

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

5/2010

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ

Зам. главного редактора **А.И.КРИВЦОВ**

Зам. главного редактора **Н.И.НАЗАРОВА**

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К.БУРЕНКОВ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
Ю.К.ГОЛУБЕВ
В.С.ЗВЕЗДОВ
П.А.ИГНАТОВ
В.В.КУЗНЕЦОВ
Н.К.КУРБАНОВ
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Г.В.РУЧКИН
Ю.Г.САФОНОВ
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА
В.И.СТАРОСТИН

УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ
РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Издается при участии

Международной академии минеральных ресурсов,

Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2010

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Т.В.Лукина

Сдано в набор 11.10.10 г.
Подписано в печать 15.10.10 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 313-43-47
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2010

Прикладная металлогения**Applied metallogeny***Склярова Г.Ф.*

Эволюция экзогенного рудообразования на территории Дальнего Востока России

5

Sklyarova G.F.

Evolution of exogenous ore formation in the territory of the Far East of Russia

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений**Prognosis and exploration techniques and methods***Колоскова С.М., Исоков М.У., Зималина В.Я., Туробов И.Ш.*

Структурные условия локализации и параметрическая характеристика изменчивости промышленной золоторудной минерализации на месторождения Гужумсай, Узбекистан

10

Koloskova S.M., Isokov M.U., Zimalina V.Ya., Turobov I.Sh.

Structural conditions of localization and parametric description of changeableness of gold mineralization on deposit Gujumsay, Uzbekistan

Черненко М.Ю.

Геохимическая специализация эффузивных и субвулканических комплексов Оренбургского Урала и их металлогеническое значение

17

Chernenko M.Yu.

Geochemical Specialty of Effusive and Subvolcanic Complexes of Orenburg Region of the Urals and their Metallogenic Importance

Строение рудных месторождений**Anatomy of ore deposits***Остапенко Л.А., Двуреченская С.С., Рыжов О.Б.*
Природные типы серебряных руд и критерии их выделения на месторождениях с развитой зоной окисления

23

Ostapenko L.A., Dvurechenskaya S.S., Ryzhov O.B.

Silver deposits with pronounced oxidation profile: Natural ore types and delineation criteria

Реут И.Л.

Золотоносность вулканогенных и интрузивных комплексов Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны Южного Урала и перспективы их рудоносности

33

Reut I.L.

Gold content levels and ore potential of volcanic and intrusive series underlying the Voznesensk-Prisakmarsk structural formative zone, South Urals

Арсентьева И.В.

Месторождения гидротермально-осадочных золото-сульфидных руд в нижнекаменноугольных черносланцевых отложениях Восточного Оренбуржья

40

Arsentieva I.V.

The deposits of hydrothermal-sedimentary Au-sulfide ores in Early Carboniferous black shale complexes of the Eastern part of Orenburg region

Двуреченская С.С.

Новые данные о самородном золоте и составе рудных минералов Синюхинского золото-скарнового месторождения

54

Dvurechenskaya S.S.

New data for native gold and ore minerals from Siniukhinskoe gold-skarn deposit

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Хачатрян Г.К., Кряжев С.Г.

Методика анализа порообразующих и акцессорных минералов рудных месторождений с использованием ИК-Фурье микроскопа

64

Шаповалов В.С., Приставко В.А.

Некоторые геостатистические особенности оценки техногенных россыпей золота Колымы

73

Памяти

А.И.Кривцова, Ю.Ю.Воробьева, В.Н.Новикова, А.Д.Петровского

77

Mining and exploration techniques and technologies

Khachatryan G.K., Kryazhev S.G.

Ir-fourier microscope-assisted analysis technique for the ore-related main and accessory minerals

Shapovalov V.S., Pristavko V.A.

The some geostatistic peculiarities of estimate of technogenic gold places of Kolyma

In memoriam

A.I.Krivtsov, Yu.Yu.Vorobyov, V.N.Tovikov, A.D.Petrovsky

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ



УДК 553.068 (571.6)

© Г.Ф.Склярова, 2010

ЭВОЛЮЦИЯ ЭКЗОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Г.Ф.Склярова (Институт горного дела ДВО РАН)

Рассмотрены геохронологические особенности распределения месторождений основных видов экзогенных полезных ископаемых Дальнего Востока (каменный и бурый угли, графит, высокоглиноземистые породы, глины огнеупорные, бентонитовые, цеолиты, вермикулиты, фосфориты, руды — марганцевые, серноколчеданные, свинцово-цинковые, россыпи минералов железа, титана и олова) в генетической и парагенетической связи с рудовмещающими толщами в объемах соответствующих геохронологических подразделений.

Ключевые слова: эволюция, экзогенный, геохронология, периоды, рудоносный.

Склярова Галина Федоровна, sklyarova@igd.khv.ru

EVOLUTION OF EXOGENOUS ORE FORMATION IN THE TERRITORY OF THE FAR EAST OF RUSSIA

G.F.Sklyarova

In the article are examined the geochronological special features of the distribution of the layers of the basic forms of exogenous minerals of the Far East (rock and brown coal, graphite, high-alumina species, clay fireproof, bentonitic, zeolites, vermiculite, phosphorites, ore – manganic, [sernokolchedannye], lead-zinc, the scattering of the minerals of iron, titanium and tin) in their genetic and paragenetic connection with the ore-bearing thicknesses in the volumes of the corresponding geochronological subdivisions.

Key words: evolution, exogenous, geochrony, periods, ore-bearing.

Многочисленные исследования, посвященные анализу распределения различных рудоносных формаций в стратифицированной толще Земли и их эволюции во времени, позволили установить довольно четкие закономерности пульсационного проявления рудогенерирующих процессов и, соответственно, концентрации месторождений экзогенных полезных ископаемых в определенных стратиграфических горизонтах и осадочных сериях. Пульсационные всплески для большинства экзогенных полезных ископаемых возникают удивительно согласованно: либо одновременно (железо–алюминий–фосфор, марганец–свинец–цинк), либо последовательно (бокситы–каолины–уголь). Эта последовательность позволяет выделить в истории Земли рудоносные эпохи. Эволюция рудогенерирующих обстановок и процессов во времени, как правило, определяет возникновение в каждую эпоху присущих только ей формаций. Каждая рудоносная эпоха характеризуется специфической минерацией.

В эволюционном отношении выделены два периода экзогенного рудообразования — доордовикский и послесилурийский, характеризующихся закономерными ассоциациями преимущественно

одних и тех же полезных химических элементов, но в разных минеральных формах и количественных соотношениях. Интенсивность экзогенного рудообразования в доордовикский период максимальна в протерозое, в послесилурийский период с юрского времени она постепенно возрастает, что согласуется с представлениями о возникновении и развитии динамических агентов, определяющих развитие экзогенных процессов на поверхности земной коры.

К экзогенным полезным ископаемым относятся металлические, твердые горючие и неметаллические полезные ископаемые, образование которых связано с явлениями, обусловленными влиянием внешних природных факторов — космоса, климата, гидросферы. Совокупность экзогенных сил на всех уровнях геологического развития Земли приводит в движение сложный круговорот процессов выветривания, денудации и осадконакопления. Основные результаты воздействия экзогенных процессов на горные породы земной поверхности — выветривание и перемещение выветрелого материала из областей денудации в бассейны осадконакопления. Вещественным выражением проявления эндо- и экзогенных факторов являются природные парагенетические ассоциации сообщества пород и

руд. Выявление экзогенных полезных ископаемых, закономерностей их образования неотделимо от изучения вмещающих их геологических формаций (осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных), обладающих специфическими чертами состава и строения, в пространственной и временной связи с которыми генетически или парагенетически связаны промышленно ценные концентрации экзогенных полезных ископаемых.

Экзогенные процессы в теоретическом плане это геологические формы проявления энтропии, которая в целом определяет не концентрацию тех или иных минералов, в том числе представляющих полезные ископаемые, а, наоборот, их рассеивание. Аналогично рассеивается и материал, источником которого являются вулканизм или гидротермы. Однако на промежуточных этапах закономерных процессов рассеивания возникают геологические обстановки, обуславливающие не рассеивание, а концентрацию выветрелого материала. Совокупность аналогичных исключений концентрации полезных минералов в промышленных масштабах приводит к образованию месторождений. Выявление особенностей распределения месторождений в пространстве и во времени определяется как закономерности их образования.

Для установления закономерностей и генетических или парагенетических связей между различными видами полезных ископаемых, а также с рудовмещающими толщами важно отразить условия их образования.

На территории Дальнего Востока выявлены следующие генетические типы месторождений экзогенных полезных ископаемых: *осадочные* — каменный и бурый уголь, марганец, аллиты, фосфориты, каолиновые и огнеупорные глины, россыпи золота, олова, вольфрама и титана; *вулканогенно-гидротермально-осадочные* — железо, фосфориты, цеолиты; *остаточные (элювиальные)* — железо, аллиты и бокситы, фосфориты, бентониты, вермикулиты; *эпигенетические* — свинец, цинк, серный колчедан, рудоносные, лечебные и термоэнергетические воды; *метаморфизованные* — железо, высокоглиноземистые породы, графит.

Периоды экзогенного рудообразования. Геохронологическое распределение месторождений экзогенных полезных ископаемых осуществлялось в объемах геологических периодов и эонов (рисунок). Однако различная продолжительность периодов и эонов в той или иной степени искажает рассмотрение интенсивности экзогенного рудообразования во времени. Поэтому, кроме данных об абсолютном распределении по видам полезных ископаемых, обобщающая диаграмма учитывает абсолют-

ную продолжительность геохронологических подразделений.

Распределение месторождений во времени по видам полезных ископаемых на территории Дальнего Востока (без Якутии) представляется следующим образом.

Каменный и бурый угли. В целом углеобразование на Дальнем Востоке проявилось в юрский, меловой, палеогеновый и неогеновый периоды. В распределении каменных и бурых углей отмечаются следующие различия. Каменные угли фиксируются начиная с юрского, а бурые — с мелового периодов. Максимальное количество месторождений каменных углей сосредоточено в отложениях мелового, а бурых — палеогенового периодов. Поскольку каменные угли являются продуктами метаморфических превращений бурых углей, из анализируемых данных следует, что все юрские и большая часть меловых углей к настоящему времени превращены в каменные. Последних в 18,3 раза больше, чем бурых. Масштабы проявления метаморфизма палеогеновых и неогеновых углей значительно меньше. Каменных углей этих возрастов в 2,7 раза меньше, чем бурых. Закономерно, чем древнее угли, тем выше степень их углефикации. Максимум угленакопления приходится на меловой и палеогеновый периоды (точнее, поздний мел — ранний палеоген). Следовательно, отложения данного времени наиболее перспективны для поисков месторождений угля.

Графит. Наибольшее число месторождений графита сосредоточено в архейских и протерозойских отложениях. В мезозойских отложениях они приурочены к меловому периоду, с которым связана максимальная интенсивность углеобразования. В большинстве случаев образование графита обусловлено процессами термального метаморфизма на контактах интрузий с углесодержащими образованиями.

Глины каолиновые и огнеупорные обычно генетически связаны с угленосными отложениями, реже с переотложенными продуктами кор выветривания в озерно-болотных условиях. Периоды их образования совпадают с периодами углеобразования (мел, палеоген, неоген). Это характерно и для метаморфических аналогов каолиновых флинтклевов и графита, приуроченных к протерозою.

Глины бентонитовые, образующиеся за счет поверхностного выветривания и гальмиролиза туфогенного материала, локализованы в меловых, палеогеновых и четвертичных породах.

Аллиты, высокоглиноземистые породы. Аллиты обнаруживаются в отложениях разного возраста: поздний протерозой — ранний кембрий, средний девон, поздняя пермь, поздний мел — палеоген,

неоген. Эти уровни аллиито- и бокситообразования совпадают с эпохами бокситообразования на территории России и сопредельных стран — КНР, КНДР. Сопоставляя распространенность аллитов и их метаморфических аналогов — андалузитовых и дистен-силлиманитовых пород, содержащих местами скопления корунда, нетрудно заметить, что они развиты в отложениях того же возраста, но в своем распространении контролируются зонами метаморфизма — контактового в фанерозое и регионального в докембрии. При сопоставлении геохронологического распределения аллитов и их метаморфических аналогов с углеродистыми и глинистыми породами обнаруживается синхронизация эпох их образования.

Железо. Железообразование происходило в архее, протерозое, кембрии и девоне. Мелкие месторождения связаны с неоген-четвертичными и мелпалеогеновыми отложениями. Максимальное число месторождений фиксируется в кембрийских образованиях. В остаточных и осадочных железных рудах отмечаются несколько повышенная глиноземистость и парагенетическая связь с аллитами. Эта ассоциация характерна и для их докембрийских метаморфических аналогов — силлиманит-дистеновых и магнетитовых сланцев и гнейсов. Железистые кварциты развиты в одних и тех же стратиграфических подразделениях докембрия.

Фосфориты. Основные периоды фосфатообразования на Дальнем Востоке — протерозой (поздний), кембрий (поздний), пермь (ранняя), триас, мел и неоген. В кембрийских месторождениях отмечается генетическая связь фосфоритов с железом и марганцем. В докембрии метаморфическими аналогами являются апатиты в нижнеархейских образованиях, к которым также приурочены месторождения и проявления графита, корунда, силлиманит-дистеновых пород, магнетитовых кварцитов и гнейсов.

Марганец. Марганцеобразование наиболее существенно проявилось в кембрии, девоне, карбоне, перми и мелу. Марганценозные породы обычно ассоциируют с железорудными (Удско-Шантарский бассейн, Буреинский и Ханкайский массивы), но проявляются и вне зависимости от них (поздний палеозой).

Свинцово-цинковые руды стратиформного типа связаны с протерозойскими и девонскими отложениями. Синхронность их проявлений в позднем протерозое на разобщенных удаленных друг от друга площадях (Восточно-Чукотский массив, бассейн р.Юдомы и др.), а также в других районах (месторождения Удоканское, Сардана) позволяют оценивать этот уровень как перспективный для об-

наружения свинцово-цинковых и медных месторождений стратиформного типа.

Серноколчеданные руды связаны с протерозойскими отложениями. Это, по-видимому, эпигенетические образования стратиформного типа, условно включенные в число экзогенных полезных ископаемых.

Россыпи золота, железа, титана, олова и вольфрама в подавляющем большинстве связаны с аллювиальными, делювиальными, элювиальными и прибрежно-морскими образованиями четвертичного возраста, ограниченно (Ханкайский массив) зафиксированы погребенные россыпи олова в неогеновых отложениях. Для Дальнего Востока наибольшее практическое значение и развитие имеют золотосодержащие и оловоносные россыпи.

Вермикулит генетически ассоциирует с корами выветривания биотитсодержащих (пироксенитов, авезакитов, сланцев) разновозрастных пород. Его образование, вероятно, продолжалось в течение длительного периода со времени вывода материнских пород на дневную поверхность.

Цеолиты. Месторождения образовались за счет цеолитизации пепловых туфов в неогеновых вулканогенно-осадочных отложениях.

Вышеизложенные данные по геохронологическому распределению экзогенных полезных ископаемых обобщены на диаграмме, показывающей суммарное распределение полезных ископаемых на территории Дальнего Востока во времени относительно общего количества в отношениях друг к другу и между периодами. Там же условной линией приведена абсолютная интенсивность экзогенного рудообразования, представляющая среднее число месторождений (в %), формирующихся в течение 1 млн. лет во временных объемах соответствующего периода (см. рисунок).

Эволюция экзогенного рудообразования на территории Дальнего Востока России. По результатам анализа распределения месторождений экзогенных полезных ископаемых в геологической истории экзогенного рудообразования на территории Дальнего Востока России выделяются два этапа: доордовикский, включающий архейские, протерозойские и кембрийские месторождения, и послесилурийский с месторождениями позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Ордовикские и силурийские месторождения экзогенных полезных ископаемых на Дальнем Востоке неизвестны.

Эволюция элементарного состава руд на рассматриваемом уровне в общих чертах выясняется по наборам тех или иных химических элементов в минералах, слагающих месторождения разного возраста.

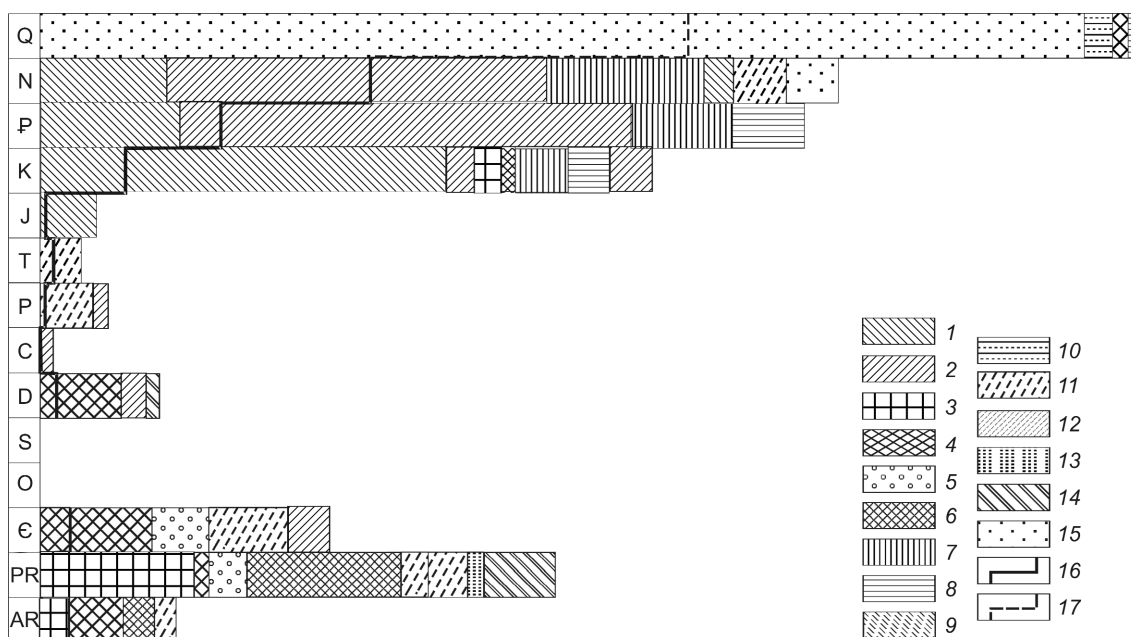


Диаграмма геохронологического распределения экзогенных полезных ископаемых Дальнего Востока:

1 — каменные угли; 2 — бурые угли; 3 — графит; 4 — железные руды; 5 — аллиты и бокситы; 6 — высокоглиноземистые породы; 7 — глины огнеупорные; 8 — глины бентонитовые; 9 — цеолиты; 10 — вермикулиты; 11 — фосфориты; 12 — марганцевые руды; 13 — серноколчеданные руды; 14 — свинцово-цинковые руды; 15 — россыпи минералов железа, титана, олова; условная абсолютная интенсивность экзогенного рудообразования: 16 — для дочетвертичного времени, 17 — для четвертичного времени показана в м-бе 10:1 по отношению к времени архей — неоген

Доордовикский этап. Архей — время образования месторождений углерода (графит), железа (магнетит), алюминия (корунд, sillиманит, андалузит, дистен) и фосфора (апатит). В протерозое количество месторождений вышеназванных минералов возрастает, и появляются проявления глинистых минералов (каолинит). Поздний протерозой также время образования месторождений колчеданных (пирит) и свинцово-цинковых (галенит, сфалерит) руд. В кембрии формируются месторождения железа, алюминия (аллиты, бемит-диаспор), фосфора (кремнистые фосфориты) и появляются месторождения марганца (браунит, родохрозит).

