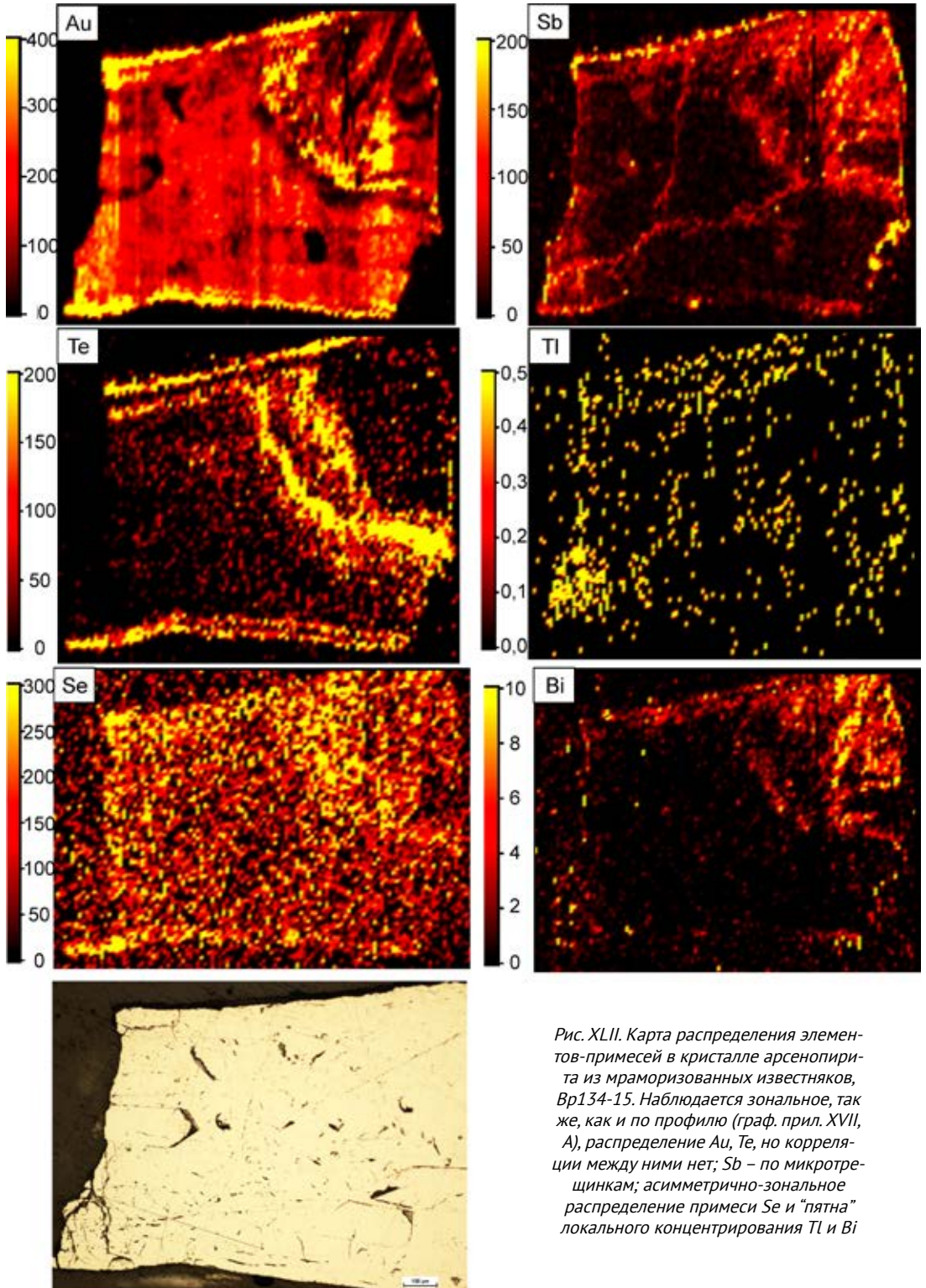


Рис. XLII. Карта распределения элементов-примесей в кристалле арсенопирита из мраморизованных известняков, Вр134-15. Наблюдается зональное, так же, как и по профилю (граф. прил. XVII, А), распределение Au, Te, но корреляции между ними нет; Sb – по микротрещинкам; асимметрично-зональное распределение примеси Se и “пятна” локального концентрирования Tl и Bi

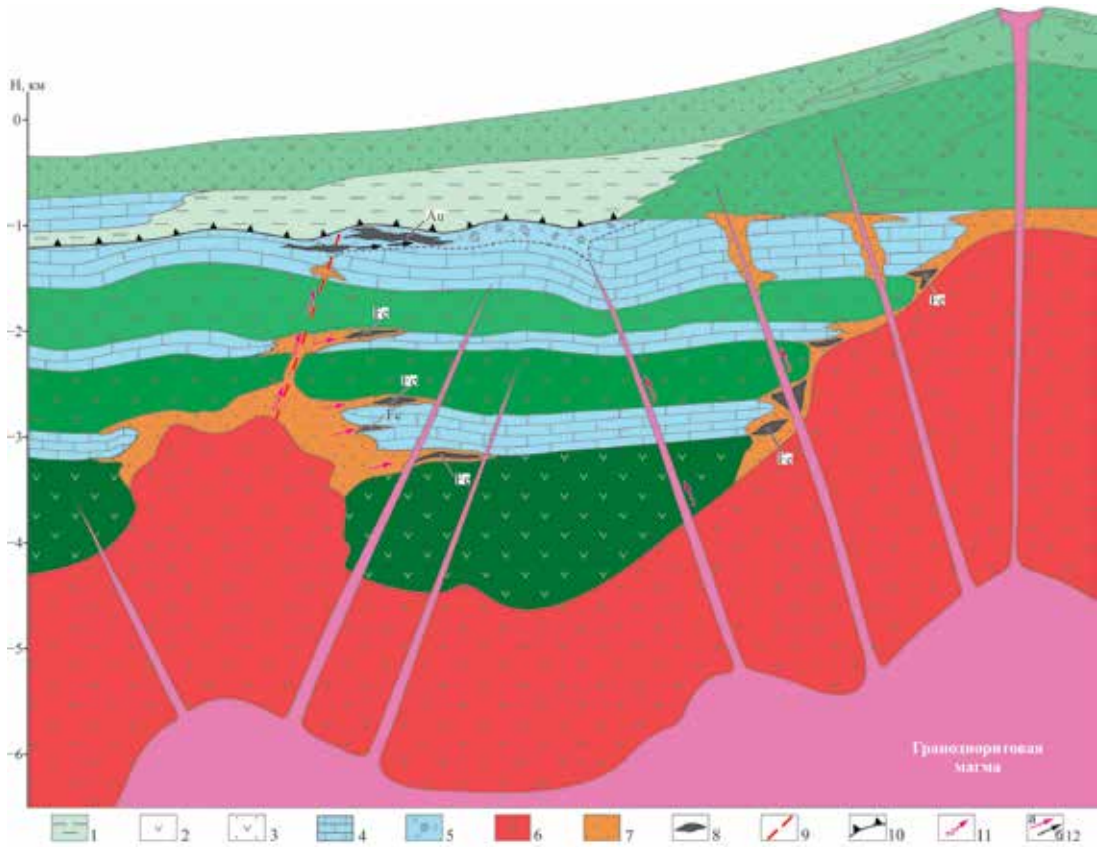


Рис. XLIII. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения.

1 – туфоалевролиты с прослоями кремнистых пород; 2,3 – андезитовые лавы (2) и туфы (3); 4 – известняки; 5 – известняковые брекчии; 6 – гранодиориты; 7 – скарны; 8 – рудные тела; 9 – рудоподводящий разлом; 10 – надвиг; 11 – потоки магматических высокотемпературных рудоносных флюидов; 12 – потоки магматических/метаморфических высоко- (а) и низкотемпературных (б) рудоносных флюидов

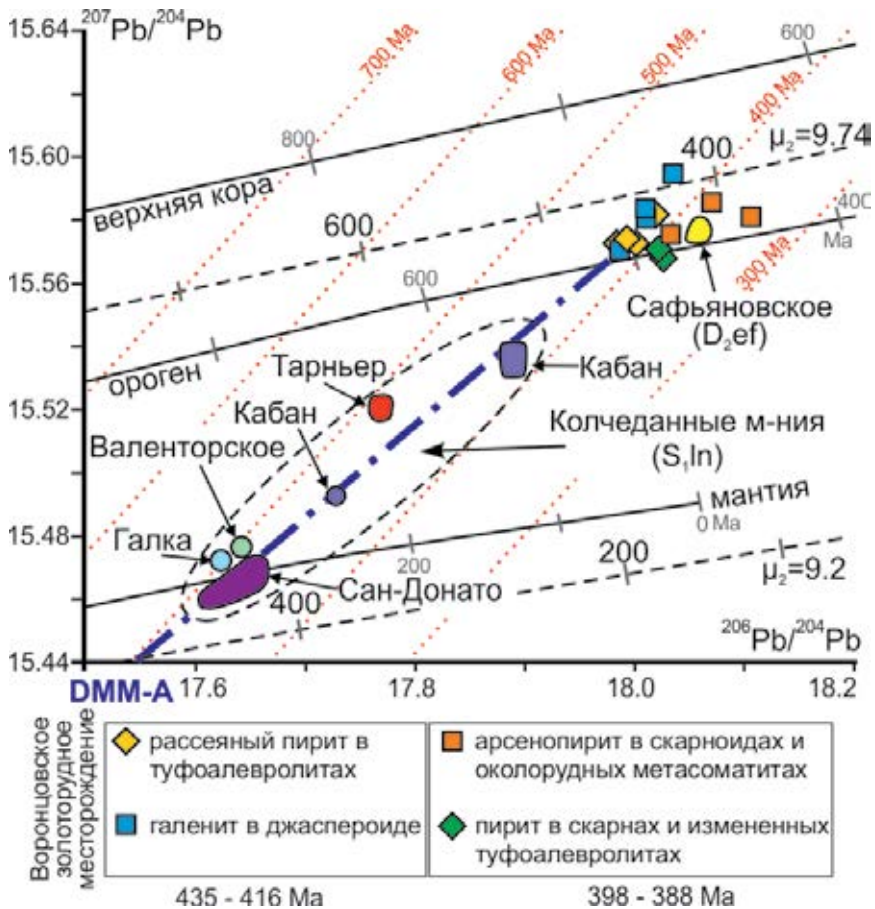


Рис. XLIV. Изотопные соотношения  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для сульфидов Воронцовского золоторудного месторождения и галенита из колчеданных месторождений Северного-Среднего Урала по сравнению с эволюционными кривыми и изохронами Стейси-Крамерса (Stacey, Kratcers, 1975) и кривыми для мантии, "орогена" и верхней коры (Doe, Zartman, 1979). Точечные и пунктирные линии отвечают эволюционным кривым и изохронам Стейси-Крамерса, соответственно; сплошные линии – кривым Дюу и Зартмана. Аналитические ошибки в 2-5 раз меньше (в разных координатах), чем размер символа



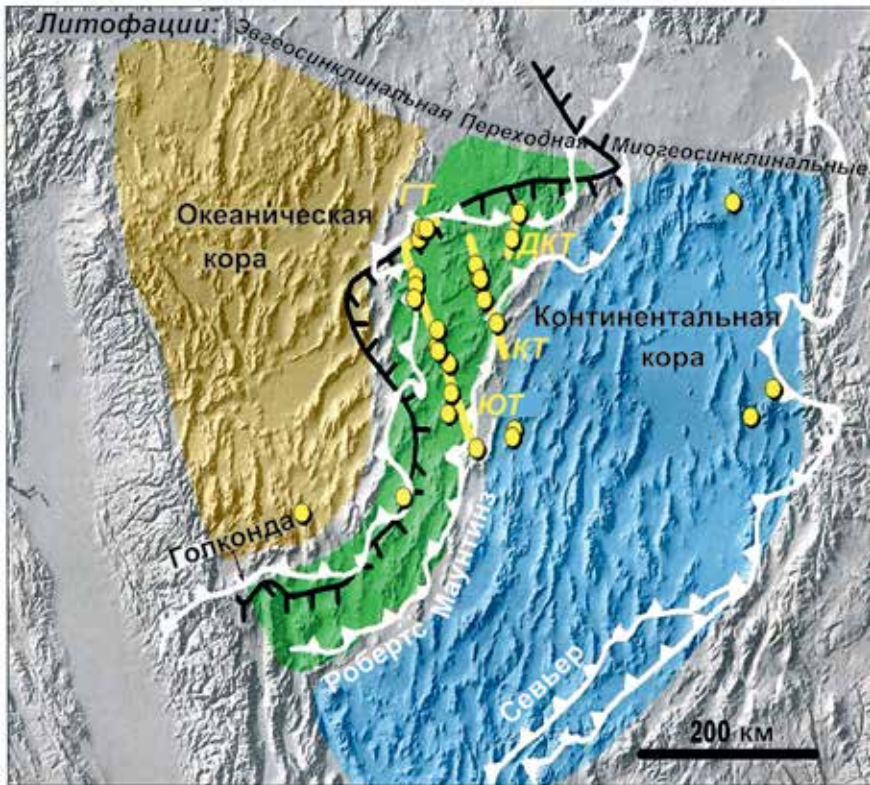


Рис. XLV. Карта Центральной Невады, показывающая расположение трендов и золоторудных месторождений типа Карлин (желтые линии и точки) относительно крупных палеозойских структур и надвигов (белого цвета) и границы между континентальной и океанической корой в фундаменте (черная линия, определяемая отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}=0.706$ ; по Tosdal et al., 2000). КТ – Карлин-тренд, ЮТ – Юрек-тренд, ГТ – Гетчел-тренд, ДКТ – Джеррит Каньон тренд. Цветной фон соответствует преобладающим палеозойским обстановкам осадконакопления; зеленым цветом выделены склоновые (переходные) фации, наиболее благоприятные для рудоотложения (Emsbo et al., 2006)