Рассматривая количественное распределение месторождений в доордовикский этап, можно видеть, что абсолютное число месторождений в кембрии в 1,76, в архее в 6,3 раза меньше, чем в протерозое. Однако если вычислить истинную интенсивность рудообразования с учетом абсолютной продолжительности эонов и периодов, то в архее она в 35, а в протерозое в 12 раз ниже, чем в кембрии. Интенсивность экзогенного рудообразования в архее и протерозое столь мала, что на диаграмме она отражена вне масштаба в виде условной линии. От архея к кембрию интенсивность экзогенного рудообразования последовательно возрастала. Получен-

ные данные хорошо согласуются с представлениями о постепенном возникновении и развитии атмосферы и гидросферы — основных динамических агентов, определяющих развитие экзогенных процессов на поверхности земной коры.

В соответствии с установленной закономерностью в ордовике и силуре интенсивность экзогенного рудообразования должна была возрасти. Но, по-видимому, в это время произошли какие-то катастрофические события, которые либо препятствовали экзогенному рудообразованию, либо уничтожили то, что было накоплено. Ордовикские и силурские отложения на Дальнем Востоке развиты очень ограниченно и их рудоносность практически не проявлена.

В *послесилурский этап* существенное увеличение абсолютного количества месторождений связано с отложениями девонского (железо, марганец, свинец, цинк) и пермского (фосфориты, марганец) периодов. В каменноугольный период, кроме углей и мелких месторождений марганца, не формировались другие полезные ископаемые. В триасе зафиксированы проявления фосфоритов, с которыми связываются возможные перспективы обнаружения месторождений. Начиная с юрского времени интенсивность экзогенного рудообразования и число ме-

сторождений последовательно возрастают, хотя продолжительность геологических периодов весьма существенно сокращается (юра — 55, мел — 70, палеоген — 41, неоген — 24, четвертичное время — 1,7 млн. лет).

С юрского времени (поздней юры) начинается эпоха углеобразования, которая в наибольших масштабах проявляется в меловое время. Количество месторождений угля по сравнению с юрскими возрастает почти в 9 раз. Причем меловые угли метаморфизованы преимущественно до стадии каменных. Бурые угли составляют 1/18 часть числа их месторождений. Синхронно с углем образуются промышленные концентрации каолиновых и бентонитовых глин, марганца. Месторождения графита, высокоглиноземистых пород (дистен, силлиманит-андалузитсодержащих) в отложениях этого времени связаны с термальным метаморфизмом угленосных и глинистых пород на контактах с интрузиями.

В палеогеновое время продолжается все возрастающее образование месторождений угля и глин (каолиновых и бентонитовых). Причем число месторождений бурых углей значительно (в 3,3 раза) больше каолиновых и бентонитовых каменных углей, а месторождений глин удваивается.

В неогене образуются преимущественно месторождения углей и глин, встречаются месторождения фосфора, цеолитов, россыпей золота, олова. Хотя абсолютное число месторождений углей несколько меньше, чем в палеогене, интенсивность их образования (в расчете на 1 млн. лет) в 1,75 раза выше. Соотношения между количеством месторождений каменных и бурых углей сохраняются. Число месторождений каолиновых и огнеупорных глин продолжает возрастать.

Четвертичное время характеризуется главенствующим развитием россыпных месторождений золота, олова, вольфрама, железа, титана и в значительно меньших масштабах месторождений железа, бентонитовых глин, вермикулитовых слюд, образование которых связано с корами выветривания. Таким образом, четвертичное время определяется не только как эпоха созидания (россыпей, остаточных глин и других осадочных месторождений), но и в большей степени как эпоха денудации континентов, включая и месторождения ранее образованных экзогенных и эндогенных металлов.

Сравнивая доордовикский и послесилурийский этапы экзогенного рудообразования, можно заклю-

чить, что в оба этапа проявляются закономерные ассоциации преимущественно одних и тех же полезных химических элементов в разных минеральных формах и количественных соотношениях. Это углерод в виде графита и углей, оксидные и гидроксидные формы железа, алюминия, марганца, водные и безводные силикаты алюминия и алюмосиликаты, фосфор в гидроксил-апатитах и фтор-апатитах, а также железо, свинец и цинк в виде сульфидов.

Таким образом, элементарный химический состав доордовикской и послесилурийской эпох рудоносности различается не в качественном, а в количественном отношении, характеризуясь минеральным составом руд в зависимости от условий их образования. Интенсивность экзогенного рудообразования в доордовикский период максимальная в протерозое; в послесилурийский период с юрского времени она постепенно возрастает, что согласуется с представлениями о возникновении и развитии динамических агентов, определяющих развитие экзогенных процессов на поверхности земной коры.

Итак, анализ минерации экзогенных полезных ископаемых позволяет говорить о закономерной пульсационности проявления рудогенерирующих процессов и приуроченности отдельных полезных ископаемых к определенным стратиграфическим горизонтам и осадочным сериям. Эта закономерность позволяет выделять в истории Земли рудогенные уровни, рудоносные эпохи. Наиболее эффективным методом выявления закономерности экзогенного рудообразования является фашиально-формационный с отражением палеогеографической обстановки соответствующего времени рудообразования. Формирование рудных тел происходило в определенных фашиальных обстановках. Эволюция рудогенерирующих обстановок и процессов во времени определяет возникновение на каждом уровне специфической минерации и, соответственно, специфических рудоносных формаций. Возрастной принцип позволяет прогнозировать не только определенный комплекс полезных ископаемых, но и предсказывать синхронный им тип рудоносных формаций. Комплексный анализ взаимосвязей различных видов полезных ископаемых в пределах отдельных стратиграфических подразделений наглядно показывает значимость тех или иных стратиграфических уровней для конкретных территорий, их продуктивность.

УДК 553.411.078 (575.1)

© С.М.Колоскова, М.У.Исоков, В.Я.Зималина, И.Ш.Туробов, 2010

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗМЕНЧИВОСТИ ПРОМЫШЛЕННОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ГУЖУМСАЙ, УЗБЕКИСТАН

С.М.Колоскова, М.У.Исоков, В.Я.Зималина (ГП ИМП Госкомгеологии РУз), И.Ш.Туробов (ГП Зармитанская ГРЭ Госкомгеологии РУз)

Структурные условия формирования рудовмещающего разлома определяют морфологию рудных тел прожилково-жильного морфотипа и оказывают влияние на размещение оруденения. Параметрическая модель показывает зональное строение рудного тела 55 месторождения Гужумсай в проекции на вертикальную плоскость. В ядерной зоне в раздуве рудовмещающей структуры размещается жильная и прожилково-жильная минерализация с высокими концентрациями рудных компонентов. Промежуточная зона характеризуется пониженными мощностями и содержаниями рудных компонентов, периферическая — неравномерной прожилковой минерализацией.

Ключевые слова: месторождение, рудовмещающий разлом, параметрическая модель, зональность.

Колоскова Светлана Максимовна, koloskova.uz@gmail.com, Исоков Максуд Узокович, mineraluz@gmail.com, Зималина Валентина Яковлевна, Туробов Исакул Шодмонович

STRUCTURAL CONDITIONS OF LOCALIZATION AND PARAMETRIC DESCRIPTION OF CHANGEABLENESS OF GOLD MINERALIZATION ON DEPOSIT GUJUMSAY, UZBEKISTAN

S.M.Koloskova, M.U.Isokov, V.Ya.Zimalina, I.Sh.Turobov

Structural conditions of formation of orecontaining fracture determine morphology of ore bodies of veinlet-vein morphotype and exert influence upon placing mineralization. The parametric model shows zone composition ore body 55 deposit Gujumsay in the projection on vertical flatness. In nucleous zone in bulge of orecontaining structure-vein and veinlet-vein mineralization with high concentrations of ore components is accommodated. Intermediate zone is characterized by low values of thickness and contents of ore components, peripheral — by irregular veinlet mineralization.

Key words: deposit, orecontaining fracture, parametric model, zoning.

Месторождение Гужумсай расположено в Нурагинском горно-рудном районе Западного Узбекистана в пределах Зармитанской золоторудной зоны. Формирование месторождения Гужумсай, как и расположенных рядом месторождений Урталик и Чармитан, связано с процессами мантийно-корового магматогенного металлогенического ряда [3]. Тектонические дислокации позднемагматического этапа развития многофазного Кошрабадского интрузива (рис. 1) предшествовали полистадийному рудообразованию и неоднократно проявлялись в интравудные периоды с сохранением раннего структурного плана деформаций. Рудовмещающими являются породы кошрабадского габбро-сиенит-граносиенитового раннепермского интрузивного комплекса, который на объекте представлен тремя фазами: габбро-сиениты, габбро в виде мелких тел и ксенолитов; крупнозернистые порфиroidные граносиениты биотит-роговообманковые, биотитовые — главные рудовмещающие породы; дайковые образования диоритовых порфиритов, сиенито-диоритов, гранит-порфиритов, имеют незначительное распространение. На юго-западе рудные тела пересекают нижнеси-

лурийские метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы экзоконтактовой зоны. Руды представлены жильным и жильно-прожилковым морфотипами золото-сульфидно-кварцевого геолого-промышленного типа [2]. Их размещение контролируется разломами, предположительно относящимися к оперяющим структурам Караулхана-Чармитанской зоны смятия (рис. 2). Простирание наиболее мощных прожилково-жильных систем рудных тел 53, 54, 57 в центральной части субширотное и восток-северо-восточное. Относительно них рудные тела северной и южной частей объекта расположены диагонально, протягиваясь в северо-восточном направлении.

Полученный в результате геологоразведочных работ большой фактический материал по месторождению позволил провести в целях прогнозной оценки перспектив флангов и глубоких горизонтов объекта анализ структурных условий размещения и изменчивости параметров золотого оруденения в отдельных рудных телах. Основой послужили данные опробования рудных тел по результатам геологоразведочных работ 1981–2010 гг. (В.А.Хренов, И.О.Хамроев, И.Ш.Туробов и др.), дополненные

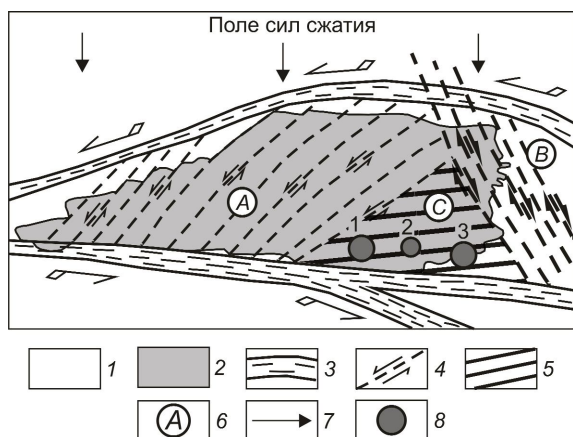


Рис. 1. Схема кинематики деформаций позднемагматического этапа развития Кошрабадского интрузива, по П.Ф.Иванкину, Н.И.Назаровой, 1985:

1 — метаморфические породы; 2 — гранитоиды Кошрабадского интрузива; 3 — главные зоны продольного лавосдвигового ламинарного скольжения и вектор скольжения; 4 — разломы сдвигового типа; 5 — блок-контрфорс; 6 — структурно-однородные блоки (А — с левосдвиговым диагональным раздроблением, В — с правосдвиговым диагональным раздроблением, С — промежуточный (контрфорс) с преобладанием взбросо-сдвиговых дислокаций северо-восточного и субширотного направлений); 7 — направление регионального сжатия; 8 — месторождения золота (1 — Гужумсай, 2 — Урталик, 3 — Чармитан)

геолого-структурными наблюдениями на горных горизонтах и результатами минералого-петрографических исследований на глубоких горизонтах месторождения. Рудное тело рассматривается как

геологический объект, характеризующийся повышенными концентрациями рудных компонентов.

Рудное тело 55 изучено на верхнем уровне двумя горизонтами горных работ и на глубину скважинами. На западе рудовмещающий разлом сопрягается с Караулхана-Чармитанской зоной смятия, пересекая блок нижнесилурийских метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений джазбулакской свиты, на востоке условно ограничивается РЛ-33 (см. рис. 2). Простираение рудного тела по азимуту 65° с виргациями $\pm 5-7^\circ$ в обе стороны от генерального направления, падение северное под углами $70-80^\circ$. Оно сложено стержневой кварцевой жиллой мощностью от 10 см до 0,5–0,7 м в раздуве. Жила сопровождается серией сближенных прожилков кварцевого, сульфидно-кварцевого и сульфидного составов и зоной околожилных метасоматитов формации гумбеитов, которые на удалении от жилы сменяются метасоматитами формации березитов. Таким образом, собственно рудное тело представлено прожилково-жилльными образованиями и сопутствующими рудоносными метасоматитами.

Структурные условия размещения оруденения в рудном теле 55 изучались по горизонтам +780 и +720 м [1, 4]. По простираению рудного тела 55 выделены выпуклые и вогнутые структурные полуволны по изгибам поверхности рудовмещающего разлома, что приводило к изменению условий рудоотложения (рис. 3). На фоне общей небольшой мощности жилы за счет отслоений и разрывов в шарнирной части формировались уплощенные столбообразные раздувы прожилково-жилльных систем. Ориентация сопутствующих прожилков по

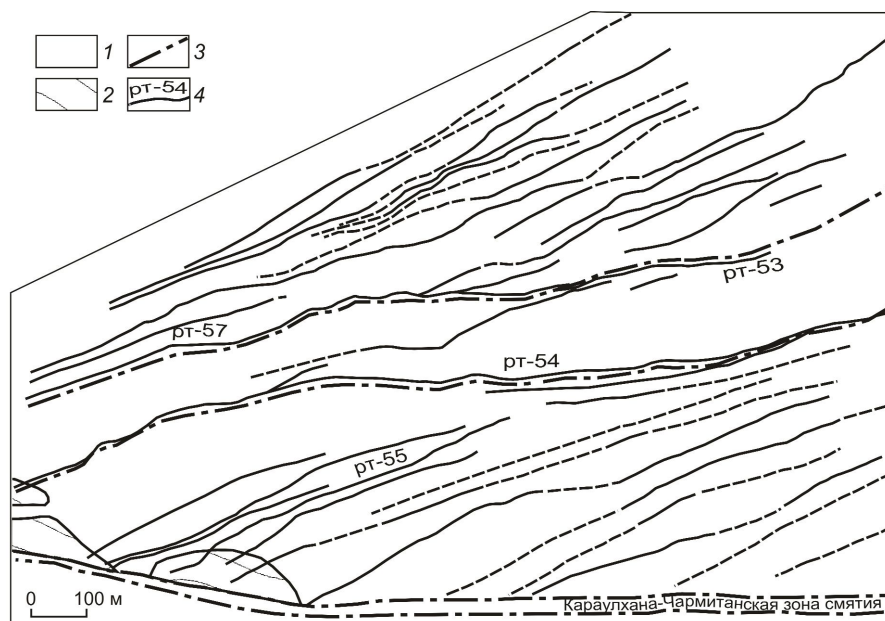


Рис. 2. Схема размещения рудных тел на шахтном горизонте +720 месторождения Гужумсай, по материалам Зармитанской ГРЭ:

1 — граносиениты; 2 — метаморфические породы; 3 — зоны главных разломов; 4 — золоторудные тела и их номера

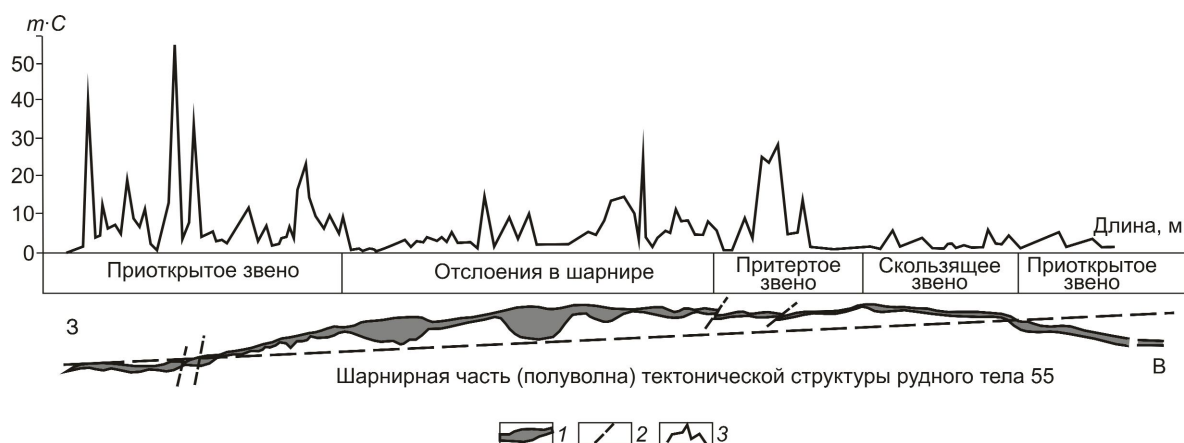


Рис. 3. Структурные условия образования обогащенных золотом участков при боковом приоткрывании и вариации продуктивности золота в рудном теле 55 на шахтном горизонте +720 м месторождения Гужумсай [4]:

1 — рудное тело 55; 2 — поперечные пострудные разломы; 3 — график линейной продуктивности золота, усл. ед.