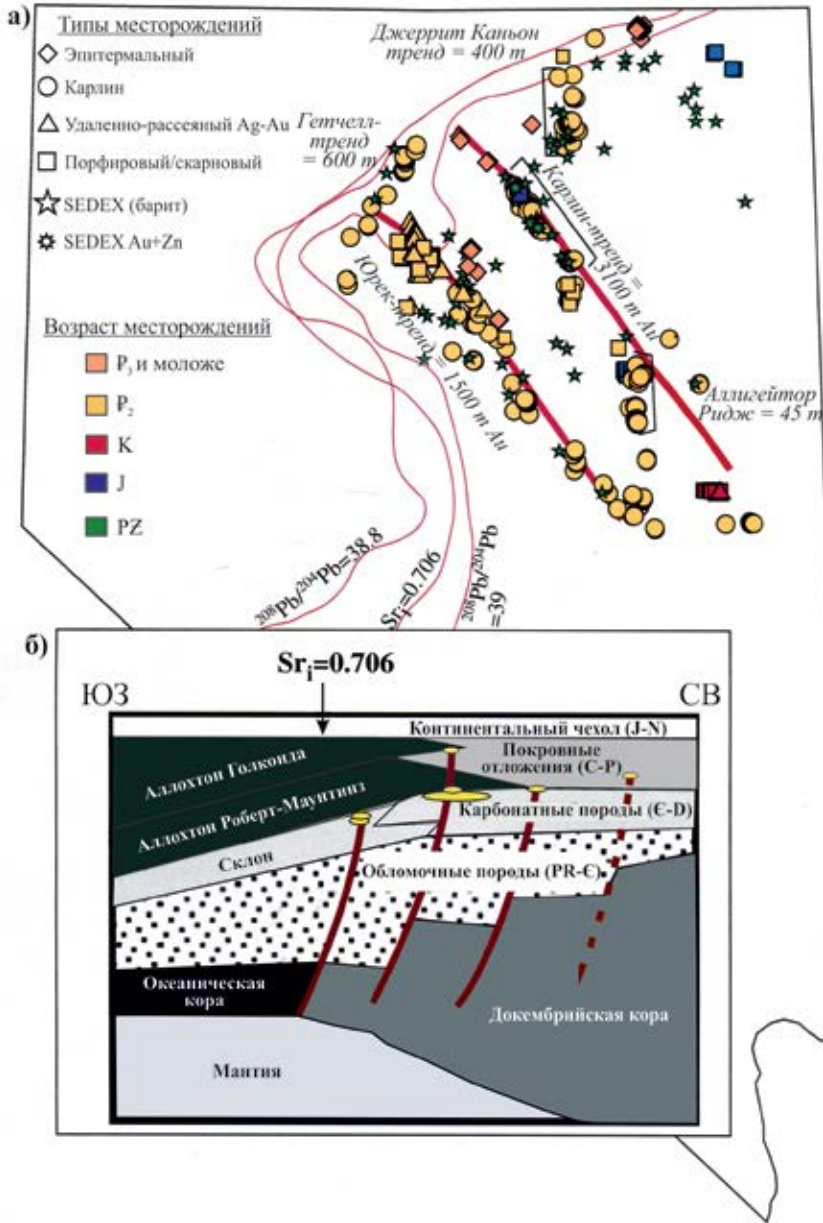


Рис. XLVI. Позиция оруденения Северной Невады.

а - схематическая карта размещения месторождений золота типа Карлин и сопутствующих месторождений других типов, включая SEDEX-тип (с учетом возраста) в связи с выявленными структурами корового масштаба (показаны красным), включая первичные изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и изоплеты  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Crafford, Grauch, 2002; Grauch et al., 2003). Запасы Au по Emsbo et al. (2006).

б) схематический геологический разрез, показывающий предполагаемое строение докембрийской окраины Северо-Американского палеоконтинента, с границей между докембрийской континентальной и фанерозойской субконтинентальной литосферной мантией, с главными разломами основания, вышележащими стратиграфически сериями, аллохтонами и месторождениями золота типа Карлин (желтые овалы), по Hofsta and Cline (2000) и Emsbo et al. (2006)

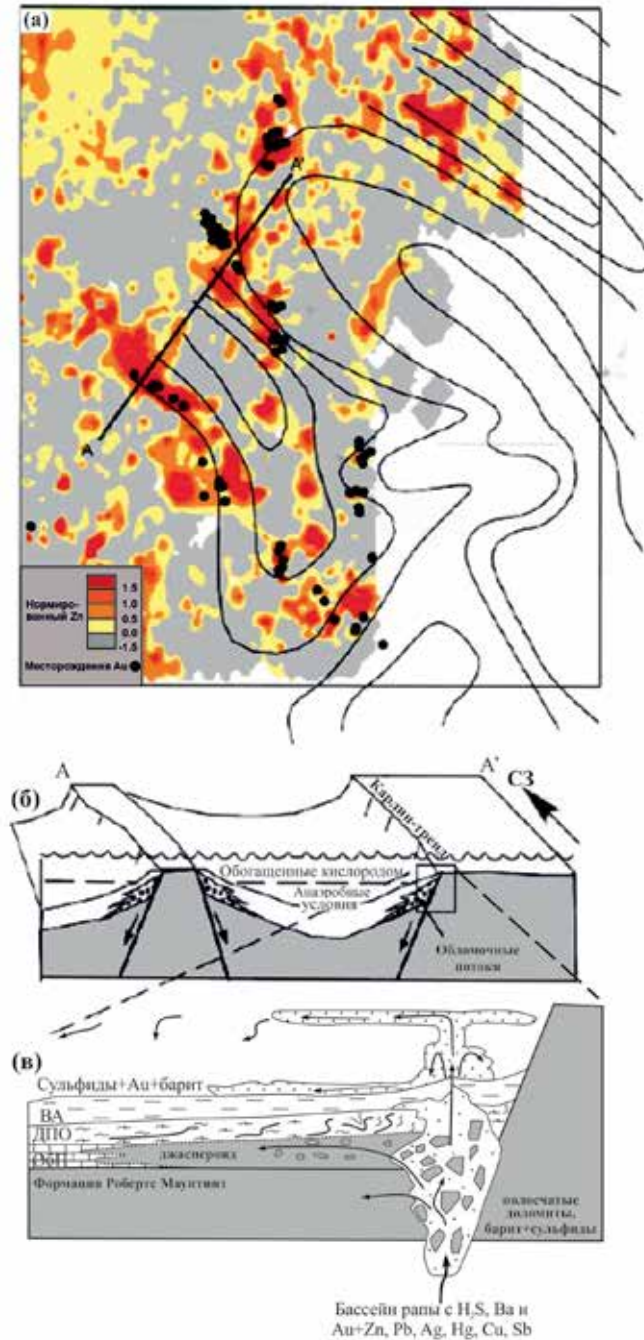
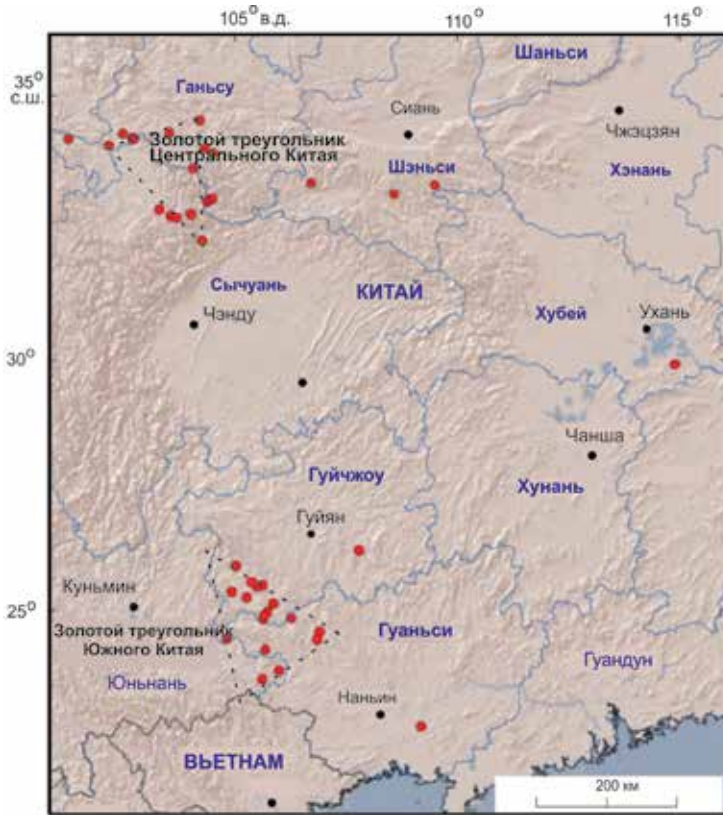
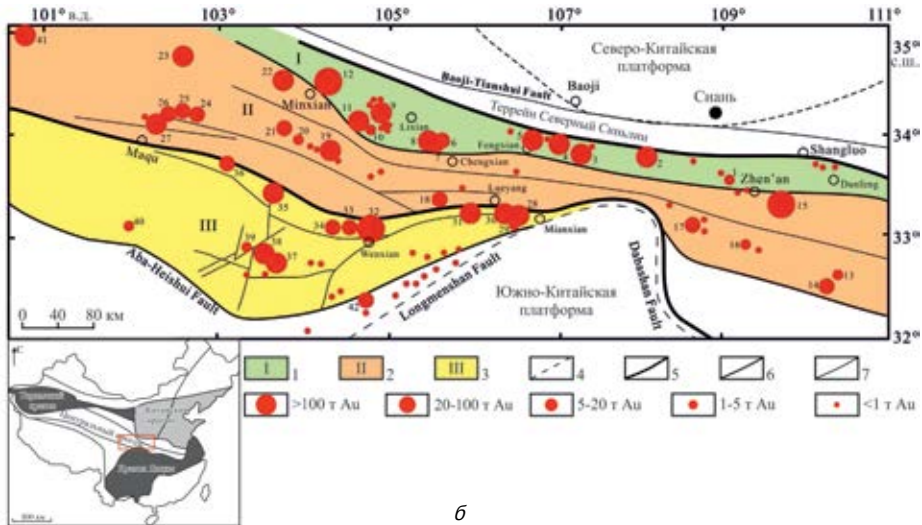


Рис. XLVII. Палеорекострукция позиции золоторудных месторождений Карлин-тренда.

а – карта изопакит среднего девона, размещения месторождений типа Карлин (черные точки) и распределения цинка в потоках рассеяния (Yager, Folger, 2005); б – схематический разрез внешнего карбонатного шельфа среднедевонского возраста, показывающий предполагаемый анаэробный бассейн, связанный с контролирующими его разломами; в – схематическая геологическая модель девонской минерализации SEDEX на севере тренда Карлин. ОБП – пачка обломочных потоков, ДПО – пачка деформированных пластических осадков, ВА – верхняя аргиллитовая толща, по (Emsbo et al., 2006)



а



б

Рис. XLVIII. Размещение золоторудных месторождений Карлин-типа в Китае.

а – обзорная карта Ц. и Ю. Китая, по (Berger et al., 2014) с дополнениями;

б – карлиноподобные месторождения в горах Зап. Синьлина в Ц.Китае, по (Liu et al., 2015). 1-3 – металлогенические пояса в террейне Южного Синьлина: 1 – Северный, 2 – Средний, 3 – Южный; 4 – разломы по границе кратон/ороген; 5 – главные разломы; 6 – разломы, ограничивающие тектоностратиграфические единицы; 7 – прочие разломы

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азовскова О.Б., Баранников А.Г., Смагин И.В., Ровнушкин М.Ю. Полигенная природа окисленных руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений. Мат. Всерос. конф. Москва: ИГЕМ РАН, 2013. С. 120-123.

Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Корякова О.В., Янченко М.Ю. Органическое вещество в рудах и вмещающих породах Воронцовского месторождения // Ежегодник-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 46-51.

Айриянец Е.В. Золотое оруденение в карбонатных отложениях Восточного Саяна. Новосибирск: Изд-во LAP LAMBERT Acad. Publ., 2012. 120 с.

Айриянец Е.В., Жмодик С.М., Миронов А.Г., Боровиков А.А. Золотое оруденение в кремнисто-карбонатных породах юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. №5. С. 497-510.

Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 236 с.

Алексеев В.И., Марин Ю.Б. Структурно-химическая неоднородность природных кристаллов и микрогеохимическое направление в онтогении минералов // Записки РМО. 2012. Т. CXLI. №1. С. 3-21.

Артеменко Н.А. F и Cl в некоторых метасоматитах и их эдуктах Воронцовского золоторудного месторождения (Сев. Урал) // Ежегодник-1997. ИГИГ Уро РАН. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 150-151.

Баклаев Я.П. Геологическое строение и перспективы Туринских контактово-метасоматических месторождений меди на Северном Урале. Свердловск: УФАН СССР, 1959. 142 с.

Баклаев Я.П. Контактво-метасоматические месторождения железа и меди на Урале. М.: Наука, 1973. 142 с.

Баклаев Я.П., Усенко А.И. Ауэрбахо-Туринское рудное поле. Скарново-магнетитовая формация Урала. Средний и Южный Урал. Свердловск, 1989. С. 25-58.

Бакулин Ю.И. Месторождения тонкодисперсного золота невадийского типа - тип регенерированных первично осадочных месторождений // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. №4. С. 126-128.

Бакулин Ю.И., Буряк В.А. Пересторонин А.Е. Карлинский тип золотого оруденения (закономерности размещения, генезис, геологические основы прогнозирования и оценки). Хабаровск: ДВИМС, 2001. 160 с.

Баранников А.Г., Угрюмов А.Н. Проблемы эндогенного золотого рудогенеза мезозоя Урала // Литосфера. 2003. №1. С. 13-26.

Баранников А.Г., Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Готтман А.А., Смагин И.В. Рудоносный карст мезозойского возраста Воронцовского золоторудного месторождений, Северный Урал // Руды и металлы. 2016. №2. С. 84-99.

Баранов Э.Н., Гриненко Л.Н., Павлов Г.П. Изотопный состав серы пиритов скарново-магнетитовых месторождений Урала // Геохимия. 1985. №12. С. 1713-1722.

Бартон П.Б., Тулмин П. Фазовые отношения сфалерита в системе Fe-Zn-S. Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968. С. 238-289.

Бегетнев С.В. Золотоносные джаспероиды Ауэрбаховского рудного узла и их поисковое значение. Автореф. ст. канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2000.

Безмен Н.И., Еремин Н.И., Наразаули И.Г. и др. Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта // Геохимия. 1978. №3. С. 384-389.

Безмен Н.И., Тихомирова В.И., Косогорова В.Н. Пирит-пирротинный геотермометр: распределение никеля и кобальта // Геохимия. 1975. № 5. С. 700-714.

Беневольский Б.И., Блинова Е.В., Бражник А.В. и др. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск "Золото". М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2002. 182 с.

Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 368 с.

Билибин Ю.А. Металлогения и типы месторождений золота СССР // Золотые месторождения Урала и Казахстана. М.: Metallurgizdat, 1947. С. 2-21.

Бобров В.Н. Валенторское месторождение // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 200-204.

Бобров В.Н. Воронцовский клад. Поиски и открытия. Карпинск: Печатный дом «Перспектива», 2013. 32 с.

Бобров В.Н. Карпинско-Павдинский рудный район // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. Свердловск: УрО АН СССР, 1985. С. 222-226.

Бобров В.Н. Метасоматическая и сопровождающая золоторудная зональность на месторождении благородных металлов // Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 44-46.

Бобров В.Н. Технологическое опробование для обоснования оптимальной технологической схемы переработки руд Воронцовского золоторудного месторождения на стадии его геологического изучения // Науч.-практ. конф. 85 лет геологической службе Урала. Екатеринбург: Уралнедра, 2005. С. 93-97.

Бобров В.Н., Гельвер А.В. Технично-экономическое обоснование промышленной разработки Воронцовского золоторудного месторождения. В 4-х томах. Краснотурьинск, 1995. Фонды Воронцовской ГРП, А/с «ЮЗП». 217 с.

Бобров В.Н., Гладковский Б.А. Отчет о результатах предварительной разведки по Воронцовскому золоторудному

месторождению. пос. Рудничный, 1991. Фонды Воронцовской ГРП.

Бобров В.Н., Хрыпов В.Н., Кусмауль Э.Г. Геология и методика разведки Воронцовского золоторудного месторождения // Проблемы геологии и разведки месторождений золота, извлечения благородных металлов из руд и отходов производства. Мат. межд. конф. Екатеринбург: УГТА, 1999. С. 71–73.

Болл С. Геологический доклад относительно медных залежей Богословской дачи, 1914.

Борисенко А.С., Наумов Е.А., Оболенский А.А. Типы золото-ртутных месторождений и условия их образования // Геология и геофизика. 2005. № 3. С. 342–354.

Борисенко А.С., Чанг Чонг Хоа, Изох А.Э. и др. Минералого-геохимические особенности руд и возраст Au-As месторождения Северного Вьетнама // Металлогения древних и современных океанов-2008. Рудоносные комплексы и рудные фации. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 218–221.

Бортников Н.С., Дистлер В.В., Викентьев И.В., Гамянин Г.Н., Григорьева А.В., Гроховская Т.Л., Служеникин С.Ф., Тагиров Б.Р. Формы нахождения благородных металлов в рудах комплексных месторождений: методология изучения, количественные характеристики, технологическое значение // Проблемы минерации России. М.: ГЦ РАН, 2012. С. 365–384 ([http://onznews.wdcb.ru/ebooks/minerageny/chap\\_2.1.1.pdf](http://onznews.wdcb.ru/ebooks/minerageny/chap_2.1.1.pdf)).

Бортников Н.С., Кабри Л., Викентьев И.В., Тагиров Б.Р., Мак Мэйхон Г., Богданов Ю.А. Невидимое золото в сульфидных из современных колчеданных построек: К вопросу о поведении золота в субмаринных гидротермальных системах // Геология руд. месторождений. 2003. №2. С. 510–542.

Бочкарев В.В. Магматические формации северной части Приполярного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 68 с.

Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.

Буряк В.А. Роль вулканогенно-осадочного и гидротермально-осадочного минералообразования в формировании золотого оруденения черносланцевых толщ. ДАН СССР, 1976, т. 226, № 4, с. 907–910.

Буряк В.А. Генетическая типизация месторождений золота в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах. ДАН СССР. 1988, т. 299, № 4, с. 671–678.

Викентьев И.В. Невидимое и микроскопическое золото в пирите: методы исследования и новые данные для колчеданных руд Урала // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 4. С. 267–298.

Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. Москва: Научный мир, 2004. 344 с.

Викентьев И.В., Абрамова В.Д., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Ковальчук Е.В., Бортников Н.С. Микропримеси в пирите золото-порфирирового месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS // ДАН. 2016. Т. 470. №3. С. 326–330.

Викентьев И.В., Молошаг В.П., Юдовская М.А. Формы нахождения и условия концентрирования благородных металлов в колчеданных рудах Урала // Геология рудных месторождений. 2006. № 2. С. 91–125.

Викентьев И.В., Русинов В.Л., Русинова О.В., Крупская В.В., Борисовский С.Е., Молошаг В.П., Егоров С.А. Новое Галкинское золото-полиметаллическое месторождение на Северном Урале // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Мат. всерос. конф., посв. 80-летию ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 215–216.

Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. Тр. ГИН. Вып. 351. М.: Наука, 1980. 192 с.

Винокуров С.Ф., Викентьев И.В., Сычкова В.А. Определение ионной формы золота в колчеданных рудах // Геохимия. 2010. Т. 48. № 5. С. 544–550.

Вихтер Б.Я. 100 крупнейших золотых и золотосодержащих месторождений Мира (типы, геотектоническая позиция, минерально-геохимический парагенез золота). Аналитический обзор. М.: «Миттель Пресс», 2012. 74 с.

Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981.

Волков А.В. Модель многоярусного строения рудной колонны и условия образования крупных и сверхкрупных Au-As-Sb вкрапленных месторождений с «невидимым», упорным золотом // Мат. Годич. сессии МО РМО, посв. 110-летию А.Г. Бетехтина. Москва: ИГЕМ РАН, 2007. С. 81–86.

Волков А.В., Сидоров А.А. Геолого-генетическая модель месторождений золота карлинского типа // Литосфера. 2016. № 6. С. 145–165.

Волков А.В., Серафимовский Т., Кочнева Н.Т. и др. Au-As-Sb-Tl эпitherмальное месторождение Алшар (Южная Македония) // Геол. рудн. месторождений. 2006. Т. 48. №3. С. 205–224.

Воробьев Ю.К. Изучение фазовых превращений в сульфидных рудах с помощью высокотемпературного рудного микроскопа // Зап. Всесоюз. мин. о-ва. 1986. Вып. 2. С. 235–240.

Выхристенко Р.И. Палеовулканические постройки Турьинско-Ауэрбаховского и Валенторского рудных районов и связанные с ними месторождения золота и меди // Вестник РУДН. Сер. Инж. исслед. 2014. №4. С. 122–128.

Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. Аркачан – новый золото-висмут-сидерит-сульфидный тип месторождений в оловоносном Западно-Верхоянском районе (Якутия). Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. №6. С. 513.

Главные рудные геолого-геохимические системы. Под ред. А.М. Дымкина и В.А. Коротеева, М.: Наука, 1990. 269 с.

Гладковский Б.А. История открытия Воронцовского золоторудного месторождения // Ур. геол. журн. 2002. №5. С. 165–170.

Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 61 с.

Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации

в 2011 г.». М.: Центр «Минерал», 2013. 333 с.

Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Гердес А., Ровнушкин М.Ю. Красноуральское медно-скарновое рудное поле (Северный Урал): U–Pb возраст рудоконтролирующих диоритов и их место в схеме металлогении региона // Докл. Акад. наук. 2014. Т. 456. № 4. С. 443–447.

Григорьев Н.А., Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Гладковский Б. А. Роль сульфидов как носителей золота в скарнах и рудах скарново-магнетитового месторождения // Геохимия. 1989. №7. С. 1065–1069.

Григорьев Н.А., Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Шорохов Г.П. Минеральный баланс меди, серебра и золота в метасоматитах скарновых месторождений Турьинской группы // Геохимия. 1992. № 9. С. 1353–1360.

Гриненко В.А. Приготовление двуокиси серы для изотопного анализа. Журн. Неорг. Химии. 1962. Т. 7. С. 578–582.

Гриценко Ю.Д. О применимости экспериментальных данных по сухим системам к анализу условий образования природных гидротермальных ассоциаций // Электр. науч.-инф. ж-л “Вестник наук о Земле РАН”. 2004. № 1 (22). С. 1–3

Громаковский И.Ю., Степанов В.А. Золотое оруднение в карбонатных толщах Октябрьского района Приамурья // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. №1. С. 84–89.

Грязнов О.Н., Баранников А.Г., Савельева К.П. Нетрадиционные типы золото-аргиллизитового оруденения в мезозойских структурах Урала // Известия УГТУ. 2007. Вып. 22. С. 41–53.

Грязнов О.Н., Вахрушев С.Н. Золото-аргиллизитовая формация Урала // Руды и металлы. 1997. №2. С. 73–84.

Дистлер В.В., Служеникин С.С., Кабрии Л.Дж. и др. Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геол. руд. месторож. 1999. Т. 41. №3. С. 241–265.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане // М.: Наука, 2006. 360 с.

Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского рудного района. М.: Наука, 1988. 280 с.

Егоров А.Ю. Золотое оруднение карлинского типа на северной и восточной окраинах Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. 2006. Т. 27. С. 88–101.

Ефремова С.В. Дайки и эндогенное оруднение. Москва: Недра, 1983. 224 с.

Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып. 14.

Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 220–302.

Жмодик С.М., Травин А.В. и др. Pb-, S-изотопная систематика золоторудных месторождений юго-восточной части Восточного Саяна // Докл. РАН, 1999. Т. 366, № 3. С. 392–394.

Загрудина И.А. Изотопный состав серы пород и руд района заложения Уральской сверхглубокой скважины. Значение изотопных исследований для повышения эффективности и качества геолого-поисковых работ. 1986. С. 35–42.

Замятина Д.А., Мурзин В.В. Источники вещества и флюида при формировании золото-сульфидного оруденения Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса на Северном Урале // Литосфера. 2016. № 1. С. 169–177.

Захаров Е.Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых // Изв. АН СССР, серия геол., 1953, №5.

Золоторудные месторождения России. Ред. М.М. Константинов. М.: Акварель, 2010. 349 с.

Зубков В.С. Эндогенные рудонафтидные месторождения // Геохимические процессы и полезные ископаемые. Вестник ГеИГУ, Вып. 2, 2000. С.74–93.

Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ЦНИГРИ, 2014. 215 с.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строение Урала. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1998. 252 с.

Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины. Екатеринбург: Наука, 2000. 276 с.

Кашуба С.Г. Золотодобывающая промышленность России: итоги 2015 года и прогноз развития отрасли до 2020 г. // Mat. Mining World, Russia. Москва, 27 апреля 2016 г. [http://www.miningworld.ru/ru-RU/images/files/1-Kashuba\\_Zolotodobyvaiushchaia-promyshlennost-Ros.aspx](http://www.miningworld.ru/ru-RU/images/files/1-Kashuba_Zolotodobyvaiushchaia-promyshlennost-Ros.aspx)

Кнаув О.В. Автоматическая минералогия – поиск редких фаз, классификация руд и контроль качества // Минералогия во всем пространстве сего слова: проблемы укрепления минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья. Мат. годич. собр. Рос. минерал. об-ва и Федоровской сессии – 2012. СПб.: ЛЕМА, 2012. С. 365–367.

Коваленкер В.А. Условия формирования и факторы крупномасштабного концентрирования золота порфириновых и эпitherмальных месторождений // Крупные и сверхкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 2. С. 133–214.

Колонин Г.Р., Ткаченко Н.А. Экспериментальное изучение устойчивости висмутита и металлического висмута в гидротермальных условиях. Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск: Наука, 1972. С. 109–113.

Константинов М.М., Аристов В.В., Наталенко М.В., Стружков С.Ф. Геолого-промышленная группировка золото-



рудных месторождений // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2007. №4. С. 15–18.

Константинов В.М., Заварзин А.В., Фазлуллин М.И. и др. Нетрадиционные типы рудопроявлений платиноидов и золота на востоке Русской платформы и в Уральском регионе // Руды и металлы. 1999. №4. С. 13–21.

Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 270 с.

Константинов М.М. Золоторудные месторождения типа Карлин и критерии их выявления // Руды и металлы. 2000. №1. С. 70–76.

Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди // Труды Ин-та геол. наук. Сер. рудных месторождений. 1948. Вып. 10. 156 с.

Коровин Н.Ф. Эволюция вулканизма и металлогения силура и раннего девона средней части Тагильского прогиба // Палеовулканические карты и металлогеническая специализация древнего вулканизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 116–122.

Кочнева Т.Н., Волков А.В., Серафимовский Т. и др. Тектоническая позиция Au-As-Sb-Tl месторождения Алшар (Македония) // Доклады АН. 2006. Т. 406. № 6. С. 784–787.

Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Богомолов Е.С. и др. Ауэрбаховский гранитоидный массив: цирконы, возраст, полихронность // Ежегодник-2006. ИГиГ. УрО РАН. Екатеринбург, 2007. С. 191–196.

Крейтер В.М., Аристов В.В., Вольтский И.С., Крестовников А.Н., Кувичинский В.В. Поведение золота в зоне окисления золотосульфидных месторождений. Госгеолтехиздат, 1958. 268 с.

Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Меднопорфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, 2001. 252 с.

Кринов Д.И., Бортников Н.С., Чантурия Е.Л. Новые данные о распределении самородного и химически связанного золота в колчеданных рудах на примере Гайского месторождения (Южный Урал) // Межд. конф. “Новые идеи в науках о Земле”. М.: МПРА, 2007. С. 181–183.

Криночкин В.Т. Геологическое строение фундамента западной части Западно-Сибирской плиты // Эволюция магматизма Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 111–118.

Кузнецов Н.Б. Средне-позднепалеозойское развитие Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. 1999. С. 85–88.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.

Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г. Основные критерии и предпосылки для поиска золоторудных месторождений джаспероидного типа (Восточный Казахстан) // Литосфера. 2013. № 6. С. 54–64.

Курбанов Н.К. Месторождения карлинского типа в гетерогенном ряду месторождений золото-сульфидно-кварц(карбонат)-углеродистого семейства // Руды и мет. 2000. №2. С. 78–95

Курбанов Н. К. Особенности формирования экзогенно-эндогенных месторождений благородных металлов в углеродисто-терригенных комплексах. Тр. ЦНИГРИ, 1987, вып. 219, с. 8–12.

Лаптев Ю.В., Широнова Г.П., Новикова С.П. Прогнозирование форм золота в сульфидах по экспериментальным и расчетным данным // Доклады академии наук. 2010. Т. 432. №3. С. 381–385.

Лисов Н.С., Коровин Н.Ф. О возрасте и последовательности формирования интрузивных пород Краснотурьинского, Саровского и Новоалинского районов // Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Т. III. Свердловск: УФ АН СССР, 1969. С. 258–263.

Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.

Лодейщиков В.В. Технология извлечения золота и серебра из упорных руд. Иркутск: Иргиредмет, 1999. 342 с.

Малахова Л.В., Чурилин Н.С. Базальтоидные гранитоиды и их коагматы в Тагильском прогибе (Средний Урал) // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972. С. 33–75.

Мансуров Р.Х. Геологическое строение Петропавловского золоторудного месторождения, Полярный Урал // Руды и металлы. 2009. №5. С. 70–74.

Маракушев А.А., Безмен П.И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука. 1972.

Масленников В.В., Леин А.Ю., Масленникова С.П., Богданов Ю.А. Фанерозойские “черные курильщики” как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера. 2010. № 3. С. 153–162.

Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Леин А.Ю., Целуйко А.С., Данюшевский Л.В., Ларж Р.Р. Критерии обнаружения фауны гидротермальных экосистем в рудах колчеданных месторождений Урала // Литология и пол. ископ. 2017. (в печати).

Мельников А.В., Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Вьюнов Д.Л. Перспективы Чагоянского рудно-россыпного узла Приамурской золоторудной провинции // Доклады РАН. 2010. Т. 434. №1. С. 104–107.

Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Золото» // Отв. ред. Б.И. Беневоляский, С.С. Вартамян. М.: ЦНИГРИ, 2010. 182 с.

Минеральное сырье. Золото / Щепотьев Ю.М., Куторгин В.И., Натоцинский В.И. и др. // Справочник. М.: ЗАО «Ге-



оинформмарк», 1998. 85 с.

Минина О.В. Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале // Отечественная геология. 1994. № 7. С.17–23.

Мионов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. С. 54–69.

Мозгова Н.Н. Нестехиометрия и гомологические ряды сульфосолей. М.: Наука, 1985.

Молошаг В.П. Теллуридная минерализация колчеданных месторождений Урала: новые данные // Литосфера. 2011. №6. С. 91–102.

Мурзин В.В. Карролит в месторождениях Урала и его типоморфное значение. Новые данные по минералогии Урала. Свердловск, 1989. С. 5–14.

Мурзин В.В. Состав самородного золота Урала и его типоморфное значение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983.

Мурзин В.В., Бушмакин А.Ф., Суставов С.Г., Щербачев Д.К. Клерит  $MnSb_2S_4$  - новый минерал из Воронцовского золоторудного месторождения // Записки Всерос. мин. об-ва. 1996. Ч.125. №3. С.106–112.

Мурзин В.В., Варламов Д.А. Золото-сульфидно-сульфосольный парагенезис минералов из брекчий с кремнистыми обломками Воронцовского месторождения (Средний Урал) // Вестник Ур. отд. РМО. 2010. № 7. С.92–100.

Мурзин В.В., Покровский П.В. Молошаг В.П. Ртуть в самородном золоте Урала и ее типоморфное значение // Геол. руд. месторожд. 1981. №4. С. 86–91.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Золотоносные минеральные ассоциации медно-железоскарновых месторождений Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля и условия их формирования (Урал, Россия) // Геол. руд. месторожд. 1999. Т. 41. №4. С.342–355.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Минеральные ассоциации и условия образования сульфидных золотоносных руд Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля (Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 97 с.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Ронкин Ю.Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. 2010. № 6. С. 66–73.

Мурзин В.В., Смирнов В.Н., Сазонов В.Н., Ведерников В.В. Типоморфизм минеральных ассоциаций золоторудных месторождений Среднего Урала // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: Наука, 1994. С. 243–244.

Наркисова В.В. Петрохимия позднеордовикских – раннедевонских базальтоидов южной части Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. МГУ: М., 2005. 24 с.

Нарсеев В.А. К дискуссии о генезисе руд карлинского типа. Суздаль-тренд, Юго-Западный Алтай // Руды и металлы. 2002. № 1. С. 67–70.

Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А., Буряк В.А. Формационный анализ золоторудных месторождений в терригенных комплексах. Тр. ЦНИГРИ. 1985. № 197. С. 78–86.

Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А. и др. Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. М.: ЦНИГРИ, 1986. 192 с.

Наумов Е.А., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Задорожный М.В., Мурзин В.В. Физико-химические условия формирования эпитермальных золото-ртутных месторождений // Геология и геофизика. 2002. Т.43. №12. С.1055–1064.

Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 286 с.

Некрасов Е.М., Дорожкина Л. А., Дудкин Н. В. Особенности геологии и структуры крупнейших золоторудных месторождений эндогенного класса // М.: Астрей-центр, 2015. 191 с.

Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.

Нильсен Х. Модельные оценки баланса изотопов серы в древних океанах // Междунар. геохим. конгр. М., 1973. Т. 4. Кн. 1. С. 127–140.

Новгородова М.И., Гамянин Г.Н., Цепин А.И. и др. Типоморфизм золотоносных сульфидов и их минеральных ассоциаций // Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980. С. 44–57.

Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. М.: ЦНИГРИ, 1999. 175 с.

Норштейн Г.Ш. Место «секущих порфириров» в процессе формирования Турьинских скарновых месторождений меди // Геология руд. месторождений. 1962. №3. С. 89–105.

Овчинников Л.Н. Руды Турьинских скарновых месторождений меди. Свердловск: УФАН СССР. 1948. 119 с.

Овчинников Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1960. 496 с.

Овчинников Л.Н., Жабин А.Г. Геохимические условия рудоотложения в гетерогенных колчеданных месторождениях // Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 130–145.

Ожерельева А.В., Арифуров Ч.Х., Арсентьева И.В. Золотоносность Ауэрбаховского вулканоплутонического пояса (Северный, Приполярный, Полярный Урал) // Отечественная геология. 2014. №2. С. 4–19.

Омото Х., Рай Р.О. Изотопы серы и углерода. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир. 1982.

Перкова Р.И. Изотопный состав серы сульфидов и некоторые вопросы генезиса контактово-метасоматических месторождений Ауэрбаховско-Турьинского рудного поля // Автореф. дис. канд. геол.- мин. наук. Свердловск. 1975.

Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. Геодинамическая реконструкция Тагильской палеостроводужной системы на основе геологических и геофизических данных // Отеч. геология. № 4. 2000. С. 14–20.

Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.

Петровская Н.В. К вопросу о принципах минералогической классификации типов первичных золотоносных руд // Труды «Нигризолото». 1955. вып. 20.

Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. Т.2. М.: Наука, 1976. С.3–110.

Платонов А.П., Санин В.П., Шаров Г.П. Тонковкрапленное золото Кузбасса // Золото Сибири: геология, геохимия, технология, экономика. Тр. II Межд. симп., 4–6 дек. 2001 г. Красноярск: КНИИГиМС, 2001. С. 225–227.

Плотинская О.Ю., Грознова Е.О., Коваленкер В.А. и др. Минералогия и условия образования руд Березняковского рудного поля (Южный Урал, Россия) // Геол. руд. мест. 2009. № 5. С. 414–443.

Подлесский К.В. Скарны и окolorудные метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. М.: Наука, 1979.

Попов В.С., Ляпунов В.И., Богатов В.И. Сравнительная геохимия герцинских гранитных пород Урала // Геохимия. 1999. № 10. С. 989–1008.

Протокол территориальной комиссии по делам первооткрывателей №11 от 20.12.2001. Екатеринбург: Уралгеолоком, 2001.

Пшеничный Г.Н. Текстуры и структуры руд месторождений колчеданной формации Южного Урала. М.: Наука, 1984. 207 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Рахов Е.В. Об источнике углерода рудоносных брекчий Воронцовского золоторудного месторождения // Ежегодник-1998. ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург: УрО РАН. 1999. С. 224–225.

Рахов Е.В. Органический углерод во вмещающем и рудном комплексах Воронцовского золоторудного месторождения (Сев. Урал) // Ежегодник-1997. Институт геол. и геох. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. С. 160–162.

Рахов Е.В. Рудоносные брекчи Воронцовского месторождения: их состав, генезис и роль в формировании золотого оруденения. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург. 1999. 17 с.

Риндзюнская Н.М., Берзон Р.О., Полякова Т.П. и др. Геолого-генетические основы прогноза и поисков месторождений золота в корях выветривания. М.: ЦНИГРИ, 1995.

Риндзюнская Н.М., Полякова Т.П., Бобров В.Н. Геолого-минералогическая характеристика зоны гипергенеза Воронцовского золоторудного месторождения // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 42–52.

Рожков И.С. Особенности золоторудных месторождений подвижных поясов и платформ. В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968. С. 153–161.