отношению к стержневой жиле в этом случае имеет различное направление, что характерно для мелких оперяющих трещин при деформациях изгиба в хрупких средах [5]. По типу сдвиго-взбросовых подвижек выделяются несколько типов звеньев рудоотложения с разными условиями рудоотложения: приоткрытое, скользящее, притертое. В граносиенитах тектонические деформации формируют преобладающий линейный тип прожилковых зон, а в блоке метаморфических пород образованы рудосопровождающие различно ориентированные штокверки. Распределение значений линейной продуктивности золота по простиранию тела значительно варьирует с максимумами показателя на участках сужения области рудоотложения и в целом снижается с запада на восток (см. рис. 3).

Тектоническая активность в интратрудные периоды приводила к дроблению кварцевых жил и отложению по трещинам более поздней минерализации, в результате чего жильные руды часто имеют полосчатую текстуру. Высокая золотоносность рудного тела 55 обусловлена совмещением трех продуктивных минеральных ассоциаций: золото-пирит-арсенопирит-кварцевой, золото-полисульфидно-(карбонат)-кварцевой и золото-серебро-сульфоантимонитовой. При изучении керн скважин глубоких горизонтов установлено, что рудовещающая структура рудного тела 55 представлена линейной трещиноватостью в березитизированных, редко с участками гумбеитизации, граносиенитах. В метасоматитах отмечается тонкая вкрапленность пирита и арсенопирита. По трещинам развита тонкопрожилковая золотоносная кварцевая, пирит-арсенопирит-кварцевая, арсенопиритовая минерализация

(первая продуктивная ассоциация), редко встречается индикаторная минерализация второй продуктивной ассоциации.

При анализе изменчивости параметров золотого оруденения на проекции рудного тела 55 на вертикальную плоскость учтено 267 точек пересечения данного тела выработками. Каждое сечение охарактеризовано оценочными параметрами рудного тела — мощностью, средним содержанием Au и Ag в условных единицах. Рудные пересечения включают от одной пробы (~50 % от общего числа сечений) до 4–5 проб в единичных случаях. Изменчивость параметров рудного тела 55 в проекции на вертикальную плоскость изучена с помощью графического пакета Surfer (метод обработки кригинг). С учетом разведочной сети выбрано оптимальное статистическое окно усреднения значений параметрических показателей 20×20 м с радиусом обработки 40 м (без учета анизотропии среды). На основе параметров рудного тела — мощности, содержания Au и Ag — для каждого сечения рассчитаны коэффициент вариации, характеризующий меру рассеяния от среднего значения параметра, по формуле $Var = \{[\sqrt{(C_i - C_{cp})^2} / C_{cp}]\} \cdot 100$, условная продуктивность рудных компонентов и отношение $C_i Au / C_i Ag$, которое отражает зональность оруденения и комплексность руд.

Несмотря на большой разброс значений оценочных параметров золотых руд, отклонения от средних по значениям коэффициента вариации позволяют статистически рассматривать распределение мощности и содержания Au как неоднородное, в то время как содержания Ag имеют более высокую контрастность распределения (таблица).

Статистические показатели оценочных параметров рудного тела 55 (267 точек)

Оценочные параметры	Минимум	Максимум	Среднее	Дисперсия	Коэффициент вариации, %
Мощность, усл. ед.	0,2	14,09	1,64	3,14	65,7
Содержание Au, усл. ед.	0,03	374,6	16,82	754,07	78,4
Содержание Ag, усл. ед.	0,05	335,0	21,32	1673	101,6

Преобладающая мощность рудного тела приходится на интервал от 0,3–0,5 до 2,5 м; сравнительно редко образуются раздувы >3 м. По распределению содержаний Au и характеру тренда линейной фильтрации (по двум точкам) видно, что рудное тело сложено в значительной степени богатыми рудами с высокой долей бананцев (рис. 4). Содержания Ag группируются в области до 30 усл. ед., и лишь 25% проб превышают это значение. Корреляционный анализ показал высокую положительную связь распределения содержаний Au и Ag ($r=0,72$). Коэффициенты корреляции мощности с содержаниями Au и Ag свидетельствуют об отсутствии статистически значимых связей ($r=-0,1$), что подтверждается анализом графиков распределения средних содержаний Au и Ag по классам мощности сечений и парных диаграмм Au-мощность и Ag-мощность.

Мощность. Распределение мощности рудного тела показывает (рис. 5, а), что в центральной части, оконтуренной изолинией 1 м, существуют линзовидные раздувы до 3–3,5 м, прослеживающиеся до глубины +450 м. Мощность фланговых частей рудного тела, как правило, не превышает 1 м. Поскольку мощность рудного тела — суммарная величина мощности стержневой кварц-сульфидной жилы и сопутствующей ей прожилково-метасоматической

зоны, ширина которой коррелирует с мощностью жилы, можно сделать заключение о характере рудовмещающей структуры. Рудовмещающий разлом имеет неоднородное строение с максимальным раскрытием в центральной части рудного тела, где чередуются открытые, скользящие и притертые грани. Мощность рудных тел в приоткрытых, скользящих и притертых гранях различна и закономерно уменьшается в этом ряду, что подтверждено статистическими данными [1]. В периферических частях и на глубину разлом переходит в зоны линейной трещиноватости, где локализуются золотоносные прожилки.

Содержания Au. Распределение содержаний Au имеет тенденции к стабильному повышению на средних уровнях рудного тела 55 (см. рис. 5, б). Богатые и бананцевые руды локализуются в скользящих и притертых гранях, сравнительно маломощных, рудовмещающего разлома, что подтверждает ранее сделанные выводы [1]. Возможно, часть локальных «ловушек золота» приходится на позиции блокирования поверхности разлома поперечными дорудными трещинами [4]. По простиранию и падению рудного тела наблюдается возрастание концентраций Au в концевых участках линзовидных раздувов жилы, где увеличивается количество сульфидов. Эта особенность была отмечена также в 1987 г.

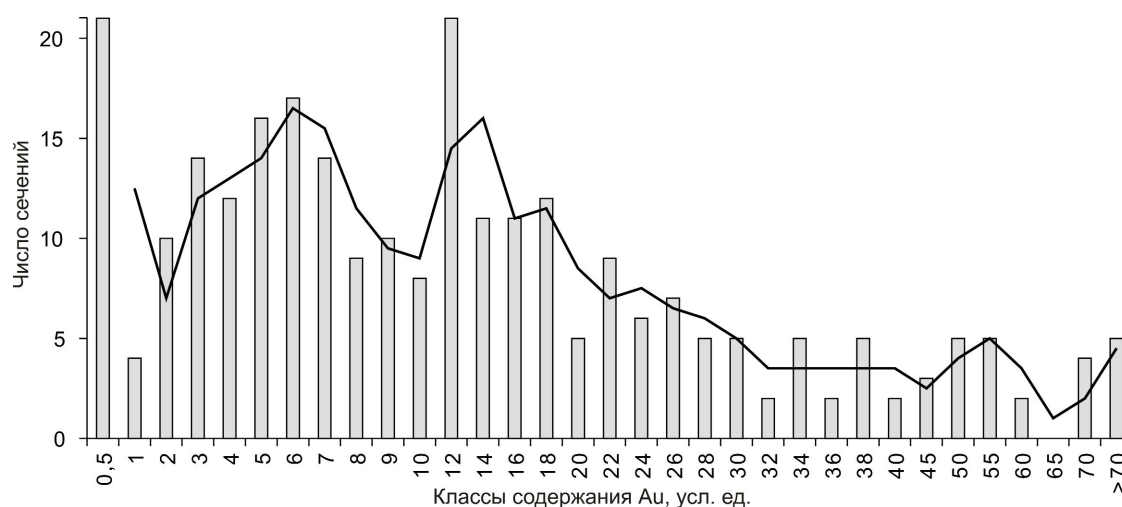


Рис. 4. Гистограмма распределения содержаний золота в рудном теле 55 месторождения Гужумсай (267 точек)

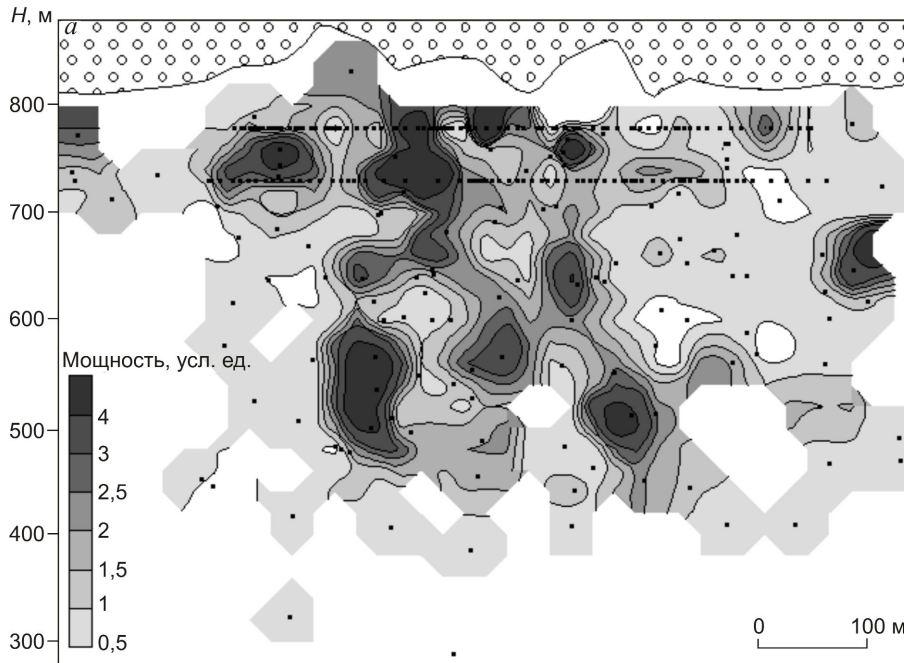


Рис. 5 а. Распределение мощности рудного тела 55 месторождения Гужумсай в проекции на вертикальную плоскость

А.И. Даутовым на горизонте +780 м при проведении минералогических исследований. Значения коэффициента вариации $>0,7$ показывают повсеместно довольно высокую степень неоднородности распределения содержания Au, аномальные значения коэф-

фициента вариации его контрастное распределение в локальных участках на горизонтах горных работ и по периферии рудного тела.

Продуктивность Au и Ag. Область повышенных значений показателей приходится на горизонты гор-

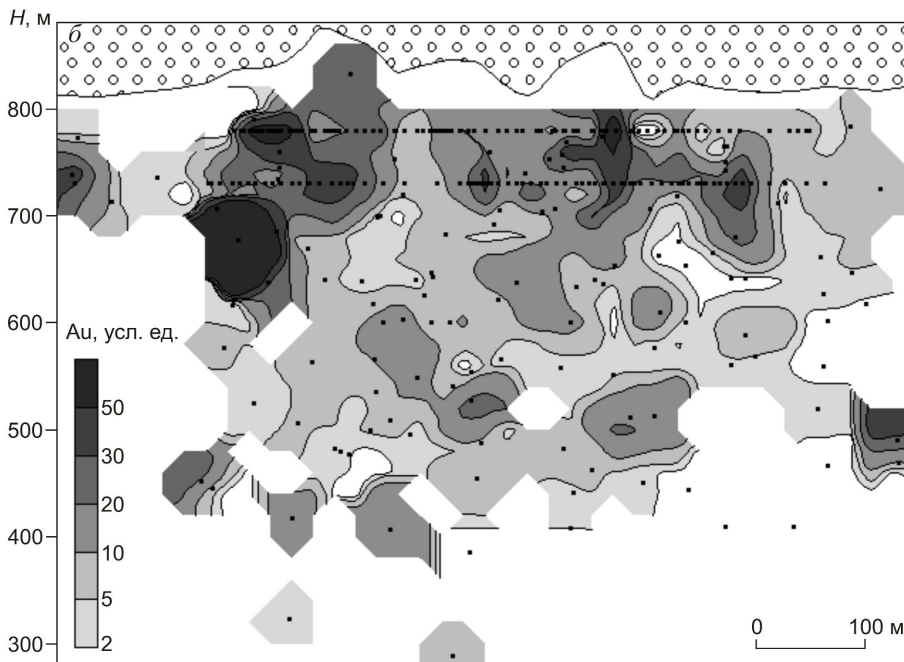


Рис. 5 б. Распределение среднего содержания Au рудного тела 55 месторождения Гужумсай в проекции на вертикальную плоскость

фициента вариации приходится на сечения с ураганными его концентрациями.

Содержания Ag. Распределение содержания Ag (см. рис. 5, в) имеет не только высокую статистическую, но и пространственную корреляцию с распределением содержания Au. В то же время, некоторые высокоаномальные точки серебра тяготеют к периферическим частям рудного тела небольшой мощности с умеренными концентрациями Au. Статистическая вариабельность содержания Ag по-

казывает его контрастное распределение в локальных участках на горизонтах горных работ и по периферии рудного тела.

Продуктивность Au и Ag. Область повышенных значений показателей приходится на горизонты горных работ и конусообразно сужается с глубиной (см. рис. 5, г), отличается неоднородным внутренним строением. Локальные аномалии продуктивности по периферии рудного тела отделяются от области промышленных концентраций зоной низких значений.

Отношение Au/Ag. Среднее значение отношения Au/Ag в рудном теле 55 составляет 3,83 (из 267 точек), отражая в целом преобладание Au над Ag. Распределение отношения Au/Ag по простиранию и падению

рудного тела говорит о тенденции к близости содержаний Au и Ag ($1 \pm 0,5$) в наиболее продуктивной части рудного тела, возрастании отношения на глубину и в периферических частях.

Параметрическая модель рудного тела 55. Модель распределения концентраций рудообразующих компонентов Au и Ag в рудном теле 55 месторождения Гужумсай в вертикальной проекции структуры рудного тела построена с учетом суммарной мощности рудного тела — мощности стержневой кварц-сульфидной жилы и сопутствующей ей прожилково-метасоматической зоны (рис. 6). По простиранию и падению рудного тела прослеживаются выпуклые и вогнутые полуволны по изгибам поверхности рудовмещающего разлома. За счет отслоений в шарнирной части выпуклых структурных полуформировались уплощенные столбообразные раздувы прожилково-жилных систем. Азимутальные различия и вариации мощности кварцево-жилных тел обусловлены ориентацией граней, ограничивающих поверхность трещин, по отношению к направлению сдвиговых усилий. Приоткрытые звенья характеризуются повышенной мощностью, несущие (притертые) — минимальной. Промежуточное значение мощности рудоносных образований наблюдается в скользящих звеньях. Изолинией суммарной мощности прожилково-жилных и прожилковых образований >2 м фиксируется ядерная часть

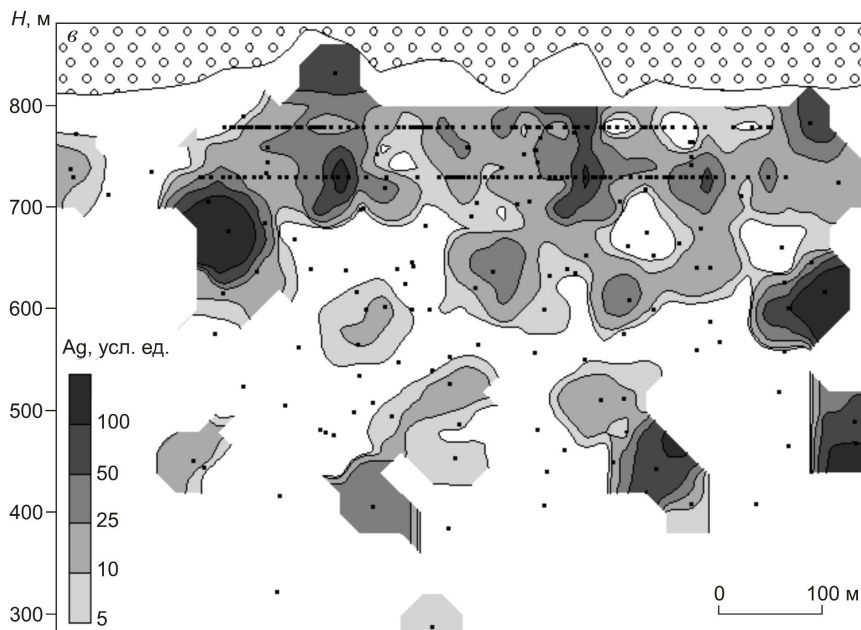


Рис. 5 а. Распределение среднего содержания Ag рудного тела 55 месторождения Гужумсай в проекции на вертикальную плоскость

структуры рудного тела 55. В ядерной зоне размещается жильная и прожилково-жилная минерализация с высокими содержаниями Au и Ag. Внутри ядерной зоны распределение концентраций

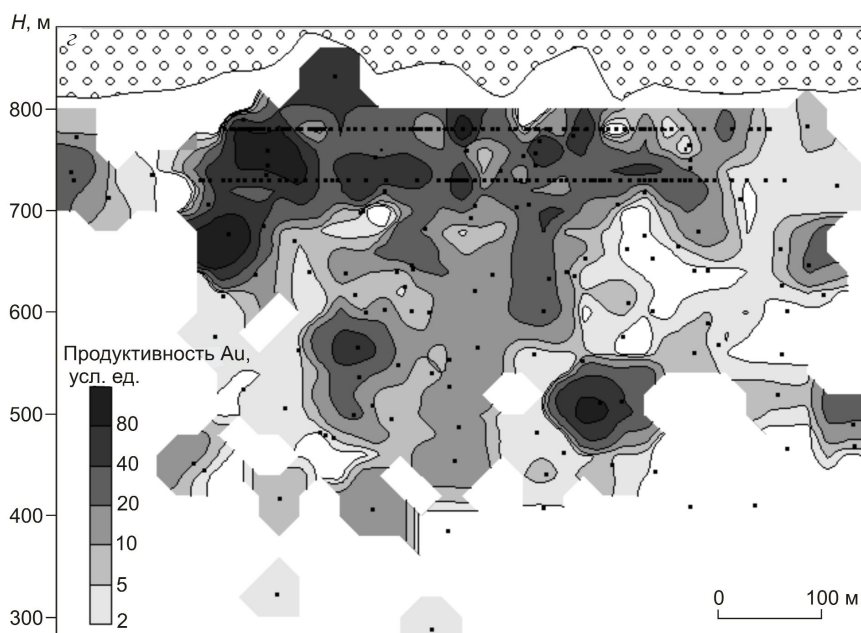


Рис. 5 б. Распределение линейной продуктивности Au рудного тела 55 месторождения Гужумсай в проекции на вертикальную плоскость

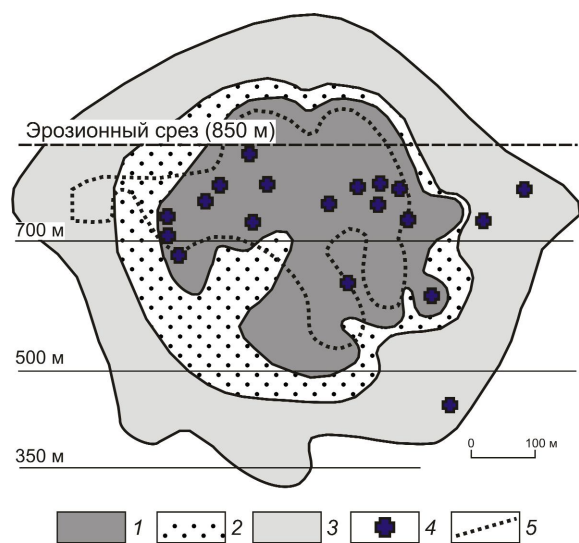


Рис. 6. Параметрическая модель рудного тела 55 месторождения Гужумсай:

1 — ядерная зона (раздвиг рудовмещающей структуры, прожилково-жильная минерализация с высокими содержаниями Au и Ag); 2 — промежуточная зона (зона низких и пониженных содержаний рудных компонентов); 3 — фронтальная зона (зона линейной трещиноватости и прожилковой минерализации, пониженная мощность, неравномерные и пониженные содержания Au и Ag); 4 — точки с аномальными концентрациями Ag; 5 — изолиния суммарной мощности 2 м прожилково-жильных и прожилковых образований в структуре рудного тела 55

рудных компонентов неоднородное. Богатые и бонанцевые руды локализуются в скользящих и притертых гранях рудовмещающего разлома. Аномально высокие концентрации Ag имеют повышенную частоту встречаемости до глубины +700 м. Ядерная зона обрамляется областью низких и пониженных содержаний рудных компонентов и названа промежуточной зоной. Здесь наблюдается также общее уменьшение мощности рудоносных образований. Периферическая, или фронтальная, зона характеризуется линейной трещиноватостью пород и золотоносной прожилковой минерализацией, золотоносные интервалы в структуре рудного тела — пониженной мощностью, неравномерными содержаниями Au и обычно низкими содержаниями Ag. Восстановленная часть рудного тела, возможно, имеет более значительный вертикальный размах, и может быть уточнена на основе геохимической информации, которая отсутствует в необходимом для этих построений объеме. Пока не определен с достаточной уверенностью и вектор движения минералообразующих растворов. Предполагается его направление снизу вверх от Караулхана-Чармитанской зоны смятия.