Розен О.М., Бибикина Е.В., Викентьев И.В., Журавлев Д.З., Ляпунов С.М., Покровский Б.Г. Тагильская синформа: фрагмент энзиматической островной дуги силурийского палеоокеана (по данным геохимического и изотопного исследования керна Уральской скважины СГ-4 в интервале 0–4232 м) // Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). Научное бурение России: Сб. науч. тр. Вып. 5. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. С. 113–132.

Ронкин Ю.Л., Петров Г.А., Лепихина О.П. Прецезионное Sm-Nd изотопное датирование Ауэрбаховского габбро-гранитового комплекса (Северный Урал) // Изотопные системы и время геологических процессов. Мат. IV рос. конф. изот. геохр. С-Пб «ИП Каталкина». 2009. Том II. С. 122–124.

Савельева К.П., Костромин Д.А. Мельничук Г.Д. Особенности формирования одного из золоторудных месторождений Северного Урала // Мат. по геологии и металлогении Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 60–64.

Савельева К.П., Костромин Д.А. Полигенный и полихронный метасоматоз одного из золоторудных месторождений Северного Урала // Геол. метаморфических комплексов. Екатеринбург: Урал. горн. ин-т, 1991. С. 75–80.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. Воронцовское золоторудное месторождение - пример минерализации карлинского типа на Урале // Геол. руд. месторожд. 1998. Т. 40. № 2. С. 157–170.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А., Гладковский Б.А. Золотооруденение карлинского типа на Урале // Новые данные по золоторудным месторождениям Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990б. С. 26–49.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А., Гладковский Б.А. Эндогенное оруденение девонского андезитоидного вулканоплутонического комплекса (Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 184 с.

Сазонова Л.В., Носова А.А., Наркисова В.В. Минералогия и петрология субвулканических пород палеозойской Тагильской островной дуги (Средний Урал) // Вулканол. сейсмол. 2003. №3. С. 52–74.

Сафина Н.П., Маслеников В.В. Литолого-минералогическая зональность сульфидных циклитов Яман-Касинского и Сафьяновского колчеданных месторождений // ДАН. 2008. Т. 419. №6. С. 804–806.

Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – геолого-генетические типы – продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. №1. С. 25–40.

Сафонов Ю.Г. Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геол. руд. месторожд. 2003. Т. 45. №4. С. 305–320.

Сафонов Ю.Г., Прокофьев В.Ю. Модель конседиментационного гидротермального образования золотоносных руд

фов бассейна Витватерсранд // Геол. руд. месторожд. 2006. Т. 48. № 6. С. 475–511.

Сафонов Ю.Г., Злобина Т.М., Сароян М.Р. Пространственные и генетические соотношения прожилково-вкрапленного и жильного гидротермального оруденения // Руды и металлы. 2006. №3. С. 20–33.

Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеоокеанского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.

Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра. 1969. 296 с.

Сидоров А.А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 246 с.

Сидоров А.А., Волков А.В. О некоторых аналогиях в строении и составе рудных залежей на золото-сульфидных месторождениях Карлин (США, штат Невада) и Майское (Россия, Чукотка) // Докл. Акад. наук. 1998. Т. 359. № 2. С. 226–229.

Сидоров А.А., Волков А.В., Белый В.Ф., Алексеев В.Ю., Колова Е.Е. Золото-сереброносный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс // Геол. руд. месторожд. 2009. Т. 51. №6. С. 492–507.

Скарновые месторождения / Жариков В.А., Баклаев Я.П., Полтавец Ю.А. и др. / Под. ред. Д.С. Коржинского. М.: Наука, 1985. 248 с.

Смирнов В.И. Геологическая классификация гидротермальных месторождений // Вестник МГУ. 1964. №3.

Смирнов В.И., Гинзбург А. И., Григорьев В. М., Яковлев Г. Ф. Курс рудных месторождений. 2-е изд. М.: Недра, 1986. 360 с.

Соловова И.П., Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Кононкова Н.Н. Включения в минералах карбонатитового комплекса Палабора, Южная Африка // Геохимия. 1998. № 5. С. 435–447.

Соловьев С.Г. Железooksидно-золото-медные и родственные месторождения. М.: Научный мир. 2011. 472 с.

Степанов В.А. Телемагматические месторождения золота. Руды и металлы № 3, 1998. С. 65–69.

Степанов В.А. Геология золота, серебра и ртути. Ч. 2. Золото и ртуть Приамурской провинции. Владивосток: Дальнаука. 2000. 161 с.

Степанов В.А., Берзон Р.О., Никольская С.Б. Золото-ртутные месторождения мира. М., 1988. 238 с.

Суставов С.Г., Мурзин В.В., Иванов О.К., Литошко Д.Н. Арсениопирит // Минералогия Урала: Арсениды и стибниды. Теллуриды. Селениды. Фториды. Хлориды и бромиды. Свердловск.: УрО РАН, 1991. С. 4–12.

Тагиров Б.Р., Диков Ю.П., Булеев М.И., Ковальчук Е.В., Чареев Д.А., Кох М.А., Борисовский С.Е., Абрамова В.Д., Баранова Н.Н., Гараско М.И., Коваленкер В.А., Бортников Н.С. и др. “Невидимое” золото в ковеллине (Cu<sub>2</sub>S): синтез и изучение методами РСМА, ЛА–ИСП–МС, РФЭС // Докл. академии наук. 2014. Т. 459. № 1. С. 90–95.

Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981.

Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Акимов В.В. и др. Микроэлементы как индикаторы физико-химических условий минералообразования в гидротермальных сульфидных системах // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 5. С. 687–706.

Таусон В.Л., Кравцова Р.Г., Смагунов Н.В. и др. Структурное и поверхностно-связанное золото в пиритах месторождений разных генетических типов // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 350–369.

Таусон В.Л., Пастушкова Т.М., Бессарабова О.И. О пределе и форме вхождения золота в гидротермальный пирит // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 924–933.

Таусон В.Л., Пастушкова Т.М., Бабкин Д.Н., Краснощекова Т.С., Лустенберг Э.Е. Зависимость концентрации микроэлемента от размера кристалла в пробе // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №7. С. 981–992.

Технология ускоренных поисков месторождений золота в корах выветривания (Методические рекомендации) // Н.М. Риндзюнская, В.Б. Чеквадзе, В.И. Пятницкий и др. М.: ЦНИГРИ, 1997.

Тимофеевский Д.А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР // Труды ЦНИГРИ. 1971. Ч. 1. Вып. 96.

Титли С.Р., Бин Р.Э. Меднопорфировые месторождения // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 1. С. 245–333.

Тод Г., Монстер Д. Распространенность изотопов серы в эвапоритах и древних океанах // Тр. геохим. конф. “Химия земной коры”. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 589–600.

Тулмин П., Баргон П.Б. Термодинамическое исследование пирита и пирротина // Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир, 1968. С. 182–230.

Тюкова Е.Э., Волков А.В., Сидоров А.А. Реликтовые сульфиды в терригенных породах Верхне-Колымского региона // Докл. Акад. наук. 2009. Т. 429. № 1. С. 84–88.

Тюкова Е.Э., Викентьев И.В., Трубкин Н.В., Выхристенко Р. Сульфидная минерализация вмещающих терригенных пород золото-кварцевых месторождений // Геохимия литогенеза. Мат. Рос. совещ. с межд. уч. Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 311–315.

Угрюмов А.Н. Джаспероидные месторождения золота (геология, условия размещения и формирования) // Автореф. .... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1993. 37с.

Федорчук В.П. Минеральные месторождения Китая. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 279 с.

Федорчук В.П. О генезисе золоторудных месторождений карлинского типа // Руды и металлы. 2000. № 1. С. 76–78.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2013. 355 с.

- Фершгатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков // Отеч. геология. 1995. № 3. С. 31–41.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Хаусен Д.М. Керр П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада. В кн. Рудные месторождения США, под ред. Дж. Риджа., акад. Смирнова В.И. М.: «Мир», 1973. 636 с.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 392 с.
- Чвилева Т.Н., Безмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М.: Недра, 1988.
- Черемисин А.А., Злотник-Хоткевич А.Г. Воронцовское золоторудное месторождение // Руды и металлы. 1997. №1. С. 59–70.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В. и др. Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MC-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов // Докл. Акад. наук. 2008. Т. 418. №4. С. 530–535.
- Чурилин Н.С. Базальт-трахитовая формация Урала // Сов. геология. 1969. № 1. С. 93–101.
- Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. Москва: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с.
- Шатров В.П. Геология среднепалеозойских образований севера восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 38 с.
- Шуб В.С. Континентальные перерывы в домезозойской истории Урала // Вопросы геологической корреляции и металлогения Урала. М.: Геолфонд СССР, 1983. С. 120–129.
- Щепотьев Ю.М., Вартанян С.С., Новиков В.П. Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1994. №3. С. 175–190.
- Язева Р.Г. Металлогения андезитоидных вулканоплутонических комплексов Урала // Геология рудных месторождений. 1990. №3. С. 17–27.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 159 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. №4. С. 56–65.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.
- Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. Геодинамика и металлогения восточной палеоконтинентальной окраины и краевых вулканоплутонических поясов Урала // Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 43–45.
- Affi A.M., Kelly W.C., Essen E.J. Phase relations among Tellurides, Sulfides and Oxides. Thermochemical data and calculated equilibria // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 377–394.
- Alvarez A.A., Noble D.C. Sedimentary Rock-Hosted Disseminated Precious Metal Mineralization at Purisima Concepcion, Yauricocha District, Central Peru // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 1368–1378.
- Arehart G. B., Donelick R. A. Thermal and isotopic profiling of the Pipeline hydrothermal system: Application to exploration for Carlin-type gold deposits // J. Geochem. Explor. 91. 2006. P. 27–40.
- Arehart G.B., Chakurian A.M., Tretbar D.R., Christensen J.N., McInnes B.A., Donelick R.A. Evaluation of radioisotope dating of Carlin-type deposits in the Great Basin, western North America, and implications for deposit genesis // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 235–248.
- Arehard G.B., Chrysailis S.L., Kesler S.E. Gold and arsenic iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits // Econ. Geol. 1993. V. 88. P. 171–196.
- Asadi H.H., Voncken J.H.L., Hale M. Invisible gold at Zarshuran, Iran // Econ. Geol. 1999. V.94. N8. P. 1367–1374.
- Asadi H.H., Voncken J.H.L., Kuhnel R.A., Hale M. Petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshuran Carlin-like gold deposit. Northwest Iran // Mineral. Deposita. 2000. V. 35. P. 565–671.
- Ashley P.M., Creagh C.J., Ryan C.G. Invisible gold in ore and mineral concentrates from the Hillgrove gold–antimony deposits, NSW Australia // Mineral. Deposita. 2000. V. 35 (4). P. 285–301.
- Azovskova O.B., Maluygin A.A., Nekrasova A.A., Yanchenko M.Yu. Pyrite from zones of Mz-Kz reactivation of large faults on the eastern slope of the Ural Mountains, Russia. WASET. Engineering and Technology, 2013. No 79, London, 463–467
- Barker S.L.L., Hickey K.A., Cline J.S., Dipple G.M., Kilburn M.R., Vaughan J.R., Longo A.A. Uncloaking invisible gold: Use of nano-SIMS to evaluate gold, trace elements, and sulphur isotopes in pyrite from Carlin-type gold deposits // Econ. Geol. 2009. V. 104. P. 897–904.
- Barton P.B., Toulmin P. The electrom-tarnish method for the determination of the fugacity of sulfur in laboratory sulfide systems // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V.28. № 2. P. 619–640.
- Bennet A.J., Benning L.G. Gold and arsenic interactions with pyrite in hydrothermal solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. V. 68. P. A293.
- Berger B.R., Bagby W.E. The geology and origin of Carlin-type gold deposits // R. P. Foster (ed.), Gold Metallogeny and

Exploration. Chapman and Hall, 1993. P. 210–248.

Berger V.I., Theodore T.G. Implications of stratabound Carlin-type gold deposits in Paleozoic rocks of north-central Nevada // Rhoden H.N., Steininger R.C., Vikre P.G., eds. *Geol. Soc. Nevada Symp. 2005: Window to the World*, Reno, Nevada. 2005. P. 43–78.

Berger V.I., Mosier D.L., Bliss J.D., Moring B.C. (2014) Sediment-hosted gold deposits of the world-database and grade and tonnage models. Open-file report 2014–1074. 2014. Virginia, Reston: U.S. Geological Survey. 46 p.

Bettles K. Exploration and geology, 1962 to 2002, at the Goldstrike property, Carlin trend, Nevada // *Soc. Econ. Geol. Spec. Publ.* 9. 2002. P. 275–298.

Binary (deep and shallow) mixing model of gold mineralization / Wang Liankui, Zhang Shaoli, Huang Zhilong / 9<sup>th</sup> Symp. Int. Ass. Genes. Ore Dep. Abstr. Vol. 2. Beijing, 1994. c. 777–780.