Продланное исследование позволяет сделать следующие выводы.

Рудное тело 55 представлено стержневой кварц-сульфидной жиллой и сопутствующей ей прожилково-метасоматической зоной, ширина которой находится в прямой зависимости от мощности жилы; на флангах и глубоких горизонтах развиты рудоносные прожилково-метасоматические образования.

Структурные условия формирования рудовмещающего разлома определяют морфологию рудного тела и оказывают влияние на размещение оруденения. По типу сдвига-взбросовых подвижек в рудовмещающей структуре выделены звенья с различными условиями рудоотложения. За счет отслоений в шарнирной части формировались уплотненные столбообразные раздувы прожилково-жильных систем. По простирацию рудного тела приоткрытые звенья характеризуются повышенной мощностью, несущие — минимальной, скользящие — промежуточными значениями мощности.

Распределение содержания Au в рудном теле при высоком среднем содержании 16,82 усл. ед. имеет тенденции к стабильному повышению на средних уровнях рудного тела. Богатые и бонанцевые руды локализуются в скользящих и притертых сравнительно маломощных гранях рудовмещающего разлома. По простирацию и падению рудного тела отмечается возрастание концентраций Au в концевых участках линзовидных раздувов жилы, где увеличивается количество сульфидов.

Параметрической моделью, построенной в вертикальной проекции структуры рудного тела 55, обосновывается его зональное строение. В ядерной зоне в раздвиге рудовмещающей структуры размещается жильная и прожилково-жильная минерализация с высокими концентрациями Au и Ag, имеющими неоднородное распределение. Ядерная зона обрамляется областью пониженных содержаний рудных компонентов и мощности рудоносных образований (промежуточная зона). Периферическая, или фронтальная, зона представлена золотоносной прожилковой минерализацией небольшой мощности с неравномерными содержаниями Au.

Результаты изучения структурных условий размещения и изменчивости состава и параметров золотого оруденения в рудном теле прожилково-жильного морфотипа имеют научно-практическое значение и могут быть использованы при проведении геологоразведочных и планировании добычных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зималина В.Я., Алиева У.П., Харабара Г.Я. Структурные условия размещения золотого оруденения на Гужумсайском золоторудном месторождении // Геология и минеральные ресурсы. 2007. № 5. С. 55–61.

2. Зималина В.Я., Исоков М.У., Колоскова С.М. Геолого-промышленные типы, оценка и разведка золоторудных месторождений Узбекистана. – Ташкент: ГП НИИМР, 2009.
3. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, соли- и нефтеобразовании. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
4. Исоков М.У., Швецов А.Д., Зималина В.Я. Геолого-структурные условия размещения оруденения и морфология рудных тел месторождения золота Гужумсай // Геологическое изучение и использование недр. М., 1998. Вып. 3. С. 50–56.
5. Смолин А.П. Структурная документация золоторудных месторождений. – М.: Недра, 1975.

УДК 550.42+550.8.011

© М.Ю.Черненко, 2010

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ЭФФУЗИВНЫХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОРЕНБУРГСКОГО УРАЛА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ М.Ю.Черненко (ОАО «Южгеология» г. Ростов-на-Дону)

Предлагаемый метод обработки геохимических материалов на базе поэтапной геологической и геохимической интерпретации данных позволяет решать комплексные задачи по геохимической корреляции и специализации геологических образований и определению их металлогенических позиций. По результатам изучения геохимической специализации эффузивных и субвулканических образований Оренбургского Урала подтверждено теоретическое обоснование принципа тесной взаимосвязи и взаимообусловленности формирования геохимического фона элементов в горных породах и процессов образования полезных ископаемых.

Ключевые слова: геохимическая специализация, геологические формации, колчеданные месторождения, эффузивные и субвулканические комплексы, Оренбургский Урал.

Черненко Михаил Юрьевич, chernenko-misha@mail.ru

GEOCHEMICAL SPECIALTY OF EFFUSIVE AND SUBVOLCANIC COMPLEXES OF ORENBURG REGION OF THE URALS AND THEIR METALLOGENIC IMPORTANCE

M.Yu.Chernenko

Methodics of stepwise geologic and geochemical interpretation to solve complex problems on geochemical correlation and specialization of geological formation and metallogenic positions determination is proposed. On the basis of acquired results of effusive and subvolcanic complexes geochemical specialty studies in Orenburg region of the Urals the conclusion on confirmation of the theoretical principle of close interrelationship and interdetermination of geochemical elements formation in earth material and the processes of mineral resources formation is made.

Key words: geochemical specialty, geochemical specialization, geological formation, sulphide deposits, effusive and subvolcanic complexes, Orenburg region of the Urals.

Одна из основных задач при прогнозировании полезных ископаемых складчатых систем — выявление закономерностей пространственного распределения элементов в конкретных структурах для геохимического и минерагенического (металлогенического) районирования. Теоретической основой служит принцип тесной взаимосвязи и взаимообусловленности формирования геохимического фона элементов в горных породах и процессов образования полезных ископаемых [3–5, 9]. Дешифрирование генетической природы аномальных полей и районов практически невозможно без изучения геохимической специализации ведущих геологических комплексов. Это обусловило постановку проблемы «Геохимическая специализация геологических формаций как критерий металлогеническо-

го прогноза», обсуждение которой вышло на новый понятийный и аналитический уровень [1, 2].

Один из нерешенных вопросов указанной проблемы — следующий. На основе геохимической специализации трудно предложить набор каких-либо стандартных рекомендаций по прогнозированию рудоносности, который был бы применим для всех или большинства геологических ситуаций, поскольку отсутствуют характеристики геохимической специализации на уровне средних содержаний по всему объему тела геологической формации [2]. Автор предлагает вариант использования местных кларковых содержаний при изучении геохимической специализации эффузивных и субвулканических комплексов Оренбургского Урала при оценке их металлогенических позиций. В основу работы

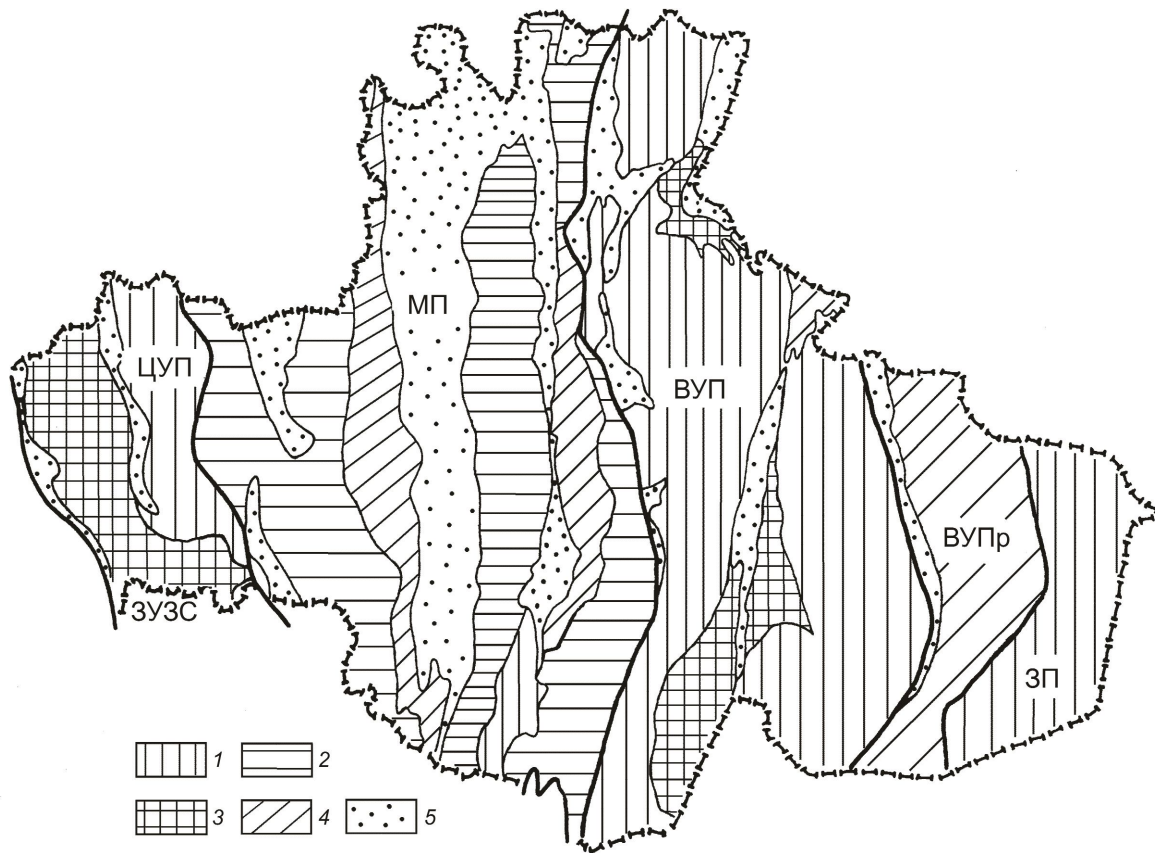


Рис. 1. Схема структурного районирования Оренбургского Урала, по И.А.Смирновой, В.Л.Черкасову [6, 7]:

1 — поднятия, сложенные верхнепротерозойско-нижнепалеозойскими образованиями; 2 — прогибы I типа, заложенные на базальтовом основании; 3 — локальные прогибы II типа, заложенные на гнейсо-гранитном основании (прогибы на поднятиях); 4 — прогибы III типа, заложенные на коре промежуточного или комбинированного типа; 5 — прогибы, сложенные верхнедевонско-нижнекаменноугольными образованиями; ЗУЗС — Западно-Уральская зона складчатости; ЦУП — Центрально-Уральское поднятие; МП — Магнитогорский прогиб; ВУП — Восточно-Уральское поднятие; ВУПр — Восточно-Уральский прогиб; ЗП — Зауральское поднятие

положен детальный описательный геохимический и петрографический материал фациальных разновидностей магматических пород главных структурно-формационных колчеданосных зон, предоставленный автору сотрудниками ГПП «Оренбурггеология» И.А.Смирновой, В.Л.Черкасовым, В.Т.Тищенко.

Ведущие рудные формации, определяющие основную промышленную значимость металлогенических зон Оренбургского Урала, — колчеданные. Они связаны с широким развитием вулканизма и наделены признаками генетической связи с ним. Изучением состава руд и химизма колчеданосных вулканогенных формаций на Урале занимались многие исследователи, в том числе М.Б.Бородаевская, А.И.Кривцов, Е.П.Ширай, П.Ф.Сопко, И.Б.Серавкин, Е.С.Контарь, И.А.Смирнова, В.Л.Черкасов, А.М.Косарев, П.В.Лядский, В.В.Зайков и др.

По данным И.А.Смирновой и В.Л.Черкасова [6, 7], профиль колчеданного оруденения металлоносных зон определяется не только типом рудоносной формации, но зависит также от строения фундамента этих зон. В пределах Оренбургского Урала ими выделены зоны трех типов (рис. 1):

прогибы на коре основного или промежуточного состава в пределах развития рифтогенных структур, близких к современным межконтинентальным рифтам;

локальные прогибы на гнейсо-гранитном основании в областях развития небольших континентальных рифтогенных структур;

крупные прогибы на приподнятом и разблокированном гнейсо-гранитном основании (комбинированный тип разреза коры).

Колчеданные объекты, согласно изложенной типизации, приурочены, соответственно, к следую-

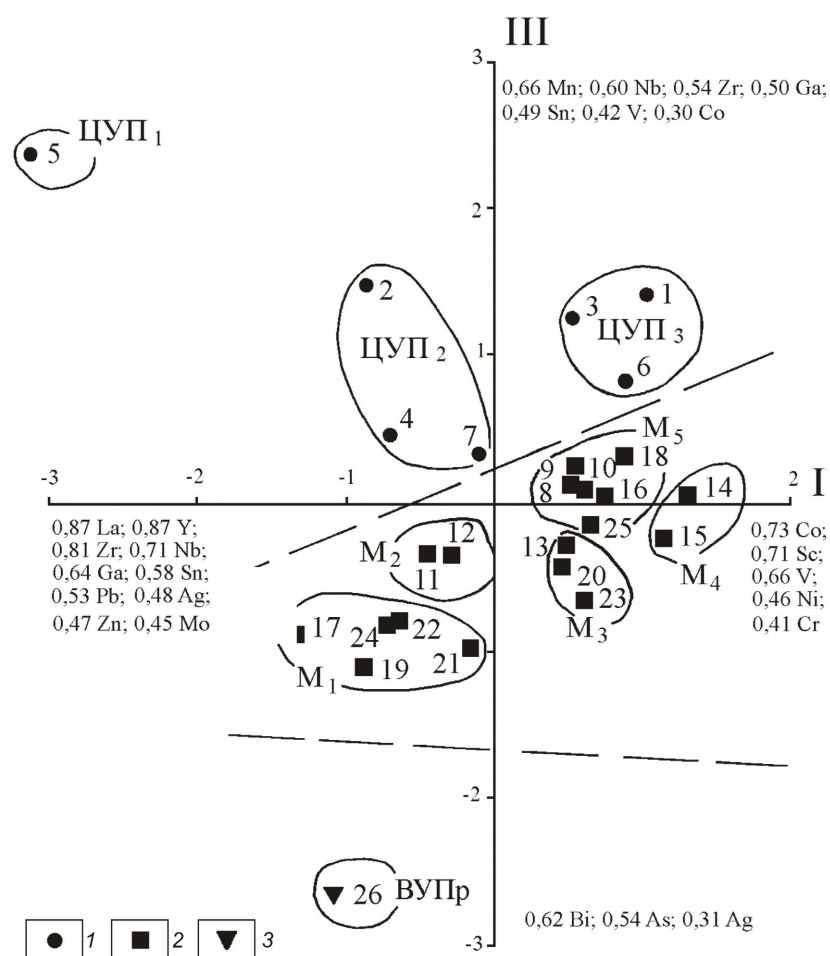


Рис. 2. Группировка выборок многомерных средних значений химических элементов в эффузивных и субвулканических образованиях Южного Урала:

фигуративные точки выборок: 1 — Центрально-Уральское поднятие, 2 — Магнитогорский прогиб, 3 — Восточно-Уральский прогиб; номера выборок см. таблицу

щим зонам. Месторождения Домбаровского рудного района Магнитогорского прогиба — Зимнее, Весеннее, Южно-Акжарское — связаны с недифференцированными натриевыми базальтоидами и характеризуют зону I типа. Комсомольское, Блявинское и Яман-Касинское месторождения Центрально-Уральского поднятия, связанные с контрастно дифференцированной формацией, приурочены к зонам II типа. Джусинское месторождение Теренсайского рудного района и золотоносные колчеданные проявления на участке Урожайный в Восточно-Уральском прогибе, связанные с непрерывно-дифференцированной формацией, характеризуют зоны III типа.

Автором обработаны геохимические данные по вулканогенным образованиям 26 литотипов основных структур первого порядка Уральской складча-

той системы на площади Оренбургской области — Центрально-Уральского поднятия, Магнитогорского и Восточно-Уральского прогибов (таблица). Всего обработаны 604 литохимические пробы, сгруппированные в 26 выборках.

Изучение геохимической специализации эффузивных и субвулканических кочеданосных комплексов и определение их минерагенических позиций проводилось при многоэтапном подходе к геологической интерпретации обрабатываемых данных.