Borkow P.S., Babcock L.E. Turning Pyrite Concretions Outside-In: Role of Biofilms in Pyritization of Fossils // *The Sedimentary Record*. 2003. No 4. P. 4–7.

Butler I.B., Rickard D. Framboidal pyrite formation via the oxidation of iron (II) monosulfide by hydrogen sulfide // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. Iss. 15. P. 2665–2672.

Cabri L.J., McMahon G., Bortnikov N.S. et al. SIMS gold analyses of sea floor sulfide minerals // *Proceedings of the 12th International Conference on Secondary Ion Mass Spectrometry*, Brussels, Belgium, A. Benninghoven et al. (eds.). Elsevier Sci. B.V. Publ., 2000a. P. 1019–1022.

Cabri L.J., Newville M., Gordon R.A. Chemical speciation of gold in arsenopyrite // *Can. Mineral.* 2000b. V. 38. P. 1265–1281.

Campbell I.H., Naldrett A.J., Barnes S.J. A model for the origin of the platinum group rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater complexes // *J. Petrol.* 1983. V. 24. P. 133–165.

Casadevall T., Ohmoto H. Sunnyside mine, Eureka mining district, San Juan County, Colorado: Geochemistry of gold and base metal ore deposition in a volcanic environment // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. P. 1285–1320.

Cathelineau M., Boiron M.C., Holiger P. et al. Gold arsenopyrite: crystal-chemistry, location and state, physical and chemical conditions of deposition // *Econ. Geol. Mon.* 6. 1989. P. 328–341.

Cepedal A., Fuentes-Fuente M., Martín-Izard A. et al. Gold-Bearing As-rich pyrite and arsenopyrite from the El Valle gold deposit, Asturias, Northwestern Spain // *Can. Mineral.* 2008. V. 46 (1). P. 233–247.

Cerny P., Blevin P.L., Cuney M., London D. Granite-related ore deposits // Hedenquist J., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P., eds. *Economic Geol. 100th Anniv. Vol.* 2005. P. 337–370.

Chen J.-H., Li Y.-Q., Zhong S.-P., Guo J. DFT simulation of the occurrences and correlation of gold and arsenic in pyrite // *Amer. Mineral.* 2013. V. 98. P. 1765–1771.

Chouinard A., Paquette J., Williams-Jones A.E. Crystallographic controls on trace-element incorporation in auriferous pyrite from the Pascua epithermal high-sulfidation deposit, Chile–Argentina // *Can. Mineral.* 2005. V. 43. P. 951–963.

Chudnenko K.V., Palyanova G.A., Anisimova G.S., Moskvitin S.G. Physicochemical modeling of formation of Ag–Au–Hg solid solutions: Kyuchyus deposit (Yakutia, Russia) as an example // *Applied Geochemistry*. 2015. V. 55. P. 138–151.

Ciobanu C.L., Cook N.J., Utsunomiya S., Kogagwa M., Green L., Gilbert S., Wade B. Gold–telluride nanoparticles in arsenic-free pyrite // *Am. Mineral.* 2012. V. 97. P. 1515–1518.

Cline J.S., Hofstra A.H., Muntean J.L. et al. Carlin-type gold deposits in Nevada: critical geologic characteristics and viable models // *Econ. Geol. 100th Anniversary Vol.* 2005. P. 451–484.

Cline J.S., Hofstra F.F. Ore-fluid evolution at the Getchell Carlin-type gold deposit, Nevada, USA // *Europ. J. Mineral.* 2000. V. 12. N1. P. 195–212.

Çolakoglu A.R., Oruç M., Arehart G.B., Poulson S. Geology and isotope geochemistry (C–O–S) of the Diyadin gold deposit, Eastern Turkey: A newly-discovered Carlin-like deposit // *Ore Geol. Reviews*. 2011. V. 40. P. 27–40.

Cook N.J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Shimizu M., Danyushevsky L., Saini-Eidukat B., Melcher F. Trace and minor elements in sphalerite: a LA-ICPMS study // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 4761–4791.

Cook N.J., Chryssoulis S.L. Concentrations of “invisible gold” in the common sulfides // *Can. Mineral.* 1990. V. 28. P. 1–16.

Cook N.J., Ciobanu C.L., Danyushevsky L.V., Gilbert S. Minor and trace elements in bornite and associated Cu-(Fe)-sulfides: a LA-ICP-MS study // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2011. V. 75. P. 6473–6496.

Cooke D. R., Hollings P., Walshe J. L. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls // *Econ. Geol.* 2005. V. 100. N° 5. P. 801–818.

Crafford A.E.J., Grauch V.J.S. Geologic and geophysical evidence for the influence of deep crustal structures on Paleozoic tectonics and the alignment of world-class gold deposits, north-central Nevada, USA // *Ore Geol. Reviews*. 2002. V. 21. P. 157–184.

Cromie P.W., Zaw Khin Geological setting, nature of ore fluids and sulphur isotope geochemistry of the Fu Ning Carlin-type gold deposit, Yunnan Province, China // *Geofluids*. 2003. N3. P. 133–143.

Czarnamske G.K. The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity buffer // *Econ. Geol.* 1974. V. 69. P. 1328–1334.

Danyushevsky L., Robinson P., Gilbert S. et al. Routine quantitative multi-element analysis of sulphide minerals by laser ablation ICP-MS: standard development and consideration of matrix effects // *Geochem., Explor. Environ. Anal.* 2011. V. 11. P. 51–60.

Davis D.A., Muntean J.L. Major Precious-Metal Deposits // Muntean J.L., Davis D.A., Sheenell L., McDonald B., eds. *The*

- Nevada Mineral Industry 2012. Uni. Nevada Press/ Nevada Bureau of Mines and Geology Spec. Publ. MI-2012. 2014. p. 53–101.
- Deditius A.P., Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Chryssoulis S.L., Walshe J., Ewing R.C. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2014. V. 140. P. 644–670.
- Doe, B.R., Zartman, R.E., 1979. Plumbotectonics. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3rd edn. Wiley, New York, pp. 22–70.
- Doeblich J.L., Theodore T.G. Geologic history of the Battle Mountain mining district, Nevada, and regional controls on the distribution of mineral systems // Coyner A.R., Fahey, P.L., eds. *Geology and ore deposits of the American Cordillera: Geol. Soc. Nevada Symp. Proc. Reno, Nevada, 1996*. V. 1. P. 453–483.
- Duan Ruiyan, Yang Fang, Li Lanying, Gui Huiwen. *Geology of gold deposits in neighbouring countries and prospect of gold deposits in China. Series 4*. 1995. № 16.
- Dubé B., Gosselin P. Mercier-Langevin P., Hannington M., Galley A. Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits // Goodfellow W.D. (ed.), *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geol. Ass. Can. Spec. Publ. 2007. No. 5. P. 75–94.
- Einaudi M.T., Meinert L.D., Newberry R.J. Skarn deposits // *Econ. Geol.* 75<sup>th</sup> Anniv. Vol. 1981. P. 317–391.
- Emsbo P., Hofstra A. H., Lauha E. A., Griffin G. L., Hutchinson R. W. Origin of high-grade gold ore, source of ore fluid components, and genesis of the Meikle and neighboring Carlin-type deposits, Northern Carlin Trend, Nevada // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 1069–1105.
- Emsbo P., Hutchinson R.W., Hofstra A.H., Volk J.A., Bettles K.H., Baschuk G.J., Johnson C.A. Syngenetic Au on the Carlin Trend: implications for Carlin-type deposits // *Geology*. 1999. V. 27. P. 59–62.
- Emsbo P., Groves D.I., Hofstra A.H., Bierlein F.P. The giant Carlin gold province: A protracted interplay of orogenic, basinal, and hydrothermal processes above a lithospheric boundary. *Mineralium Deposita*. 2006. V. 41. P. 517–525.
- Establishment of the structural control of the ores in stratified gold deposit Indungo/ Wu Chonglong, Han Zhijun, Wang Genfa, Guo Youqing/ *Diqiu Kexue, Zhongguo Dizhi* // *Ceosci*. 1994. V. 19. № 4. P. 471–481.
- Fleet M.E., Mumin A.H. Gold-bearing pyrite and marcasite and arsenopyrite from Carlin Trend gold deposits and laboratory synthesis // *Amer. Miner.* 1997. V. 82. N1-2. P. 182–193.
- Franklin J.M., Gibson H.L., Jonasson I.R., Galley A.G. Volcanogenic massive sulfide deposits // *Econ. Geol.* 100th Anniv. Vol. 2005. P. 523–560.
- Frimmel H. E. Earth's continental crustal gold endowment // *Earth Planet. Sci. Let.* 2008. V. 267. №1. P. 45–55.
- Garuti G., Zaccarini F. Minerals of Au, Ag and U in volcanic-rock-associated massive sulfide deposits of the Northern Apennine ophiolite (Italy) // *Can. Mineral.* 2005. V. 43. P. 935–950.
- Gaspar O.C. Mineralogy and sulfide mineral chemistry of the Neves–Corvo ores, Portugal: insight into their genesis // *Can. Mineral.* 2002. V. 40. P. 611–636.
- Genkin A.D., Bortnikov N.S., Cabri L., Wagner F.E., Stanley S.J., Safonov Y.G., McMahon G., Friedl J., Kerzin A.L., Gamyandin G.N. A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia, Russian Federation // *Econ. Geol.* 1998. V. 93. P. 463–487.
- Geochemistry microdissemination of gold ore deposits in southwest of province Guidgou (China)/ Zhang Jingrong, Zhu Kaizun, Lu Jianjun/ *J. Nanjing Univ. Natur. Sci. Ed.* 1993. V. 29. №2. P. 283–292.
- Grauch V.J.S., Rodriguez B.D., Wooden J.L. Geophysical and isotopic constraints on crustal structure related to mineral trends in north-central Nevada and implications for tectonic history // *Econ Geol.* 2003. V. 98. P. 269–286.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationships to other gold deposit types // *Ore Geol. Rev.* 1998. V. 13. P. 7–27.
- Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W. Iron oxide copper–gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits // *Econ. Geol.* 2010. V.105. P. 641–654.
- Gu X.X., Liu J.M., Schulz O. et al. Syngenetic origin for the sediment-hosted disseminated gold deposits in NW Sichuan, China: ore fabric evidence // *Ore Geol. Rev.* 2002. V. 22. P. 91–116.
- Guan Kang, Qiu Youshou, Yan Zhuoyong. Geological characteristics and genesis of Changkeng gold deposit in Guangdong // *J. Precious Metal Geol.* 1995. № 4. P. 195–203.
- Guo Jian, Liu Ping et al. Ore-forming and exploration models of the Baguamiao Gold Deposits, Shaanxi Province. 1994. P. 577–581.
- Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems // Goodfellow W.D., ed. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods*. Geol. Ass. Canada, Min. Dep. Division. Spec. Publ. 5. 2007. P. 95–112.
- Hazarika P., Mishra B., Chinnasamy S. S., Bernhardt H.-J. Multi-stage growth and invisible gold distribution in pyrite from the Kundarkocha sediment-hosted gold deposit, eastern India // *Ore Geol. Rev.* 2013. N55. P. 134–145.
- Healy R.E., Petruk W. Petrology of Au–Ag–Hg alloy and 'invisible' gold in the Trout Lake massive sulfide deposit, Flin Flon, Manitoba // *Can. Mineral.* 1990. V. 28. P. 189–206.
- Heinrich E.W.M. The Palabora carbonatitic complex – a unique copper deposit // *Can. Miner.* 1970. V. 10. P. 585–598.
- Heinrich C.A., Dreisner T., Stefansson A., Seward, T.M. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the

porphyry environment to epithermal ore deposits // *Geology*, 2004. V. 9. P. 761–764.

Heitt D.G., Dunbar W.W., Thompson T.B., Jackson R.G. Geology and geochemistry of the Deep Star gold deposit, Carlin trend, Nevada // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 1107–1136.

Henry C.D., Boden D.R. Eocene magmatism: the heat source for Carlin-type gold deposits of northern Nevada // *Geology*. 1998. V. 26. P. 1067–1070.

Herrington R.J., Puchkov V.N., Yakubchuk A.S. A reassessment of the tectonic zonation of the Uralides: implications for metallogeny. *Geol. Soc. London Special Pub.* 2005. V. 248(1). P. 153–166 DOI: 10.1144/GSL.SP.2005.248.01.08

Hickey K.A., Tosdal R.M., Haynes S.R., Moore S. Tectonics, paleogeography, volcanic succession, and the depth of formation of Eocene sediment-hosted gold deposits of the northern Carlin Trend, Nevada // *Sediment-hosted gold deposits of the northern Carlin trend – Field Trip. Geol. Soc. Nevada, Symp.* 2005b.

Hickey K.A., Tosdal R.M., Donelick R.A., Arehart G.B. Apatite fission-track thermal anomalies and the evolution of synextensional hydrothermal flow accompanying Au mineralization along the northern Carlin trend // *Nevada. Geol. Soc. Amer. Ann. Meet. Abs. Vol.* 2005a.