На первом этапе, учитывая развитие на Южном Урале полиметаморфических и полиметасоматических комплексов, после разделения литохимических проб по литотипам с привлечением петрографических данных (фактически каждую пробу характеризовал прозрачный шлиф) были составлены

Характеристика выборок по вулканогенным образованиям Оренбургского Урала

Номер выборки	Структурно-формационная зона; свита (комплекс)	Литотипы	Число проб
<i>Центрально-Уральское поднятие</i>			
1	Кураганско-Сакмарская; медногорская, C_1md	Базальты	17
2	То же; чанчарская, D_1cn	Базальты, трахиандезиты	37
3	«; (субщелочной, D_1) субвулканические аналоги базальтов чанчарской свиты	Диабазы субвулканические, габбро-диабазы	22
4	«	Трахидациты, трахиты	19
5	«; чанчарская, D_1cn	Трахиты субвулканические, трахидациты	24
6	«; утягуловская, D_2ut	Базальты	18
7		Вулканы кислого состава	10
<i>Магнитогорский прогиб</i>			
8	Орская; (мостостроевский, D_1)	Субщелочные андезиты-базальты	57
9		Диабазы субвулканические, габбро-диабазы	15
10		Андезиты и трахиандезиты	22
11		Дациты, трахидациты, риодациты, трахиты	19
12		Дациты субвулканические, трахидациты, трахиты, риолиты	12
13	Восточно-Бриентская; айджарганская толща, $D_2e_2^1ad$	Афировые базальты, микропорфировые диабазы	18
14	Среднеорско-Домбаровская; киембаевская толща, D_2	Афировые базальты	30
15		Плагиафировые базальты	30
16	То же; кукбуктинская толща	Афировые базальты	30
17	«; аул-кумакская толща	Лавы кислого состава	14
18	«; киембаевская толща, D_2	Базальты	28
19	«; Аул-Кумакская подзона, D_2gv	Трахидациты	25
20		Трахиандезиты	16
21		Трахириолит	20
22		Риодациты	19
23		«; участок Акжарский, I толща	Базальты
24	То же, II толща	Риодациты лавовой и экструзивно-лавовой фации	30
25	«; III толща	Афировые и плагиафировые базальты	20
<i>Восточно-Уральский прогиб</i>			
26	Иргизско-Айкенская; участок Урожайный, $D_1(?)$	Дациты	30

геохимические выборки по данным атомно-эмиссионного анализа. Все пробы, петрографические и геохимические характеристики которых показали существенную эпигенетическую проработку, отбраковывались.

В целях исключения случайных ошибок произведен анализ однородности выборок с помощью методов математической статистики. После выявления и устранения локальных аномальных показателей в рамках одномерной статистической модели вычислены параметры распределения содержаний микроэлементов в каждом литотипе изучаемых геологических комплексов. Полученные геохимические характеристики как многомерные средние значения дали представление о местных геохимических клар-

ках, что позволило рекомендовать пересмотр геохимических аномалий, выявленных в ходе предыдущих поисковых и съемочных работ, а также решать вопросы геохимической корреляции толщ [8].

На втором этапе главной задачей был поиск механизма возможной корреляции и оценки металлогенических позиций изучаемых геологических образований. Для этого применен метод главных компонент R -факторного анализа [8]. Только за основу исследований в качестве анализируемых геохимических многомерных переменных взяты значения не рядовых литохимических проб, а уже полученных средних содержаний элементов по литотипам.

Интерпретация результатов геохимической обработки была двухуровневой. На первом уровне в

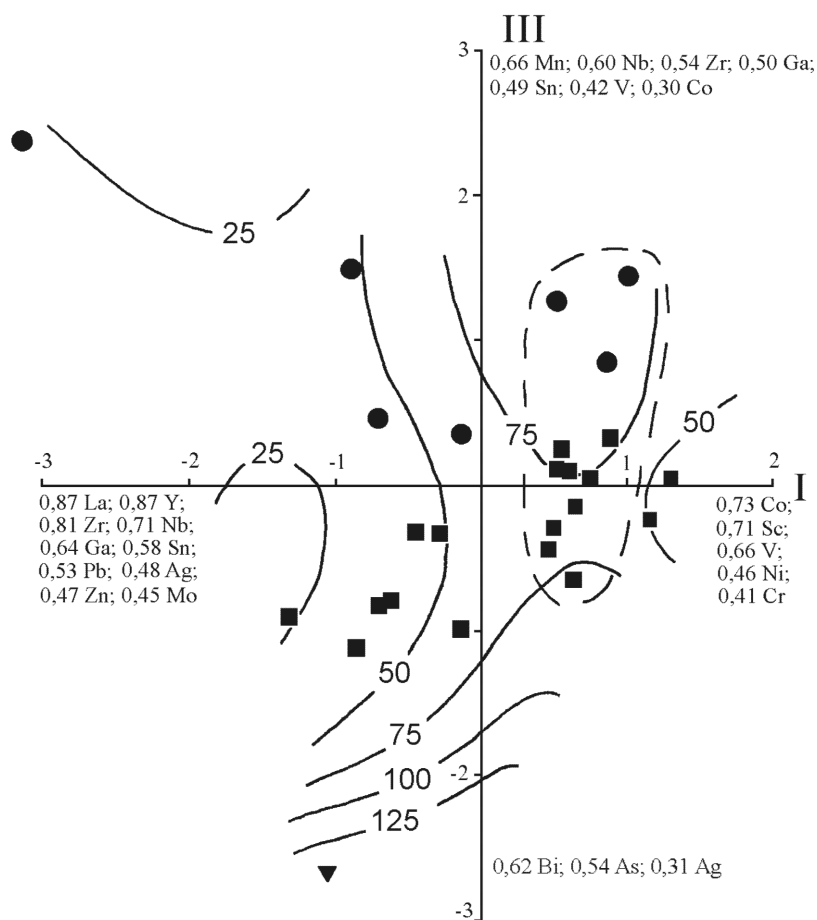


Рис. 3. Тренд поверхности IV порядка кларковых содержаний Cu (г/т) в геохимическом пространстве I и III главных компонент:

пунктирной линией выделены колчеданосные продуктивные вулканогенные комплексы; привязку фигуративных точек см. на рис. 2

ходе итерационного моделирования получены наборы компонентных диаграмм с факторными нагрузками, отвечающими специализации конкретных структурно-формационных зон, что дало дополнительные признаки и критерии для геохимической корреляции комплексов с неясными геологическими позициями. Например, в геохимических пространствах I (27,65%) и III (14,62%) главных компонент прослеживается четкая дискриминация вулканогенных образований основных геологических структур — Центрально-Уральского поднятия, Магнитогорского и Восточно-Уральского прогибов (рис. 2). Анализ средних содержаний Cu (г/т) в выявленных группах ЦУП₁₋₃, М₁₋₅ и ВУПр вулканогенных комплексов показал увеличение фоновых градиентов в литотипах, продуктивных на колчеданное оруденение. Так, в вулканитах Центрально-Уральского поднятия содержания Cu по выявлен-

ным группам распределены следующим образом: ЦУП₁ — 39,6, ЦУП₂ — 45,0, ЦУП₃ — 82,6 г/т. Существенное увеличение фоновых содержаний Cu в вулканитах группы ЦУП₃ объясняется формированием в раннедевонское время колчеданных месторождений Блявинское, Комсомольское, Яман-Касы именно в данных лито- и стратотипах.

В группах вулканитов Магнитогорского прогиба фоновые содержания Cu распределены следующим образом: М₁ — 33,3, М₂ — 57,3, М₃ — 78,5, М₄ — 50,2, М₅ — 80,0 г/т. В данном случае существенное увеличение фоновых содержаний меди в вулканитах группы М₃ и М₅ объясняется формированием в среднедевонское время колчеданных месторождений Орское, Зимнее и Акжарское в лито- и стратотипах указанных групп вулканитов.

На втором уровне интерпретации геохимических данных возник вопрос о статистической до-

стоверности получаемых закономерностей. Это обусловило применение тренд-анализа в сочетании с подбором статистически значимых поверхностей сглаживания изменчивости содержаний конкретных элементов в координатах изучаемых дискриминирующих главных компонент. Выявленные тенденции подтверждают и позволяют детализировать полученную металлогеническую характеристику изучаемых вулканогенных комплексов.

Анализ тренда IV порядка средних содержаний Cu (г/т) в уже описанных выше координатах I и III главных компонент (рис. 3) дает возможность отделить колчеданоносные продуктивные вулканогенные комплексы Блявинского, Домбаровского, Орского и Акжарского рудных районов от фоновых неколчеданоносных. Также выявляется направленная изменчивость повышения кларковых содержаний Cu в продуктивных вулканогенных дифференциатах Восточно-Уральского прогиба на золото-колчеданных проявлениях Урожайного рудного поля.

Заметим, что медь как геохимический элемент в I и III главных компонентах на статистически значимом уровне в выявленных ассоциациях не проявилась, а представлена в других главных компонентах. Данный факт подтверждает объективность использования многомерных средних значений геохимических характеристик литотипов вулканогенных комплексов для металлогенических построений.

Таким образом, на примере изучения геохимической специализации эффузивных и субвулканических образований Оренбургского Урала можно сделать следующие выводы.

Подтверждается теоретическое обоснование принципа тесной взаимосвязи и взаимообусловленности формирования геохимического фона элементов в горных породах и процессов образования полезных ископаемых [2–5, 9].

На базе многоэтапной геологической и геохимической интерпретации данных разработан и апробирован метод обработки геохимических материалов, позволяющий решать комплексные задачи по

геохимической корреляции, специализации геологических образований и определению их металлогенических позиций.

Получаемые геохимические характеристики в рамках многомерных средних значений дают представление о местных геохимических кларках, что позволяет рекомендовать пересмотр геохимических аномалий, выявленных в ходе предыдущих поисковых и съемочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Г.С., Гуцин А.В., Первалова А.А., Сироткина О.Н. Геохимическая специализация геологических комплексов: значение для геологических и прогнозно-металлогенических исследований // Разведка и охрана недр. 2010. № 5. С. 27–31.
2. Жабин А.Г., Кудрявцев Ю.К., Филатов Е.И., Бескин С.М. Структура геохимической специализации геологических формаций как интегральной характеристики потенциала их рудоносности // Отечественная геология. 1995. № 12. С. 12–19.
3. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. – М.: Недра, 1989.
4. Методика крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных, благородных металлов и алмазов. – М.: ЦНИГРИ, 1989.
5. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990.
6. Смирнова И.А., Черкасов В.Л. Структурно-формационное районирование и краткий обзор эндогенной металлогении Оренбургского Урала // Металлогения Южного Урала. Уфа, 1986. С. 38–47.
7. Черкасов В.Л., Смирнова И.А. Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений Оренбургской части Урала // Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений на Урале. Свердловск, 1986. С. 50–55.
8. Черненко М.Ю. Методические особенности интерпретации данных при решении задач геохимической специализации геологических комплексов // Геология и разведка месторождений полезных ископаемых. Новочеркасск, 1996. С. 79–82.
9. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. – М.: Недра, 1980.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 549.905:553.412

© Л.А.Остапенко, С.С.Двуреченская, О.Б.Рыжов, 2010

ПРИРОДНЫЕ ТИПЫ СЕРЕБРЯНЫХ РУД И КРИТЕРИИ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ С РАЗВИТОЙ ЗОНОЙ ОКИСЛЕНИЯ

Л.А.Остапенко, С.С.Двуреченская, О.Б.Рыжов (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Дана характеристика природных типов руд (окисленных и не окисленных) на серебряных месторождениях различной формационной принадлежности. Определены критерии для их оконтуривания, которые обусловлены особенностями месторождений. Основные из них — цвет и текстурно-структурные характеристики, минеральный и химический составы, индикаторные геохимические отношения.

Ключевые слова: серебряные месторождения, зона окисления, природные типы руд.

Остапенко Людмила Анатольевна, Рыжов Олег Борисович, lud-ost@mail.ru, Двуреченская Светлана Степановна, akantit_c@mail.ru

SILVER DEPOSITS WITH PRONOUNCED OXIDATION PROFILE: NATURAL ORE TYPES AND DELINEATION CRITERIA

L.A.Ostapenko, S.S.Dvurechenskaya, O.B.Ryzhov

Typical features of natural ore types, both oxidized and pristine, inherent in various styles of silver deposits are presented. The delineation criteria conditioned by local geological controls are defined. Of these, color, structural and textural features, mineral and chemical composition, as well as geochemical signatures, are of key significance.

Key words: silver deposits, oxidation profile, natural ore types.

Выделение природных типов руд и их оконтуривание — важная задача при изучении серебряных месторождений с развитой зоной окисления. Природная и технологическая типизация руд на месторождениях серебра производится по степени окисления, присутствию попутных рудных компонентов (Au, Cu, Pb, Zn) или вредных примесей (As, углистые вещества) и текстурно-структурным особенностям руд [7]. Геолого-технологическое картирование на серебряных месторождениях — существенная часть работ по технологической оценке руд. С его помощью выделяют, оконтуривают и исследуют технологические типы и сорта руд, необходимые для обеспечения раздельного подсчета запасов по ним и для их селективной переработки (Р.А.Амосов и др., 1990 г.). Выделение технологических типов руд возможно только на основе технологических исследований, поэтому предварительно, на начальных стадиях изучения месторождений, проводится минералогическое картирование с выделением природных типов руд. Природные типы руд рассматриваются как потенциальные технологические типы, поэтому выделение их целесообразно при условии, что соответствующие разновидности руд составляют существенную часть об-

щих запасов и заметно различаются по каким-либо параметрам [5].

Оконтуривание окисленных руд представляет собой одну из основных задач, решаемую при проведении геолого-технологического картирования, так как все известные примеры выделения двух технологических типов руд на серебряных месторождениях связаны с развитием мощной зоны окисления.

Рассмотрим принципы выделения природных типов руд на двух серебряных месторождениях, относящихся к различным рудным формациям — серебро-золото-свинцово-цинковой на месторождении Арылах и серебро-сурьмяной фации (или субформации) в рамках серебро-свинцовой формации на месторождение Асгат [6]. Оба месторождения характеризуются наличием развитой зоны окисления, распространяющейся на десятки и сотни метров от современной поверхности. Рудные тела представлены жилами и жильными зонами в терригенных, вулканогенных и интрузивных породах. По характеру жильной минерализации руды кварцевые, силикат-кварцевые (с адуляром и хлоритом) и кварц-сидеритовые. Содержание сульфидов и сульфосолей в первичных рудах колеблется от долей до нескольких десятков процентов, чаще 5–10%.

Месторождение Арылах расположено на севере Дукатского рудного района, границы которого совпадают с Балыгычано-Сугойским грабенообразным прогибом [13]. Объект представляет собой центральный блок Арылахского рудного поля, совпадающего с вулканокупольной структурой [1]. Площадь сложена нижнемеловыми континентальными отложениями омсукчанской серии (аргиллитами, песчаниками), породами раннемелового аскольдинского вулканогенного комплекса (невадитовыми риолитами, трахибазальтами). Стратифицированные образования прорваны меловыми субвулканическими телами дацитов и риодацитов (Н.В. Григорьев и др., 1978 г.; В.В. Аристов, 1999 г.). Рудные тела представлены кварцевыми жилами и минерализованными зонами северо-восточной ориентировки. Протяженность рудных тел составляет 200–1200 м, мощность 1–5 м. Руды месторождения относятся к золото-серебряному геохимическому типу со средними содержаниями Au 0,5 г/т, Ag 350 г/т [8].

По данным полевых работ предварительно были выделены первичные и окисленные руды на основе визуально наблюдаемых текстурно-структурных признаков, окраски и минерального состава. Однако при микроскопическом исследовании образцов выяснилось, что на вскрытых горизонтах месторождения (до 250 м от современной поверхности) не осталось руд, не затронутых гипергенными процессами. Даже участки жил со сплошными, кажущимися не окисленными, выделениями сульфидов окислены на 20–30%. Вариации степени гипергенного преобразования руд обусловили различия минерального и химического составов, что и стало основой для выделения двух природных типов руд на месторождении (табл. 1, 2): кварц-сульфатно-сульфидного и кварц-гетитового [3].

Кварц-сульфатно-сульфидные руды слабо окислены (не более чем на 30%). В них сохранились сульфиды, среди которых преобладают галенит и сфалерит, встречается пирит (см. табл. 1). Основной гипергенный минерал — англезит. Он образует каймы вокруг галенита в парагенетической ассоциации с гипергенным акантитом (реже макинстриитом). Встречаются ярозит, гидрогетит и его гидратированные разновидности. Среди первичных серебряных минералов преобладают сульфосоли серебра, реже отмечаются самородное серебро и кюстелит, а также акантит (гипогенный и гипергенный). Основной жильный минерал — кварц, встречаются флюорит, хлорит и гидрослюда. Обычные текстуры для этого типа руд — каемочные, цементационные, коррозионные, брекчиевые. Кварц-сульфатно-сульфидные образования составляют не более 10% от всех руд месторождения. Формировались они по первичным

флюорит-сульфидно-кварцевым рудам, залегающим только в трахибазальтах и их туфах. Физико-химические свойства и минеральный состав вмещающих пород стали одним из решающих факторов формирования зоны гипергенеза на месторождении [9].

В *кварц-гетитовых рудах* практически не сохранилось гипогенных сульфидов, а гипергенные минералы составляют значительную часть от общего их объема. Доминирует гетит, широко развит ярозит, встречаются пироморфит, слюдисто-глинистые минералы, англезит и церуссит. Среди серебряных минералов преобладает акантит, постоянно фиксируются очень мелкие (доли миллиметров) самородное серебро и электрум, изредка наблюдаются реликты гипогенных сульфосолой серебра. Характерная особенность этого типа руд — неоднородная по размерам и количеству кавернозность в кварце. Каверны обычно заполнены рыхлой массой гипергенных агрегатов с акантитом. Также отмечаются каркасные, прожилковые, натечные, охристые и другие текстуры, характерные для руд зоны окисления. Кварц-гетитовые руды встречаются в осадочном комплексе пород и кислых вулканитах и составляют примерно 90% от общего объема руд на месторождении.

Кварц-гетитовые руды образовались как по флюорит-сульфидно-кварцевым жилам, так и по хлорит-адуляр-кварцевым, что было установлено после реставрации их первичного состава. В первом случае руды имеют крупные каверны в кварце, заполненные рыхлыми землистыми агрегатами гипергенных минералов Pb, Cu и Fe в тонкой смеси с гипергенным акантитом. Количество в них гипергенных минералов иногда достигает 30–40%. Во втором случае руды имеют мелкие каверны, заполненные гипергенными минералами Pb, Cu, Fe, количество которых незначительно, поскольку первичные руды характеризовались тонкой редкой вкрапленностью рудных минералов. Флюорит в этих рудах отсутствует, общее содержание полиметаллов низкое, а цинк практически полностью вынесен. В целом минералогические пробы, отобранные по кварц-гетитовым рудам, по содержаниям Pb четко делятся на три группы (рис. 1): 0,0–0,8, 1,2–2,3, >2,8%. Первая группа — окисленные хлорит-адуляр-кварцевые руды, вторая — окисленные флюорит-сульфидно-кварцевые, из которых в процессе гипергенеза вынесена значительная доля Pb, третья — окисленные флюорит-сульфидно-кварцевые руды, но с богатой гипергенной свинцовистой минерализацией, включающей англезит, свинцовистый ярозит, бедантит, биверит, пироморфит и коркит.

Таким образом, в кварц-гетитовом природном типе руд по составу первичных руд и содержанию полиметаллов устанавливаются три разновидности

1. Соотношение основных минералов в рудах месторождения Арылах, отн. %

Минералы		Кварц-сульфатно-сульфидные (частично окисленные; степень окисления до 30%)	Кварц-гидрогетитовые (окисленные; степень окисления до 100%)
Рудные (гипогенные)	Пирит	25	25
	Галенит	30	5
	Сфалерит	30	50
	Халькопирит	12	10
	Пирротин	1	5
	Арсенопирит	2	5
	Итого	100	100
Гипергенные	Англезит	70	15
	Минералы группы ярозита	20	15
	Гидрогетит	10	65
	Церуссит, малахит, азурит, ковеллин и др.	<1	5
	Итого	100	100
Серебряные	Акантит	30 (20 — гипергенный, 10 — гипогенный)	90 (гипергенный)
	Самородное Ag, электрум, кюстелит, самородное Au	15 (гипогенные)	7 (3 — гипергенные, 4 — гипогенные)
	Сульфосоли Ag	55 (гипогенные)	3 (гипергенные)
	Итого	100	100
Породо- образующие	Кварц	84	75–80
	Серицит	3	90
	Гидрослюда	3	3
	Полевой шпат	10	5
	Итого	100	2
Всего		100	100
Доля на месторождении		10	90

(табл. 3): чисто серебряные, образовавшиеся за счет окисления хлорит-адуляр-кварцевых руд; серебряные с примесью полиметаллов, образовавшиеся при окислении флюорит-сульфидно-кварцевых руд, с частично вынесенными гипергенными минералами Pb; серебро-полиметаллические, сформированные при окислении флюорит-сульфидно-кварцевых руд, с сохранившимися гипергенными минералами Pb.

Для определения различий геохимических параметров природных типов руд был определен полный химический состав 94 минералогических проб из окисленных и 13 из частично окисленных руд. Содержания Au и Ag определялись пробирным методом, Pb, Cu, Zn, Na₂O, MgO, Al₂O₃, SiO₂, P₂O₅, K₂O, CaO, TiO₂, MnO, Fe₂O₃, FeO, CO₂, C_{орг}, H₂O⁺, S_{общ}, SO₃, S_{сульфид}, F — химическими методами, As, Sb, Sn, Ni, Co, V, Li, Ba, Mo, Y, Yb — спектральным методом анализа.

Выделенные типы руд очень неоднородны по содержанию золота и серебра. Коэффициенты вариации в кварц-сульфатно-сульфидных рудах — 175% (для Au) и 243% (для Ag), в кварц-гидрогетитовых — 208 и 340% соответственно (см. табл. 2). В большинстве проб из обоих типов руд содержания Au 0,2–4,0 г/т, Ag 200–5000 г/т в частично окисленных и 40–3000 г/т в окисленных. Встречающиеся максимальные значения в обоих типах руд близки между собой.

По химическому составу руды выделенных типов отличаются следующим: в кварц-сульфатно-сульфидных рудах значительно выше содержания Pb, Cu, Zn, CaO, CO₂, S, F, в кварц-гетитовых — Al₂O₃, SiO₂, K₂O, MnO, As (рис. 2). Содержания большинства элементов-примесей (Sn, Ni, Co, Li и др.) в обоих типах руд приблизительно одинаковы. Выявленные различия обусловлены не только частичным или полным выносом в процессе гиперге-

2. Химический состав минералогических проб, отобранных по двум природным типам руд месторождения Арылах*

Компо- ненты	Кварц-сульфатно-сульфидный тип (число проб — 13)					Кварц-гидрогетитовый тип (число проб — 94)				
	Содержание, %			Q**	K _V ***, %	Содержание, %			Q	K _V , %
	мини- мальное	макси- мальное	среднее			мини- мальное	макси- мальное	среднее		
SiO ₂	12,12	76,95	44,02	19,29	44	46,84	95,68	80,12	10,36	13
TiO ₂	0,04	1,00	0,46	0,45	98	0,02	1,75	0,28	0,38	135
Al ₂ O ₃	0,25	5,37	1,97	1,35	68	0,54	13,20	4,86	3,16	650
Fe ₂ O ₃	0,13	20,20	7,64	5,63	75	2,16	23,89	8,05	5,39	67
FeO	1,79	7,68	4,40	1,89	43	0,28	7,84	1,96	1,05	53
MgO	0,25	0,84	0,30	0,16	55	0,10	3,15	0,23	0,34	148
CaO	0,25	8,44	4,36	2,71	62	0,02	15,86	0,78	1,97	252
MnO	0,03	0,50	0,16	0,12	76	0,03	1,56	0,34	0,37	107
Na ₂ O	0,00	0,17	0,05	0,05	103	0,00	0,40	0,05	0,07	146
K ₂ O	0,07	1,12	0,36	0,33	91	0,05	7,60	1,13	1,38	122
P ₂ O ₅	0,02	1,00	0,27	0,42	153	0,02	3,03	0,14	0,34	233
CO ₂	0,02	2,20	0,34	0,65	193	0,02	0,72	0,05	0,11	221
S _{орг}	0,03	3,76	0,91	1,00	110	0,03	2,06	0,12	0,27	226
H ₂ O ⁺	0,20	3,86	1,82	0,98	54	0,26	5,73	2,26	1,28	56
S _{общ}	0,49	18,83	8,13	5,58	69	0,05	2,50	0,23	0,40	172
SO ₃	0,13	4,54	1,14	1,50	132	0,13	6,23	0,44	0,95	217
S _{сульфид}	0,19	18,83	7,69	5,89	77	0,05	0,37	0,09	0,06	60
F	0,17	5,13	2,74	1,61	59	0,01	6,31	0,30	0,81	270
Pb	1,03	47,00	18,79	15,13	81	0,03	14,22	1,05	1,82	173
Cu	0,08	2,01	0,91	0,60	66	0,01	1,57	0,12	0,20	173
Zn	0,14	6,87	2,96	2,61	88	0,01	0,40	0,09	0,09	97
As	0,01	0,04	0,030	0,011	35	7·10 ⁻³	0,70	0,08	0,10	122
Sb	4·10 ⁻³	0,04	0,016	0,013	83	1·10 ⁻³	0,07	0,01	0,013	132
Sn	3·10 ⁻³	0,015	0,007	0,003	45	7·10 ⁻⁴	0,03	5,3·10 ⁻³	5,9·10 ⁻³	111
Ni	1·10 ⁻³	2·10 ⁻³	1,7·10 ⁻³	3,8·10 ⁻⁴	23	9·10 ⁻⁴	5·10 ⁻³	1,7·10 ⁻³	5,5·10 ⁻⁴	33
Co	7·10 ⁻⁴	2·10 ⁻³	1,4·10 ⁻³	5,1·10 ⁻⁴	37	7·10 ⁻⁴	2·10 ⁻³	9,9·10 ⁻⁴	3,0·10 ⁻⁴	30
V	3·10 ⁻⁴	2·10 ⁻³	1,1·10 ⁻³	5,9·10 ⁻⁴	53	3·10 ⁻⁴	6·10 ⁻³	2,2·10 ⁻³	1,1·10 ⁻³	52
Li	2·10 ⁻⁴	3·10 ⁻³	1,3·10 ⁻³	8,7·10 ⁻⁴	65	5·10 ⁻⁴	0,01	2,3·10 ⁻³	1,7·10 ⁻³	73
Ba	0,02	0,03	0,026	0,005	19	0,02	0,05	0,03	0,006	19
Mo	1,5·10 ⁻⁴	3·10 ⁻⁴	1,9·10 ⁻⁴	5,5·10 ⁻⁵	29	1·10 ⁻⁴	5·10 ⁻⁴	2·10 ⁻⁴	6,7·10 ⁻⁵	32
Y	4·10 ⁻⁴	4·10 ⁻³	1,1·10 ⁻³	1,1·10 ⁻³	99	3·10 ⁻⁴	3·10 ⁻³	5,8·10 ⁻⁴	3,4·10 ⁻⁴	59
Yb	2·10 ⁻⁴	5·10 ⁻⁴	4,1·10 ⁻⁴	9,5·10 ⁻⁵	23	1·10 ⁻⁴	1·10 ⁻³	3,7·10 ⁻⁴	1,8·10 ⁻⁴	49
Au, г/т	0,40	42,00	6,42	11,23	175	0,10	44,40	3,0	6,23	208
Ag, г/т	193,60	51470	5700	13,88·10 ³	243	12,20	5,7·10 ⁴	2,22·10 ³	7,5·10 ³	340

*Таблица составлена по данным полуколичественной оценки минералогических проб, отобранных по стержневым (обогащенным) частям рудных зон.

**Среднеквадратичное отклонение.

***Коэффициент вариации.

неза Zn, Cu, Pb, S и накоплением As, но и различным составом первичных руд (см. табл. 3). Поскольку кварц-сульфатно-сульфидные руды сохранились только в местах распространения первичных флюорит-сульфидно-кварцевых руд, а кварц-гетитовые формировались как по флюорит-сульфидно-кварцевым, так и по хлорит-адуляр-кварцевым, первые имеют значительно более высокие средние содержания CaO и F (см. табл. 2). Частич-

но различия между первичными рудами отразились и на содержаниях Zn, Cu, Pb и S (количество рудных минералов в хлорит-адуляр-кварцевых рудах значительно ниже), но здесь большую роль сыграла подвижность этих элементов (особенно Zn и Cu) в зоне гипергенеза [12].

Существенно отличаются в рудах выделенных природных типов и корреляционные связи между их химическими составляющими. Корреляционный

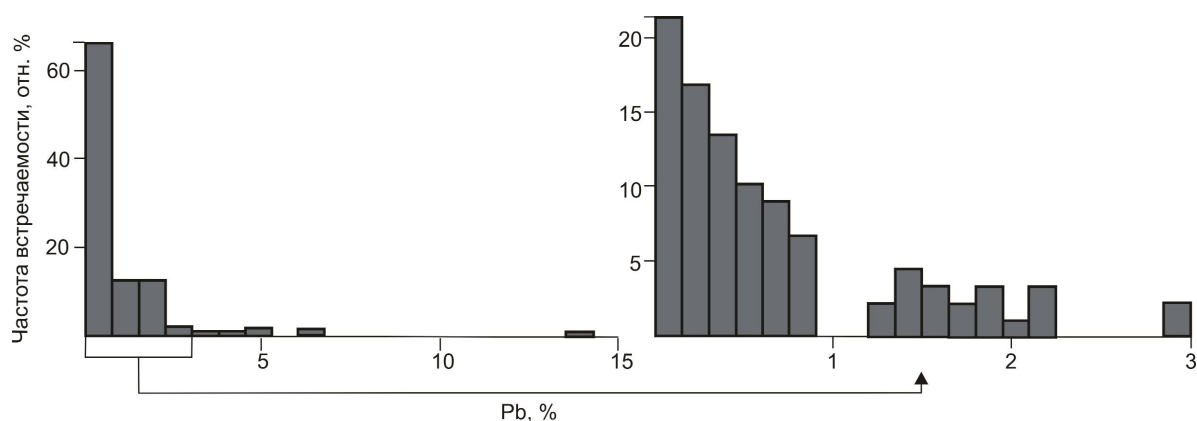


Рис. 1. Частотная гистограмма содержаний свинца в пробах кварц-гидрогетитовых руд месторождения Арылах

анализ по *кварц-сульфатно-сульфидным рудам* (критическое значение коэффициента корреляции $K \geq 0,56$) показал достаточно сильную ($K=0,79$) прямую связь между содержаниями Zn и Cu, что, вероятно, свидетельствует о совместном участии этих элементов в процессе рудообразования. Цинк и медь в рудах преимущественно находятся в форме сульфидов (сфалерит и халькопирит), что подтверждается обнаруженной связью между их содержаниями и содержанием сульфидной серы ($K=0,67$ и $0,82$ соответственно). Связь Sb с Pb ($K=0,68$) обусловлена ассоциацией сульфосолей серебра (основных концентраторов Sb) с галенитом, что подтверждается минералогическими данными. Значимых связей между серебром и каким-либо из других элементов не установлено, вероятно, из-за частичного окисления, которое привело к нарушению первичных связей для серебра. Руды данного природного типа частично окислены, основная доля серы в них — сульфидная. Сера не претерпела значительных миграций при переходе в сульфатную форму (каймы сульфатов вокруг сульфидов), чем и определяется сильная связь ($K=0,99$) между $S_{\text{общ}}$ и $S_{\text{сульфид}}$. Связь между SO_3 и CO_2 ($K=0,56$) объяснима наличием англезит-церуситовой гипергенной ассоциации.

При корреляционном анализе, кроме данных по химическому составу кварц-сульфатно-сульфид-

ных руд, в массив данных включена степень окисления, которая определялась при минераграфическом изучении шлифов как отношение объема гипергенных минералов к суммарному объему рудных и гипергенных с принятым допущением, что все гипергенные агрегаты сформировались путем замещения рудных минералов. Степень окисления кварц-сульфатно-сульфидных руд имеет прямую положительную связь с содержаниями в руде SiO_2 , K_2O и H_2O^+ ($K=0,59$, $0,67$ и $0,69$ соответственно), что можно объяснить уменьшением удельного веса руд при окислении в связи с частичным выносом тяжелых элементов (Zn, Cu, Pb) и замещением рудных минералов гипергенными. Увеличение содержаний перечисленных компонентов с ростом степени окисления руды относительно, привноса их нет, кроме H_2O^+ , содержание которого несколько повышается за счет образования гипергенных минералов группы ярозита. Вместе с тем, при увеличении степени окисления руды уменьшается содержание в ней S (K между степенью окисления и содержанием $S_{\text{общ}}$ равен $-0,75$), при этом увеличивается доля сульфатной серы ($K=0,45$).

Корреляционный анализ данных по химическому составу *кварц-гетитовых руд* (критическое значение коэффициента корреляции $0,24$) показал иные корреляционные связи между содержаниями

3. Соотношение природных типов руд и их разновидностей на месторождении Арылах

Природные типы руд и их разновидности (содержание Pb, %)	Кварц-гетитовый			Кварц-сульфатно-сульфидный
	Серебряная (до 0,8)	Серебряная с примесью полиметаллов (1,2–2,3)	Серебро-полиметаллическая (>2,8)	
Первичные руды (реставрированные)	Хлорит-адуляр-кварцевые с сульфидами	Флюорит-сульфидно-кварцевые		

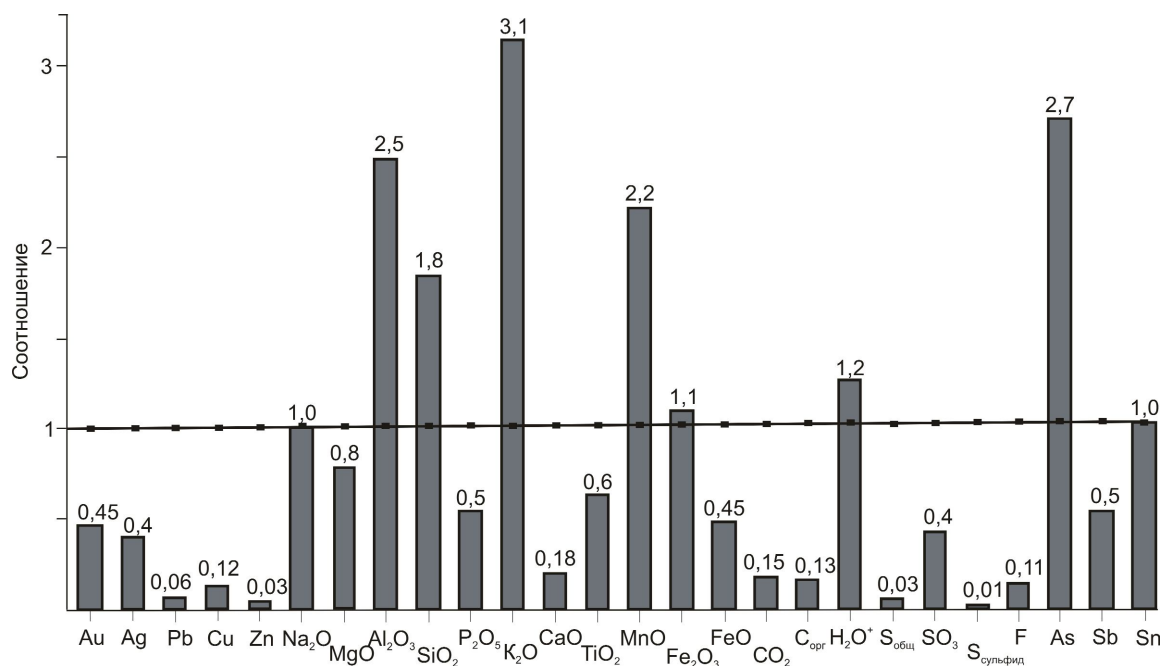


Рис. 2. Состав кварц-гетитовых руд месторождения Арылах, нормированный по составу кварц-сульфатно-сульфидных руд

компонентов, чем для кварц-сульфатно-сульфидных руд. Осталась прямая связь между Al_2O_3 и K_2O ($K=0,78$), обусловленная составом слюдиисто-глинистых минералов, но для H_2O^+ наиболее сильная связь установлена с Fe_2O_3 ($K=0,81$), объясняемая тем, что доля водной составляющей в этих рудах, связанной с гипергенными минералами (гидрогетитом и др.), несколько больше, чем связанной с гидрослюдами. В рудах не отмечено значимых связей между Zn, Cu и S. Но для Cu и Pb установлена значимая связь с CO_2 ($K=0,70$ и $0,67$), что свидетельствует о присутствии в рудах карбонатов этих элементов (малахита, азурита, церуссита). Для Pb наиболее сильная связь выявлена с P_2O_5 ($K=0,79$), слабая с $S_{общ}$ ($K=0,40$), причем более сильная с серой сульфатной, чем с сульфидной, обусловленная наличием англезита, с Fe_2O_3 ($K=0,37$) и H_2O^+ ($0,32$). Наличие таких связей обусловлено тем, что в этом типе руд большая доля Pb находится в гипергенных свинцовых минералах, в состав которых входит фосфор (пироморфит, коркит, плумбогуммит), несколько меньшая — в англезите и других сульфатах и сульфоарсенатах свинца, еще меньшая — в свинцовистом ярозите. В окисленных рудах, в отличие от частично окисленных, S в основном сульфатная (K между $S_{общ}$ и $SO_3=0,99$). Интересным фактом, установленным корреляционным

анализом [10], является достаточно сильная связь в кварц-гетитовых рудах между Au и Ag ($K=0,66$), что, вероятно, говорит о наличии связи между ними, существовавшей в первичных рудах.