Hofstra A.H., Cline J.S. Characteristics and models for Carlin-type gold deposits // Hagemann S.G. and Brown P.E., eds., *Gold In 2000 // Reviews in Econ. Geol.* 2000. V. 13. P. 163–220.

Hofstra A.H., Snee L.W., Rye R.O., Folger H.W., Phinisey J.D., Loranger R.J., Dahl A.R., Naeser C.W., Stein H.J., Lewchuk M. Age constraints on Jerritt Canyon and other Carlin-type gold deposits in the western United States - relationship to Mid-Tertiary extension and magmatism // *Econ. Geol.* 1999. V. 94(5). P. 769–802.

Hofstra A.H., Leventhal J.S., Northrop H.R., Landis G.P., Rye R.O., Birak D.J., Dahl A.R. Genesis of sediment-hosted disseminated gold deposits by fluid mixing and sulfidization: chemical reaction-path modeling of ore-depositional processes documented in the Jerritt Canyon district, Nevada // *Geology*. 1991. V. 19. P. 36–40.

Hollister V.F. On a proposed plutonic porphyry gold deposit model // *Nat. Resour. Res.* 1992. V. 1. Iss. 4. P. 293–302. Doi: 10.1007/BF01782694

Hough R.M., Noble R.R.P., Reich M. Natural gold nanoparticles // *Ore Geol. Rev.* 2011. V. 42. P. 55–61.

Hu R-Z., Su W-C., Bi X-W. et al. Geology and geochemistry of Carlin-type gold deposits in China // *Mineral. Dep.* 2002. V.37. P.378–392.

Hulen J.B., Collister J.W. The oil-bearing, Carlin-type gold deposits of Yankee basin, Alligator Ridge district, Nevada // *Econ. Geol.* 1999. V. 94(6). P. 1029–1050.

Huston D.L. Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits: distribution, genesis and exploration // *Rev. Econ. Geol.* 2000. Vol.13. P. 401–426.

Hutchinson R.W. Precious metals in massive base metal sulfide deposits // *Geologische Rundschau.* 1990. V. 79(2). P. 241–263.

Ilchik R.P. Geology and geochemistry of the Vantage gold Deposits, Alligator Ridge-Bald Mountain mining district, Nevada // *Econ. Geol.* 1990. V. 85. P. 50–75.

Ilchik R.P., Barton, M.D. An amagmatic origin of Carlin-type gold deposits // *Econ. Geol.* 1997. V. 92. P. 269–288.

Kerrick R. Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses // Robert F., Sheahan P.A., Green S.B., eds. *Greenstone Gold and Crustal Evolution. Geol. Ass. Can., NUNA Conf. Vol.* 1991. P. 13–31.

Kesler S.E., Fortuna J., Jeffrey Z. Evaluation of the role of sulfidation in deposition of gold Screamer section of the Betze-Post Carlin-type deposit, Nevada // *Econ. Geol.* 2003. V. 98(6). P. 1137–1157.

Kesler S.E., Riciputi L.C., Ye Z. Evidence for a magmatic origin for Carlin-type gold deposits: isotopic composition of sulfur in the Betze–Post–Screamer deposit, Nevada, USA // *Miner. Dep.* 2005. V. 40. P. 127–136.

Klemm D.D. Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS - CoAsS - NiAsS und FeS<sub>2</sub> - CoS<sub>2</sub> - NiS<sub>2</sub> // *N. Jb. Miner. Abh. Bd.* 1965. V. 103. N3. P. 205–255.

Kovalev K.R., Kalinin Y.A., Naumov E.A. et al. A mineralogical study of the Suzdal sediment-hosted gold deposit, Eastern Kazakhstan: Implications for ore genesis // *Ore Geol. Reviews.* 2009. V. 35. P. 186–205.

Kozerenko S.V., Wagner F.E., Friedl J., Fadeev V.V. Gold in pyrite formation processes: 3. Mössbauer study of synthetic gold-bearing iron sulfides // *Geochem. Intern.* 2001. V. 39. Suppl. 2. P. S167–S172.

Kretschmar U., Scott S.D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // *Can. Miner.* 1976. V. 14. N3. P. 364–386.

Kuehn C.A., Rose A.R. Geology and geochemistry of wallrock alteration at the Carlin gold deposit, Nevada // *Econ. Geol.* 1992. V.87. P. 17–36.

Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits // *Econ. Geol.* 2011. V. 106. P. 331–358.

Larocque A.C.L., Hodgson C.J., Cabri L.J. et al. Ion-microprobe analysis of pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite from the Mobrun VMS deposit in northwestern Quebec: evidence for metamorphic remobilization of gold // *Canad. Mineral.* 1995. Vol. 33. P. 373–388.

Lefebvre D.V., Brown D.A., Ray G.E. The British Columbia sediment-hosted gold project // *British Columbia Geol. Surv. Branch. Geol. Fieldwork-1998, Paper 1999-1.* P. 165–178.

Lehmann B.J., Heinhorst J., Hein U., Neumann M., Weisser J.D., Fedosejev V.V. The Bereznyakovskoe gold trend, southern Urals, Russia // *Mineral. Dep.* 1999. V. 34. P. 241–249.



- Leistel J. M., Marcoux E., Deschamps Y., Joubert M. Antithetic behaviour of gold in the volcanogenic massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt // *Mineral. Deposita*. 1998. V. 33 (1–2). P. 2–30.
- Levitani G. Gold Deposits of the CIS. Xlibris Corporation, 2008.
- Li J., Fing D., Qi J., Zhang G. The existence of the negative valence state of gold in sulfide minerals and its formation mechanism // *Acta Geol. Sinica*. 1995. V. 69. P. 67–77.
- Liang H., Xia P., Wang X., Zhang H., Cheng J., Shan Q. The geochemical and genetical differences of gold and silver orebodies in the Changkeng deposit, Guangdong // *Geol. Rev.* 1998. V. 44. № 2. P. 187–199.
- Lithological and Geochemical Characteristics of Carlin-Type Gold Deposits in China/ Tan Yunin and Wang Jianyu (Research Inst. of Geol. for Mineral Resources, Guilin, China), 1995.
- Liu Jiajun, Dai Hongzhang Zhai, Degao, Wang Jianping, Wang Yinhong, Yang Longbo, Mao Guangjian, Liu Xinhui, Liao Yanfu, Yu Chao, Li Qiangzhi. Geological and geochemical characteristics and formation mechanisms of the Zhaishang Carlin-like type gold deposit, western Qinling Mountains, China // *Ore Geol. Rev.* 2015. V. 64. P. 273–298.
- Lu X.X., Yu X.D., Yu Z.P., Wang Y.T., Xue L.W., Ye A.W., Suo T.Y., Jin J.P. Minerogenesis of gold and its coupling with tectonics in Xiaqingling-Xiong'ershan region // *Gold Geology*. 2004. V. 10(1). P. 1–5.
- Maddox L.M., Bancroft G.M., Scaini M.J., Lorimer J.W. Invisible gold: comparison of Au deposition on pyrite and arsenopyrite // *Amer. Mineral.* 1998. V. 83. № 11–12. P. 1240–1245.
- Madrid R.J., Roberts R.J. Origin of gold belts in north central Nevada. *Geology and Ore Deposits of the Great Basin, Field Trip Guidebook*. Reno: Geol. Soc. Nevada, 1991. P. 927–939.
- Maohong C., Jingwen M., Bierlein F. P. et al. Structural features and metallogenesis of the Carlin-type Jinfeng (Lannigou) gold deposit, Guizhou Province, China // *Ore Geol. Reviews*. 2011. V. 43. P. 217–234.
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R. et al. Tellurium-bearing minerals in zoned sulfide chimneys from Cu–Zn massive sulfide deposits of the Urals, Russia // *Mineral. Petrol.* 2013. V. 107(1). P. 67–99.
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman–Kasy volcanic-hosted massive sulphide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation–inductively coupled plasma mass spectrometry (LA–ICPMS) // *Econ. Geol.* 2009. V. 104. P. 1111–1141.
- McClenaghan S., Lentz D.R., Martin J., Diegor J. Gold in the Brunswick No. 12 volcanogenic massive sulfide deposit, Bathurst Mining Camp, Canada: Evidence from bulk–ore analysis and laser–ablation ICP–MS data on sulfide phases // *Mineral. Deposita*. 2009. V. 44. P. 523–557.
- McClenaghan S.H., Lentz D.R., Cabri L.J. Abundance and speciation of gold in massive sulfides of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, Canada // *Can. Mineral.* 2004. V. 42. P. 851–871.
- McClenaghan S., Lentz D.R., Martin J., Diegor J. Gold in the Brunswick No. 12 volcanogenic massive sulfide deposit, Bathurst Mining Camp, Canada: Evidence from bulk–ore analysis and laser–ablation ICP–MS data on sulfide phases // *Mineral. Deposita*. 2009. V. 44. P. 523–557.
- McCoy D., Newberry R.J., Layer P. et al. Plutonic-related gold deposits of Interior Alaska // *Econ. Geol. Mon.* V. 9. 1997. P. 191–241.
- McCuaig T.C., Kerrich R. P–T–t–deformation–fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics // *Ore Geol. Rev.* 1998. V. 12. P. 381–453.
- Mehrabi B., Yardley B.W.D. Komminue A. Modelling the As–Au association in hydrothermal gold mineralization: example of Zarshuran deposit, NW Iran // *J. Sci., Islamic Rep. Iran*. 2003. V. 14. N1. P. 37–52.
- Melekestseva I.Yu., Tret'yakov G.A., Nimis P., Yuminov A.M., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Kotlyarov V.A., Beltenev V.E., Danyushevsky L.V., Large R. Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87'N): Evidence for phase separation and magmatic input // *Marine Geology*. 2014. V. 349. P. 37–54.
- Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A., Nimis P., Beltenev V.E., Rozhdestvenskaya I.I., Maslennikova S.P., Belogub E.V., Danyushevsky L., Large R., Yuminov A.M., Sadykov S.A. Gold- and silver-rich massive sulfides from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13–N, Mid-Atlantic Ridge: A case of magmatic contribution? // *Econ. Geol.* 2017 (in press).
- Mercier–Langevin P., Dubé B., Bécu V., Hannington M.D. The gold content of volcanogenic massive sulfide deposits // *Mineral. Deposita*. 2011. V. 46(5). P. 509–539.
- Metallogenic Conditions and Prospecting Criteria of Carlin-type Gold Deposit in the Triangle Zone Between Boundaries of Sichuan, Gansu and Shanxi Provinces in China/ Shehg Songping (Sichuan Center of Remote Sensing P.R. China), 1995.
- Muntean J.L., Cline J.S., Simon A.C., Longo A.A. Magmatic hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits. *Nature Geos.* 2011. V. 4. P. 122–127.
- Muntean J.L., Cline J.S., Johnston M.K., Ressel M.W., Seedorf E., Barton M.D. Controversies on the origin of world-class gold deposits; Part I, Carlin-type gold deposits in Nevada // *Soc. Econ. Geol. Newsletter*. 2004. V. 59. P. 1–18.
- Murzin, V.V., Naumov E.A., Azovskova O.B., Varlamov D.A., Rovnushkin M.Yu., Pirajno F. The Vorontsovskoe Au–Hg–As ore deposit (Northern Urals, Russia): Geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model // *Ore Geol. Rev.* 2017. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.037>.
- Nutt C.J., Hofstra A.H. Alligator Ridge district, East-Central Nevada: Carlin-Type Gold Mineralization at Shallow Depths // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 1225–1241.
- Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits // *Econ. Geol.* 1972. V. 67. P. 551–578.