Необходимо также отметить, что применить на данном месторождении индикаторное отношение (Pb/Zn), использовавшееся для оконтуривания окисленных руд на других объектах Дукатского рудного поля [2, 4], не удалось. Это обусловлено тем, что все руды на месторождении окислены. Поиск другого индикаторного отношения не дал положительного результата, но четкие отличия в минеральном и химическом составах выделенных природных типов руд позволили уверенно их оконтурить [2].

Месторождение Асгат (Асхатин) находится на северо-западе Монголии на границе с Россией, приурочено к Юстыдскому рудному узлу, расположенному в северной части Делюно-Юстыдского прогиба [11]. Главная рудоконтролирующая структура рудного узла — Курайско-Кобдинский глубинный разлом, а сопряженные с ним нарушения более высоких порядков являются рудовмещающими. Месторождение локализовано в пределах Асхатин-Озерной сереброносной зоны дробления и гидротермального изменения пород. Площадь рудного поля сложена средне-верхнедевонскими терригенными отложениями (пачки переслаивания песчани-

ков, алевролитов и аргиллитов) хатугольской свиты. Терригенные отложения прорваны гранитоидными интрузиями Юстыдского комплекса (P_2), которые сопровождаются обширными ореолами контактового метаморфизма вмещающих пород (роговики, скарноиды). Широко распространены многочисленные разновозрастные дайки диабазов, габбро-диабазов, андезитовых порфириров, диорит-порфириров, долеритов и лампрофиров. Жильные зоны связаны с разрывными нарушениями различных порядков сколового типа преимущественно северо-восточного простирания. Жилы и прожилки выполнены кварц-сидеритовым агрегатом с наложенной на них рудной минерализацией (блеклая руда, халькопирит, арсенопирит, пирит и др.). Руды относятся к серебро-сурьмяному геохимическому типу, в них содержания Ag 400–600 г/т, Sb, Cu, Bi — попутные компоненты.

Выявленная на месторождении эндогенная зональность руд [3] существенно не влияет на технологические качества руды и не служит фактором, определяющим необходимость выделения различных технологических типов или сортов руд.

Выявление и оценка гипергенной зональности проводились путем сопоставления окисленных руд с первичными на разных гипсометрических уровнях рудных тел в интервале 2978–4000 м. Интенсивность гипергенных преобразований обнаруживает связь с гипсометрическим положением рудного тела. На наиболее высоких гипсометрических отметках руды сложены преимущественно оксидами и гидроксидами железа, сурьмы и меди (гетитом, гематитом, монимолитом, партцитом, спертиниитом), карбонатами (малахитом, азуритом, бисмутитом) при подчиненной роли гипергенных сульфидов (дигенита, ковеллина, акантита), встречаются также самородное серебро и хлораргирит. Сидерит окислен почти полностью. Глубже фиксируются те же оксиды, гидроксиды и карбонаты, но резко возрастает количество халькогенидов и акантита, сохраняется самородное серебро, исчезает хлораргирит. По сравнению с поверхностью заметно увеличивается содержание сульфатов-кристаллогидратов, среди которых наиболее распространены госларит, старкеит, роценит, мелантерит. В окисленном сидерите встречаются слабо измененные блоки. На нижнем исследованном горизонте, наряду с гетитом и гематитом, постоянно присутствуют вторичные сульфиды меди с преобладанием ковеллина. Количество оксидов сурьмы резко снижается. Уменьшается содержание малахита, азурит фиксируется очень редко, снижается количество акантита, самородное серебро не обнаружено. Встречаются сульфи-

ты Cu, Fe, Zn, Mg, но общее их количество относительно невелико. Сидерит окислен слабо.

Таким образом, можно сказать, что в вертикальном разрезе наблюдается смена сверху вниз преобладающих минеральных ассоциаций от гидроксидов и карбонатов через сульфаты к вторичным сульфидам и далее к первичным рудам на фоне постепенного снижения степени окисления сидерита. Эта смена соответствует в общих чертах классической гипергенной зональности сульфидных месторождений [12].

Для установления количественных параметров химического состава, характеризующих гипергенную зональность, использованы результаты анализов 17 малых технологических проб (МТП), сгруппированных по горизонтам (табл. 4). Все комплексные параметры, характеризующие отношение содержания металлов к содержанию сурьмы, с глубиной возрастают, т.е. доля сурьмы среди других рудных компонентов снижается, что, вероятно, отражает гипогенную зональность. По изменению отношений Zn/Cu и Zn/Pb заметное снижение доли цинка на верхних горизонтах, по-видимому, связано с частичным выносом этого элемента, обладающего, как известно, высокой подвижностью в зоне гипергенеза [12].

При документации подземных выработок выявлено ритмичное чередование первичных, слабо окисленных и окисленных руд при приближении к зонам тектонических нарушений, что отразилось на вариациях индикаторных отношений (см. табл. 4), т.е. имеет место повторяющаяся горизонтальная гипергенная зональность, а положение нижней границы окисленных руд местами отклоняется от горизонтали, углубляясь по разломам.

При гипергенном изменении руд окисляется прежде всего сидерит, который является основным жильным минералом. Отношение Fe_2O_3/FeO (K_{Fe}) оказалось наиболее чувствительным индикатором степени окисления руд, так как оно изменяется в широком диапазоне, и изменчивость его в пространстве подтверждает характер гипергенной зональности. Сопоставление параметров состава проб, сгруппированных по величине K_{Fe} , показывает, что окисленные руды отличаются от первичных по содержанию H_2O^+ , отношению $S_{сульфид}/S_{общ}$ (K_S) и отмеченным выше отношениям содержания цинка к содержаниям других металлов (рис. 3).

Таким образом, геохимическим индикатором степени окисления руд месторождения Асгат является K_{Fe} . Оно характеризует интенсивность гипергенных преобразований наименее устойчивого минерала — сидерита и тесно коррелирует со степенью замещения сульфидов вторичными минерала-

4. Изменчивость индикаторных отношений элементов в рудах месторождения Асгат

Горизонт	Номера МТП	Zn/Cu		Zn/Pb		Sb/As		Sb/Cu		Bi/Sb		Bi/As		Ag/Cu, $n \cdot 10^{-2}$	
		1*	2*	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Поверхность	к-19	0,06	0,06	2,8	4,4	3,24	4,02	0,47	0,52	0,1	0,06	0,31	0,19	3,58	3,8
	к-18	0,05		5,9		4,8		0,56		0,01		0,06		4,02	
3180 м	4-14	0,16	0,07	6,1	8,7	0,59	1,91	0,29	0,34	0,25	0,17	0,14	0,31	3,2	2,38
	4-13	0,05		15,3		2,11		0,46		0,12		0,24			
	4-12	0,03		7		3,92		0,44		0,19		0,75			
	4-11	0,05		5,5		2,58		0,35		0,16		0,4			
	4-10	0,05		9,5		0,35		0,17		0,12		0,04			
2978 м	к-26	0,05	0,12	0,7	8,1	0,6	1,81	0,43	0,37	0,2	0,13	0,12	0,23	10,30**	2,8
	2-1	0,16		12,5		2		0,21		0,09		0,18			
	2-2	0,08		2,5		0,28		0,64		0,08		0,02			
	2-3	0,09		10,7		1,38		0,36		0,04		0,05			
	2-4	0,07		35,0**		3,6		0,42		0,11		0,39			
	2-5	0,24		7		0,31		0,12		0,34		0,11			
	2-6	0,13		14,7		6,5		0,37		0,09		0,6			
	2-7	0,1		18,8		16,33**		0,63		0,04		0,57			
	2-8	0,2		4,5		1		0,14		0,2		0,2			
	2-9	2,62**		1,9		0,65		0,42		0,07		0,05			

*1 — Данные по отдельным пробам, 2 — средние значения.

**2 — Пробы исключены из расчета средних показателей как «ураганные».

ми, т.е. отражает смену минеральных форм нахождения полезных и попутных компонентов. Высокое содержание железа в рудах позволяет определить рассматриваемое отношение для любой точки рудного тела или любой порции руды с высокой точностью. Существенно, что в гипогенных рудах отсутствуют минералы, в состав которых входило бы трехвалентное железо (например, гематит), что исключает неопределенность в интерпретации изменчивости K_{Fe} .

В качестве граничного значения при оконтуривании окисленных руд выбрано значение K_{Fe} , рав-

ное 0,5 (окисление сидерита ~30%), что примерно соответствует замещению гипогенных рудных минералов гипергенными на 10–15% и, как можно ожидать, сказывается на технологических характеристиках руд. В пределах контура окисленных руд степень окисления закономерно возрастает в направлении снизу вверх.

Основными нерудными минералами в малых технологических пробах являются сидерит и кварц. Содержания кварца варьируют от 10 до 40% (табл. 5), сидерита — от 13 до 26% в зависимости от степени окисления руд и доли вмещающих пород, вовлеченных в опробуемый контур. Среди рудных минералов преобладают халькопирит и тетраэдрит и лишь в двух пробах в значительных количествах присутствует халькостибит (табл. 6). В подчиненных количествах постоянно отмечаются пирит и арсенопирит. Степень окисления рудных минералов изменяется от 10 до 60%. Среди гипергенных минералов во всех пробах преобладают оксиды и гидроксиды железа (гематит, гетит, гидрогетит и др.), составляющие ~90% от всех гипергенных минералов. Содержание их по данным рентгенофазового анализа (см. табл. 5) занижено из-за рентгеноаморфности гидрогетита и в действительности в окисленных рудах достигает 50–60%. Причем 90–95% оксидов и гидроксидов железа это гематит и гидрогетит, заместившие сидерит. Среди гипергенных минералов, имеющих в составе рудные элементы, широко распространены ковеллин, халькозин, спертиниит, монимолит и малахит (табл. 7), другие — присутствуют в подчиненных количествах. Большинство гипергенных минералов входят в состав агрегатов, образующих каймы

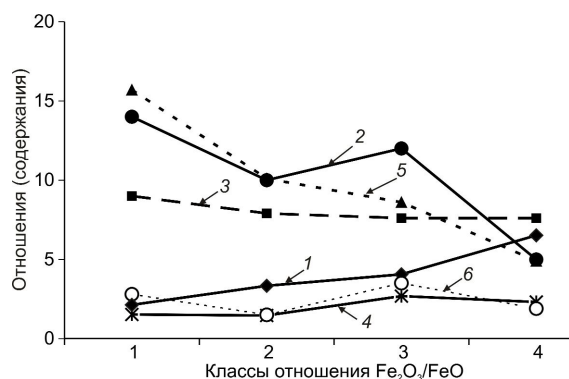


Рис. 3. Зависимость изменения индикаторных отношений и гидратации руды от степени ее окисления (месторождение Асгат):

1 — содержание H_2O^+ ; отношения: 2 — $Zn/Cu \cdot 10^2$, 3 — $S_{\text{сульфид}}/S_{\text{общ}} \cdot 10$, 4 — $Sb/As \cdot 10$, 5 — Zn/Pb , 6 — $Bi/As \cdot 10$; классы отношения Fe_2O_3/FeO : 1 — $<0,5$, 2 — $0,5-1$, 3 — $1-5$, 4 — >5

5. Минеральный состав малых технологических проб по данным приближенно-количественного рентгенофазового анализа, месторождение Асгат, %

Номера проб	Кварц	Сидерит	Гетит	Гематит	Слюда+ гидро-слюда	Халькопирит	Тетраэдрит	Прочие
2-1*	есть	есть	мало	есть	есть	оч.м.	оч.м.	р.в.**
2-4*	есть	мн.	есть	мало	мало	оч.м.	оч.м.	Каолинит (следы), р.в.
2-7	18,0	26,0	12,0	12,0	8,0	сл.	есть	Кпш (следы), р.в.
4-11	12,0	14,0	18,0	20,0	6,0	сл.	мало	р.в.
4-13	15,0	26,0	13,0	8,0	8,0	1-2	мало	р.в.
1-15	40,0	20,0	2-3	2-3	25,0			Каолинит (следы), р.в.
1-16*	есть	мн.	оч.м.	оч.м.	есть	мало	мало	Плагиоклаз (следы), р.в.
К-18	24,0	13,0	18,0	20,0	12,0		оч.м.	р.в.
К-22	26,0	16,0	16,0	14,0	11,0	1	мало	р.в.
К-24	10,0	18,0	14,0	11,0	6,0		есть	Халькостибит (мало), р.в.

* Пробы анализировались качественно из-за ограниченности материала, %: мн. (много) — >20, есть — 10–20, мало — 5–10, оч.м. (очень мало) — 1–2, сл. (следы) — <1.

** р.в. — рентгеноаморфное вещество.

вокруг рудных минералов, которые, в свою очередь, состоят из двух и более минеральных фаз. Кроме того, некоторые минералы часто заполняют пустоты (малахит, азурит) и трещинки (оксиды сурьмы) в гидрогетите. Основные серебряные гипергенные минералы — акантит и самородное серебро, образующие тонкие (<0,02 мм) каймы вокруг тетраэдрита, мелкие (<0,01 мм) выделения, входящие в состав агрегатов гипергенных минералов, и самородное серебро, встречающееся также в «сухих» трещинках.

По содержаниям химических компонентов в рудах выделены четыре группы, отчетливо обособляющиеся при корреляционном анализе:

металлы, сосредоточенные в основном в гипогенных рудных минералах (тетраэдрите, халькопи-

рите и халькостибите) — Cu, Sb, Bi, Ag и связанная с ними сера;

нерудные породообразующие компоненты, присутствие которых в пробах обусловлено засорением руды вмещающими боковыми породами — SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, K₂O, P₂O₅;

нерудные жильные компоненты («сидеритовые») — FeO, MnO, MgO;

вторичные, или гипергенные, компоненты — Fe₂O₃, H₂O⁺, SO₃, появление которых связано с окислением руд.

В выделенных группах наблюдается тесная положительная корреляционная связь между компонентами при отрицательной или очень слабой по-

6. Соотношения рудных гипогенных минералов в малых технологических пробах руды месторождения Асгат, отн. %

Минералы	2-1	2-4	2-7	4-11	4-13	1-15	1-16	К-18	К-22	К-24
Тетраэдрит	25	40	60	40	35	20	35	50	35	30
Халькопирит	55	40	30	40	40	40	35	40	5	10
Пирит	10	3	2	5	10	10	10	2	5	2
Арсенопирит	5	10	4	10	15	25	15	5	20	3
Самородный Bi	1	3	2	3	1	1	2	1	1	2
Халькостибит	<0,1	1	<0,1	<0,1	<0,1	1	2	1	25	50
Прочие: гудmundит, сфалерит, галенит, кубанит и др.	5	3	2	2	1	3	1	1	10	3
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Общее содержание в пробе, %	1-2	2-3	3-4	3-4	2-3	1-1,5	1-2	2-3	4-5	10-12
Степень окисления, отн. %	20-30	15-20	10-20	50-60	30-40	10-15	10-15	40-50	50-60	40-50

7. Соотношение гипергенных минералов в малых технологических пробах руды месторождения Асгат, отн. %

Минералы	2-1	2-4	2-7	4-11	4-13	1-15	1-16	К-18	К-22	К-24
Халькогениды Cu	50	55	45	20	45	65	65	20	20	15
Оксиды и гидроксиды Sb	20	30	40	10	15	20	20	30	15	30
Гидроксиды Cu	20	5	5	20	25	5	5	15	20	15
Малахит, азурит	5	3	1	40	5	3	2	25	30	20
Серебряные минералы (акантит, самородное Ag и др.)	2	3	5	5	5	2	3	5	5	10
Прочие (оксиды Bi, самородная Cu, сульфаты и др.)		4	5	5	5	5	5	5	10	10
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

ложительной связи с компонентами из других групп. В качестве дополнительных геохимических критериев для распознавания первичных и окисленных руд можно использовать K_S , а также, результаты фазовых анализов руды на Ag, Sb и Cu, показывающие возрастание доли несulfидных форм металлов по мере увеличения степени окисления руд, оцениваемой по K_{Fe} и K_S .

Таким образом, руды месторождения Асгат, выделенные в природный тип, обозначенный как первичные руды, отличаются более низким содержанием H_2O^+ (<2,0%), меньшей долей трехвалентного железа (K_{Fe} <0,5) и K_S , близким к единице. Степень окисления сидерита в них <30%, рудных минералов <20% (в среднем ~5%). Содержание гипергенных минералов <10–15%. Особенностью гипергенной минерализации для данного типа руд является преобладание среди гипергенных минералов меди сульфидов (ковеллин – халькозин), по сравнению с другими минеральными формами. Окисленные руды характеризуются повышенными содержаниями H_2O^+ (>2,0%), более высоким (>0,5) K_{Fe} и низким K_S . Степень окисления сидерита изменяется от 30 до 95% и в среднем составляет 50–60%, рудных минералов — от 20 до 70%, в среднем 40%. В балансе меди возрастает доля меди, связанной с малахитом и спертиниитом, и снижается, связанной с вторичными сульфидами.

Предварительное разделение руды на природные типы можно провести по визуальным наблюдениям: к окисленному типу относить руду, если >30% сидерита имеет бурый и темно-бурый цвет; когда >70% сидерита светлого цвета, руду считать практически не окисленной и относить ее к первичному природному типу.