- Oppliger G.L., Murphy J.B., Brimhall Jr.G.H. Is the ancestral Yellowstone hotspot responsible for the Tertiary "Carlin" mineralization in the Great Basin of Nevada? // *Geology*. 1997. V. 25(7). P. 627–630.
- Ostwald J., England B.M. The relationship between euhedral and framboidal pyrite in base-metal sulfide ores // *Mineral. Mag.* 1979. V. 43. P. 297–300.
- Palenik C.S., Utsunomiya S., Reich M., Kesler S.E., Wang L., Ewing R.C. "Invisible" gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit. *Amer. Miner.* 2004. V. 89(8). P. 1359–1366.
- Pals D.W., Spry P.G., Chrysosoulis S. Invisible gold and tellurium in arsenic-rich pyrite from the Emperor gold deposit, Fiji: Implications for gold distribution and deposition // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 479–493.
- Percival T.J., Radtke A.S., Jancovic S.R. Gold mineralization of the Carlin type in the Alsar district, Macedonia, Yugoslavia. *Proc. 8<sup>th</sup> IAGOD symp. Stuttgart: Schweizerbart, 1993. P. 637–646.*
- Peters S.G. (2002) *Geology, geochemistry, and geophysics of sedimentary-hosted Au deposits in P.R. China: U.S. Geological Survey Open-File Report: 02-131, Version 1.0, <http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of02-131/OF02-131.pdf>.*
- Peters S.G., Jiazhan H., Zhiping Li, Chenggui J. Sedimentary rock-hosted Au deposits of the Dian-Qian-Gui area, Guizhou, Yunnan Provinces, and Guangxi District, China // *Ore Geol. Reviews*. 2007. 31. P. 170–204.
- Phillips G.N., Powell R. Link between gold provinces // *Econ. Geol.* 1993. V. 88. P. 1084–1098.
- Phillips G.N., J.D.M. Law. Witwatersrand Gold Fields: Geology, Genesis, and Exploration. *Gold In 2000 // Reviews in Econ. Geol.* 2000. V. 13. P. 439–500.
- Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Groznova E.O., Seltmann R., Lehmann B. The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 79. Part B. P. 910–931.
- Prokin V.A., Buslaev F.P. Massive copper–zinc sulfide deposits in the Urals // *Ore Geol. Rev.* 1999. V. 14. P. 1–69.
- Radtke A.S. Geology of the Carlin gold deposit, Nevada // *U.S. Geol. Prof. Pap.*, 1985. N.1267. 263p.
- Radtke A.S., Rye R.O., Dickson F.W. Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit, Nevada // *Econ. Geol.* 1980. V. 75. P. 641–672.
- Regularity for hot spring–karst–alteration rock type gold deposit in Xiqingshan/ Li Yadong/ *J. Prec. metallic geology*. 1994. № 3. P. 131–138.
- Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chrysosoulis S., Ewing R.C. et al. Solubility of gold in arsenian pyrite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. N11. P. 2781–2796.
- Ressel M.W., Henry C.D. Igneous geology of the Carlin Trend, Nevada: development of the eocene plutonic complex and significance for Carlin-type gold deposits // *Econ. Geol.* 2006. V.101, N2. P.347–385.
- Richards J.P. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere // *Geology*. 2009. V. 37. P. 247–250.
- Robert F., Brommecker R., Bourne B.T., Dobak P.G., McEwan C.J., Rowe R.R., Zhou X. Models and exploration methods for major gold deposit types // *Proc. Explor.* 2007. V. 7. P. 691–711.
- Roberts R.J., Radtke A.S., Coats R.R. Gold-bearing deposits in Northcentral Nevada and Southwestern Idaho // *Econ. Geol.* 1971. Vol. 66. P. 14–33.
- Rust G.W. Colloidal primary copper ores at Cornwall Mines, southeastern Missouri // *Jour. Geol.* 1935. V. 43. P. 398–426.
- Ryan C.G., Siddons D.P., Kirkham R. et al. The Maia detector array and x-ray fluorescence imaging system: locating rare precious metal phases in complex samples // *Proc. SPIE* 8851: 88510Q. 2013. doi: 10.1117/12.2027195
- Sawlowicz Z. Framboids: from their origin to application // *Prace Mineralogiczne*. 2000. 88 p.
- Sawkins P.J. *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*. New York: Springer-Verlag, 1984. 325 pp.
- Schneiderhoehn H. Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers // *N. Jb. Mineral. Geol. Palaontol.*, 1923. V. 47. P. 1–38.
- Sediment-hosted Micro-dissemination Gold and Evolution of Sedimentary Basin/ Liu Jianming (Mineral Resources Center, CAS, P.R China) LIU Jiajun (Mineral Resources Depart, Chengdu College of Technology, P.R. China), 1994.
- Seedorff E. Magmatism, extension, and ore deposits of Eocene to Holocene age in the Great basin: Mutual effects and preliminary proposed genetic relationships // Raines G.L., Lisle R.E., Schafer R.W., Wilkinson W.H., eds., *Geology and ore deposits of the Great Basin*. Reno, Geol. Soc. Nevada, Symp. Proc. 1991. P. 133–178.
- Setijadji L.D. Generating exploration criteria by modelling sediment-hosted disseminated gold mineralisation in the Great Basin, southwestern USA. Master degree Thesis. Int. Inst. Geoinform. Sci. Enschede, Netherlands, 2002. 122 p.
- Sha P. Geochemistry and genesis of carbonate-hosted disseminated gold mineralization at the Gold Quarry Mine, Nevada. Ph.D. Thesis, Uni. Alabama, Tuscaloosa, 1993.
- Shatov V.V., Seltmann R., Moon C.J. The Yubileinoe porphyry Au-(Cu) deposit, the South Urals: Geology and alteration controls of mineralization // Eliopoulos D.G. et al. (Eds.), *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Proc. 7th SGA Meeting, Athens, Greece. Rotterdam: Millpress, 2003. V. 1. P. 379–382.
- Sheg Songping. Metalogenic conditions and prospecting criteria's of Carlin-type gold deposit in the Triangle zone between boundaries Sichuan, Gansu and Shanxi provinces in China. Sichuan Center of Remote Sensing, P.R. China, 1995.
- Shui H.M. Occurrence and distribution of invisible gold in a Carlin-type gold deposit in China // *Amer. Miner.* 1991. V. 76. N11-12. P. 1964–1972.
- Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery // *Rev. Econ. Geol.* 2000. V. 13. P. 315–345.

- Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. P. 3–41.
- Sillitoe R.H. Intrusion-related gold deposits // Foster Ž.R.P., ed. *Gold Metal. Explor.* Glasgow: Blackie and Son, 1991. P. 165–209.
- Sillitoe R.H., Bonham H.F.Jr. Sediment-hosted gold deposits: distal products of magmatic-hydrothermal systems // *Geology*. 1990. V. 18. P. 157–161.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits // *Soc. Econ. Geol. Spec. Pub.* 10, 2003. P. 315–345.
- Simon G., Huang H., Penner-Hahn J.E., Kesler S.E., Kao L.–S. Oxidation state of gold and arsenic in gold-bearing arsenian pyrite // *Am. Miner.* 1999. V. 84. P.1071–1079.
- Some aspects of knowledge of gold deposits Karlin type/ Li Ch./ *Acta Mineral. Sin.* 1995. 15. № 2. P. 132–137.
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26, N2. P. 207–221.
- Su W., Heinrich C. A., Pettke T., Zhang X., Hu R., Xia B. Sediment-hosted gold deposits in Guizhou, China: products of wall-rock sulfidation by deep crustal fluids // *Econ. Geol.* 2009. V. 104. P. 73–93.
- Su W., Xia B., Zhang H. et al. Visible gold in arsenian pyrite at the Shuiyindong Carlin-type gold deposit, Guizhou, China: Implications for the environment and processes of ore formation // *Ore Geol. Reviews*. 2008. V. 33. P. 667–679.
- Sung Y.H, Brugger J., Ciobanu C.L., Pring A., Skinner W., Nugus M. Invisible gold in arsenian pyrite and arsenopyrite from a multistage Archean gold deposit: Sunrise Dam, Eastern Goldfields Province, Western Australia // *Mineral. Deposita*. 2009. V. 44. P. 765–791.
- Tagirov B.R., Trigub A.L., Kvashnina K.O., Shiryayev A.A., Chareev D.A., Nickolsky M.S., ... Kovalchuk E.V. Covellite CuS as a matrix for “invisible” gold: X-ray spectroscopic study of the chemical state of Cu and Au in synthetic minerals // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 191. P. 58–69.
- Tauson V.L. Gold solubility in the common gold-bearing minerals: experimental evaluation and application to pyrite // *Eur. J. Miner.* 1999. V. 11. No 6. P. 937–947.
- Teal L., Jackson M. Geologic overview of the Carlin Trend gold deposits. *Gold Deposits of the Carlin trend: Mines Geol.* 2002. V. 111. P. 9–19.
- Teal L., Branham A. Geology of the Mike gold-Copper Deposit, Eureka County, Nevada // *Carlin-type Gold Deposits Field Conference. Guidebook Series*. V. 28. 1997. P. 257–276.
- Thompson J.F.H., Newberry R.J. Gold deposits related to reduced granitic intrusions // *Reviews in Economic Geology*. 2000. V.13. P. 377–400.
- Tosdal R.M., Wooden J.L., Kistler R.W. Inheritance of Nevadan mineral belts from Neoproterozoic continental breakup in Cluer J.K., Price J.G., Struhsacker E.M., Hardyman R.F., Morris C.L. eds., *Geology and Ore Deposits 2000: The Great Basin and Beyond* // *Geol. Soc. Nevada Symp. Proc.*, Reno, 2000. P. 451–466.
- Tornos F. Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: the Iberian Pyrite Belt // *Ore Geol. Rev.* 2006. V. 28. P. 259–307.
- Trigub, A.L., Tagirov, B.R., Kvashnina, K.O., Chareev, D.A., Nickolsky, M.S., Shiryayev, A.A., Baranova, N.N., Kovalchuk, E.V., Mokhov, A.V., 2017. X-rays spectroscopy study of the chemical state of “invisible” Au in synthetic minerals in the Fe-As-S system. *Am. Mineral.* 102, 1057–1065.
- The research of regularites, conditions and model of ore formation of micro-disseminated gold deposits in northwestern Guangxi/ Wang Jinbang and Huang Fangfang (Guangxi Department of Geology and Mineral Resources), 1995.
- Vaughan J.P., Kyin A. Refractory gold ores in Archean greenstones, Western Australia: mineralogy, gold paragenesis, metallurgical characterization and classification // *Mineral. Mag.* 2004. V. 68. P. 255–277.
- Vikentev I.V. Precious metal and telluride mineralogy of large volcanic–hosted massive sulfide deposits in the Urals // *Mineral. Petrol.* 2006. V. 87. P. 305–326.
- Vikentev I.V. Invisible and microscopic gold in pyrite: new data for volcanogenic massive sulfide ores of the Urals // 13th SGA Meeting. Nancy, France, 2015. V. 5. P. 2113–2116.
- Vikentev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. *Ore geology // Ore Geology Reviews*. 2017. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.10.032
- Vikentev I.V., Yudovskaya M.A., Mokhov A.V., Kerzin A.L., Tsepin A.I. Gold and PGE in sulfide massive sulphide ore of the Uzelginsk deposit, Southern Urals, Russia // *Can. Mineral.* 2004. V.42. № 5. P. 651–665.
- Vikent'eva, O.V., Bortnikov N.S., Vikentev I.V., Groznova E.O., Lyubimtseva N.G., Murzin V.V. The Berezovsk giant intrusion-related gold-quartz deposit, Urals, Russia: Evidence for multiple magmatic and metamorphic fluid reservoirs. *Ore Geol. Rev.* 2017. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.08.018
- Wagner T., Klemm R., Wenzel T., Mattsson B. Gold upgrading in metamorphosed massive sulfide ore deposits: Direct evidence from laser–ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry analysis of invisible gold // *Geology*. 2007. V. 35. P. 775–778.
- Wagner F.E., Marion P., Regward J.R. et al. Möesbauer study of chemical state of gold in ores // *Gold. Proc. Conf. on Gold Extractive metallurgy. Johannesburg: South African Ins. Min. Metal.* 1986. V. 20. P. 435–443.
- Wallace A.R. The relief Canyon Gold deposit, Nevada: a mineralized solution breccia // *Econ. Geol.* 1989. V. 84. P. 279–290.
- Wells J.D., Mullens T.E. (1973) Gold-bearing arsenic pyrites, determined by microprobe analysis, Cortes and Carlin gold

---

---

mines, Nevada. *Econ. Geol.*, 68(2), 187–201.

Xia Y., Su W., Zhang X., Liu J. Geochemistry and metallogenic model of Carlin-type gold deposits in Southwest Guizhou province, China // D. Panagiotaras (Ed.). *Geochemistry - Earth's System Processes*, 2012. P. 127-156.

Ye Z., Kesler S.E., Essene E.J., Zohar P.B., Borhauer J.L. Relation of Carlin-type gold mineralization to lithology, structure and alteration: Screamer zone, Betze-Post deposit, Nevada // *Miner. Dep.* 2003. V. 38. P. 22–38

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiyev N.N. Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits // *Geoscience Frontiers*. 2016. V. 7. Is. 3. P. 453–481.

Zachariáš J., Frýda J., Paterová B., Mihaljevič M. Arsenopyrite and As-bearing pyrite from the Roudný deposit, Bohemian Massif // *Mineral. Mag.* 2004. V. 68(1). P. 31–46.

Zhang X-C, Spiro B., Halls C., Stanley C.J., Yang K-Y. Sediment-hosted disseminated gold deposits in southwest Guizhou, PRC: Their geological setting and origin in relation to mineralogical, fluid inclusion, and stable isotope characteristics // *International Geology Reviews*, 2003. V. 45, p. 407–470.

Zheng Y.F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1993. V. 57. P. 1079-1091.

Zheng Y.F. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // *Geochem. Journal.* 1999. V. 33. P. 109-126.

Zhou Taihe, Goldfarb R.J., Phillips G.N. Tectonics and distribution of gold deposits in China – an overview // *Miner. Dep.* 2002. V. 37. P. 249–282.

Zindler A., Hart S. Chemical Geodynamics // *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.