В заключение отметим, что на обоих изученных серебряных месторождениях гипергенные преобразования руд привели к значительному изменению их химического и минерального составов. Дифференцированная миграция элементов в

зоне гипергенеза обусловила их существенное перераспределение и нарушение первичных корреляционных связей, а также изменение количественных соотношений между элементами. При выделении природных типов руд и их оконтуривании на серебряных месторождениях различных минеральных типов в каждом конкретном случае подбираются свои собственные критерии. При начальном распознавании первичных и окисленных руд или окисленных в разной степени удобно использовать макроскопические признаки (окраску, текстуру и структуру, содержание визуально диагностируемых вторичных минералов). Детальное изучение минерального и химического составов руд позволяет более надежно определить степень их окисления, смену минеральных форм нахождения полезных компонентов, контрастные индикаторные отношения химических элементов и другие критерии, по которым могут выделяться природные типы руд. Одни из них являются достаточно общими (увеличение содержания H_2O^+ или Fe_2O_3), другие (индикаторные отношения — Pb/Zn, Zn/Cd, Fe_2O_3/FeO , $S_{сульфид}/S_{сульфат}$ и др.) характерны только для одного месторождения или группы месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьев Н.В., Стружков С.Ф. Месторождение Арылах // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. – М., 1992. С. 39–44.
2. Двуреченская С.С. Гипергенные минералы серебряных месторождений. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
3. Двуреченская С.С., Остапенко Л.А. Минералого-геохимические индикаторы для выделения природных типов руд на одном из золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР // Прикладные и экологические аспекты минералогии: Тез. докл. годичной сессии ВМО (Звенигород, 19–21 марта 1990). М., 1991. Кн. 1. С. 152–154.

4. *Двуреченская С.С., Стружков С.Ф.* Минералого-геохимические критерии выявления и оконтуривания зоны окисления на серебрянорудных месторождениях одного из районов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Мат-лы научной конференции молодых ученых. ЦНИГРИ, М., 1984. С. 34–35.
5. *Зеленов В.И.* Методика исследования золото- и серебряносодержащих руд. – М.: Недра, 1989.
6. *Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А.* Геология месторождений серебра. – Якутск, 2003.
7. *Методические рекомендации по применению классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (серебряных руд).* – М.: МПР РФ, 2007.
8. *Недра Магаданской области 1995 / Под ред. М.З.Зинатулина, В.И.Гончарова, В.А.Банина.* – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996.
9. *Остапенко Л.А.* Главные факторы формирования зоны гипергенеза одного из золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР // Геолого-геофизические, минералого-геохимические исследования с целью повышения эффективности геологоразведочных работ и обогащения минерального сырья цветных, благородных металлов и алмазов: Тез. докл. молодых ученых. М.: ЦНИГРИ, 1990. С. 13–14.
10. *Остапенко Л.А., Тычкин И.Г.* Использование методов математической статистики при решении некоторых вопросов генезиса одного из золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР // Мат-лы научной конференции молодых ученых ЦНИГРИ. М., 1989. С. 51–52.
11. *Серебро-сурьмяная рудная формация / А.С.Борисенко, Г.Г.Павлова, А.А.Оболенский и др.* – Новосибирск: Наука, 1992.
12. *Смирнов С.С.* Зона окисления сульфидных месторождений. – М.: Изд-во АН СССР, 1951.
13. *Стружков С.Ф., Константинов М.М.* Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – М.: Научный мир, 2005.

УДК 553.411.078.2 (234.85)

© И.Л.Реут, 2010

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОЗНЕСЕНСКО-ПРИСАКМАРСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ РУДОНОСНОСТИ

И.Л.Реут (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Рассмотрены основные геологические особенности проявлений золото-кварц-сульфидных руд Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны. Уточнены критерии их прогноза и поисков. Сделан вывод о значительной роли процессов регенерации при формировании руд отмеченного типа.

Ключевые слова: Вознесенско-Присакмарская структурно-формационная зона, золото-кварц-сульфидные руды, золотоносность, вулканогенно-осадочные комплексы, интрузивные комплексы.

Реут Илья Леонидович, qwestyn@gmail.com

GOLD CONTENT LEVELS AND ORE POTENTIAL OF VOLCANIC AND INTRUSIVE SERIES UNDERLYING THE VOZNESENSK-PRISAKMARSK STRUCTURAL FORMATIVE ZONE, SOUTH URALS

I.L.Reut

The paper demonstrates key geological features of quartz-sulfide gold occurrences found in the north of the Voznesensk-Prisakmarsk structural formative zone. Predictive and exploration criteria are specified for this type of mineralization. The author concluded on a significant role played by the regeneration processes in formation of such ores.

Key words: Voznesensk-Prisakmarsk structural formative zone, quartz-sulfide gold ore, gold potential, volcano-sedimentary series, intrusive series.

Вознесенско-Присакмарская структурно-формационная зона принадлежит к одной из интереснейших металлогенических зон Южного Урала, где сосредоточены многочисленные проявления рудного

золота, относящиеся к различным геолого-промышленным типам (золото-кварцевому, золото-кварц-сульфидному, золото-сульфидному, золотоносных кор выветривания). Добыча россыпного золота в ее

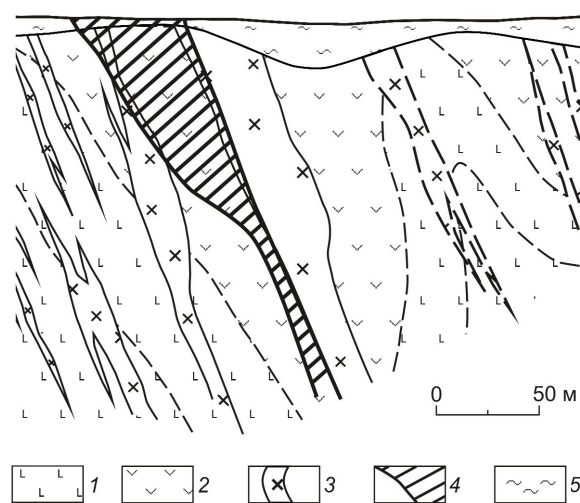


Рис. 1. Положение золото-кварц-сульфидных руд в разрезе рудопроявления Малый Каран:

тонко-, мелкообломочные вулканогенно-осадочные отложения с вкраплениями и полосовидными субсогласными сланцеватости скоплениями тонко-, мелкозернистого пирита: 1 — смешанного состава, 2 — основного состава; 3 — дайковые тела (диоритового и сиенит-диоритового состава); 4 — фрагмент минерализованной зоны, включающий жильно-прожилково-вкрапленные золото-кварц-сульфидные руды и околорудные метасоматиты; 5 — отложения коры выветривания

пределах ведется с первой половины 30-х годов XIX в. Позднее были открыты и введены в эксплуатацию месторождения рудного золота — Орловское, Константиновское, Гановское, Малый Каран, Вознесенское, Кузьма-Демьяновское и ряд других, которые в силу технико-экономических условий тех лет обрабатывались только в пределах окисленной зоны.

В течение многих лет руды золота рассматриваемой зоны изучались учеными ЦНИГРИ под руководством Н.И.Бородаевского. Было показано, что руды локализованы в разнообразных по составу породах, испытавших интенсивные тектонические преобразования (дробление, рассланцевание, складчатость) и прорванных многочисленными дайками и штокообразными интрузиями различного состава (от габбро до гранитов). Со становлением интрузивных пород связывалось образование метасоматитов (березитов, кварц-хлорит-альбит-серицитовых метасоматитов и др.) и сопутствующих им жильных и жильно-прожилково-вкрапленных руд.

На основании проведенных в последние годы исследований установлено, что жильно-прожилково-вкрапленные руды пространственно сближенных проявлений со средними содержаниями Au 1,5–2,5 г/т увязываются в единые протяженные минерализованные зоны, морфологически близкие рассредоточенным линейным штокверкам. Протяженность

таких зон по простиранию достигает 1,5–2 км, по падению они прослежены до 300–500 м при средней мощности рудных тел 5–7 м. Локализованные к настоящему времени прогнозные ресурсы золота зон указывают на значительные перспективы выявления в них промышленно значимых руд. Основные геологические особенности отмеченных минерализованных зон рассмотрены нами на примере наиболее представительных проявлений золото-кварц-сульфидных руд, таких как Малый Каран, Николаевское, Таракановское, Рябковские Горки в Учалинском районе Башкортостана.

Рудопроявление Малый Каран. Руды локализованы в вулканогенно-осадочных породах бугодакской толщи зилаирской свиты D_3-C_1 , рассланцованных и смятых в изоклинальные складки (рис. 1).

Из материалов Н.И.Бородаевского [1], П.Ф.Сопко [5], С.Е.Знаменского, И.Б.Серавкина [2] и др. следует, что позднепалеозойский тектогенез и магматизм (дайки, штоки субщелочных диоритов, сиенит-диоритов, гранит-порфиров Балбукского комплекса) обусловили здесь процессы щелочного метасоматоза, с которыми связано формирование руд золота. Ими подчеркнуто, что высокозолотоносными (0,9–9,4 г/т) являются как собственно жильно-прожилково-вкрапленные кварц-сульфидные руды, так и вмещающие их пиритизированные альбито-слюдяные сланцы.

Согласно нашим исследованиям, руды Малого Карана локализованы в альбит-серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах с реликтами мелкообломочных вулканогенно-осадочных пород (обломки хлоритизированных базальтов размером до 5–7 мм, полуокатанных зерен сосюритизированного плагиоклаза, редко угловатых зерен кварца размером до 1–1,5 мм). Данные силикатного анализа свидетельствуют о формировании пород за счет разрушения вулканогенных образований преимущественно основного состава.

Изучение золотоносности и геохимического состава вулканогенно-осадочных пород рудоноснорудовмещающего комплекса вне зон околорудных метасоматических преобразований показало, что содержание золота в них повышено относительно фонового для вулканогенно-осадочных пород зилаирской свиты и составляет в среднем 16–18 мг/т. Это говорит об их геохимической специализации на золото. В этих же породах, включающих рассредоточенную вкрапленность и полосовидные скопления пирита, содержание Au возрастает до 450 мг/т, составляя в среднем 25–26 мг/т (рис. 2). Наряду с золотом, положительными кларками концентрации в породах характеризуются такие элементы, как Cu, Zn, Pb, As, Mo, Ni, Cr, W.

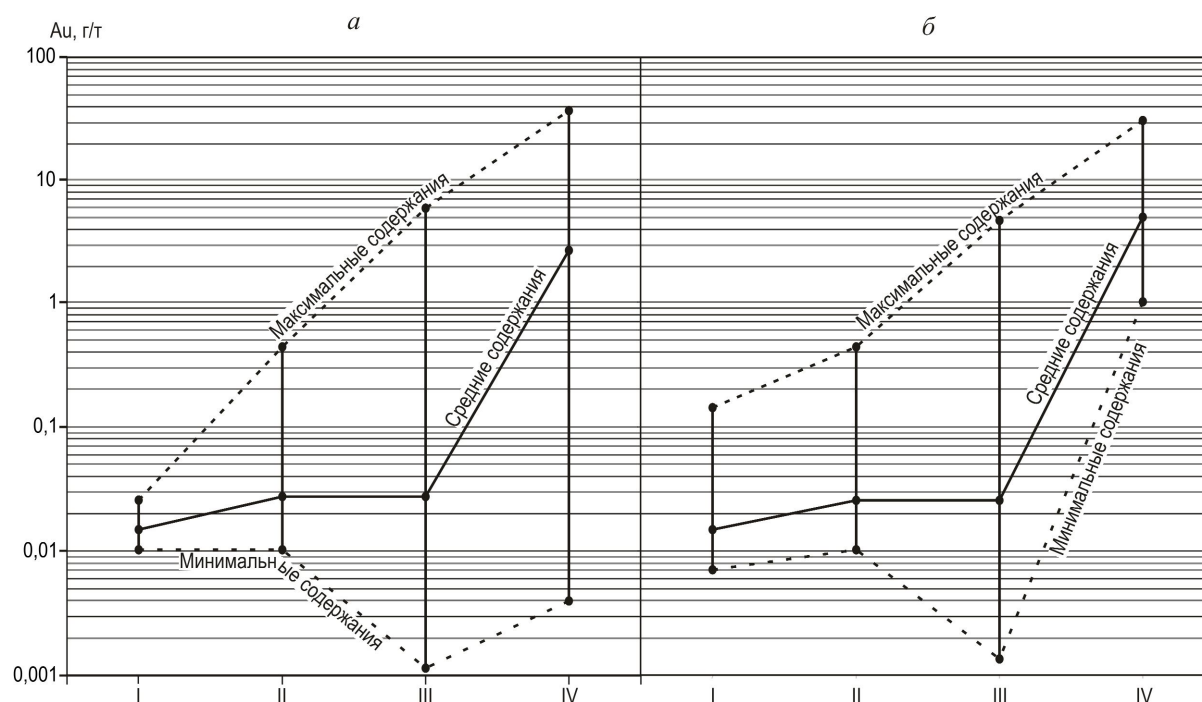


Рис. 2. Распределение содержаний золота в вулканогенно-осадочных породах рудопоявлений Малый Каран (а) и Николаевское (б):

I — без скопления сингенетического пирита, II — с вкрапленными и послойными скоплениями полосовидного пирита, III — в околорудных метасоматитах, IV — в рудах; изучено 226 проб методом количественного масс-спектрометрического анализа

Минераграфическое изучение полосовидных скоплений пирита выявило реликты их первичных структурных и текстурных особенностей, унаследованных при метаморфическом преобразовании пород и свидетельствующих об их изначальном осадочно-диагенетическом происхождении. К таким реликтам относятся, прежде всего, микро-, мелкозернистые метакolloидные агрегаты в почковидных обособлениях (рис. 3, а, б), скопления фрамбоидальных агрегатов (см. рис. 3, в), реликтовая слоистость (см. рис. 3, г).

Породы рудоносно-рудовмещающей толщи прорваны дайковыми телами диоритов мощностью от первых до 70 м. По петрохимическому и геохимическому составам они отвечают кварцевым диоритам и сиенито-диоритам, аналогичным выделяемым Д.Н.Салиховым и П.Г.Бердниковым [4] в составе Балбукского комплекса гранит-порфировой формации.

По полученным нами данным (проанализировано 83 пробы масс-спектрометрическим анализом), в породах диоритового состава содержание Au варьирует в пределах 9,21–16,32 мг/т, составляя в среднем 12,33 мг/т, в сиенитах — в пределах 7,32–20,25 мг/т (среднее 14,21 мг/т). Эти результа-

ты подтверждают заключение Д.Н.Салихова и др. [4] о геохимической специализации на золото диоритов и сиенитов Балбукского комплекса.

В ореоле околорудных метасоматитов по данным анализа могут быть выделены области как очень высоких, так и аномально низких концентраций золота (см. рис. 2).

Из сопоставления фоновых содержаний золота в породах рудоносно-рудовмещающего комплекса и околорудных метасоматитах (см. рис. 2) нами сделан вывод о том, что из пород комплекса в результате метасоматических преобразований могло быть вынесено и перераспределено значительное количество золота.

К основной разновидности изученных руд Малого Карана отнесены жильно-прожилково-вкрапленные кварц-полисульфидные (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит), развитые в форме крутопадающей минерализованной зоны протяженностью >1 км, мощностью в среднем 7–12 м, со средним содержанием Au около 3 г/т. Главный рудный минерал — пирит, образующий метасоматическую вкрапленность в сочетании с прожилками кварца. Преобладают кристаллы пирита кубической формы с многочисленными включениями порообразующими

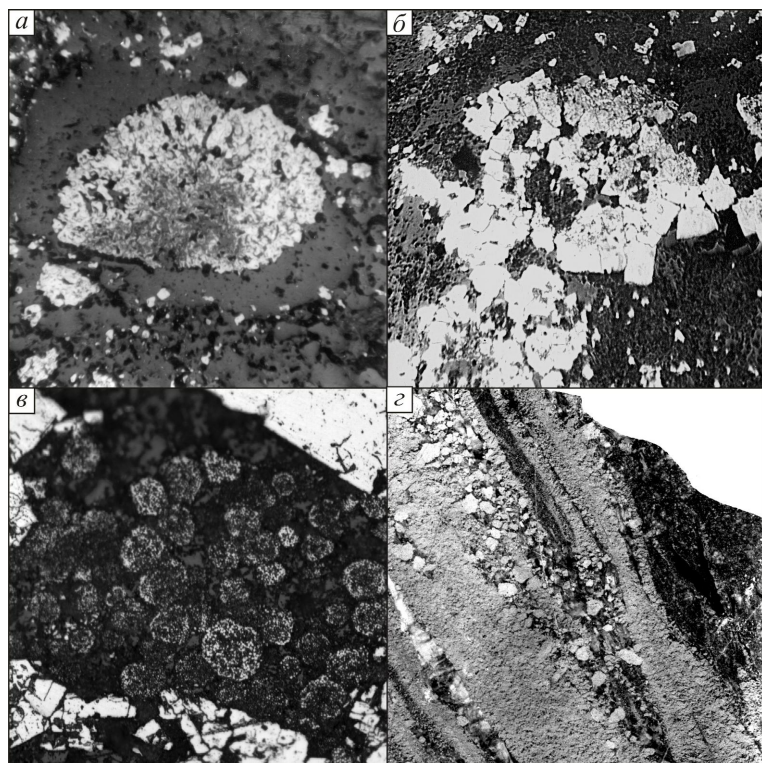


Рис. 3. Структурно-текстурные особенности агрегатов пирита:

a — почковидные обособления (ув. 120х); *б* — метаколлоидные агрегаты (ув. 100х), *в* — фрамбоидальные агрегаты (ув. 120х); *г* — реликтовая слоистость (ув. 25х)

щих минералов, иногда халькопирита, галенита и самородного золота (выделения до 0,1 мм).

Изучение золотонности и геохимических особенностей отмеченных руд выявило сходство их геохимического состава с составом рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород (как и в породах, в рудах, наряду с золотом, заметно повышены содержания Cu, Zn, Pb, As, Cr, W и Mo). Отмечается крайне неравномерный характер распределения в рудах как содержания золота (см. рис. 2), так и других основных рудообразующих элементов.

Приуроченность жильно-прожилково-вкрапленных рудных тел Малого Карана к комплексу пород, геохимически специализированных на золото, сходство геохимического состава рудовмещающих пород и руд при крайне неравномерном характере распределения содержания золота в рудах и околорудных метасоматитах, с нашей точки зрения, указывают на значительную роль заимствования вещества вмещающих пород (в том числе золота) при рудообразовании.

Рудопроявление Николаевское. В материалах Н.И.Бородаевского отмечено, что на Николаевском месторождении с конца XIX в. старателями добы-

вались руды золота, представлявшие собой систему кварц-карбонатных прожилков, локализованных в крутопадающей зоне тектонически и метасоматически преобразованных (окварцованных, хлоритизированных и серицитизированных) туфогенных пород ирендыкской свиты. Среднее содержание Au в рудах составляло 5,0–11,5 г/т. Было обращено внимание на недоизученность зоны по простирацию и падению и возможное широкое развитие подобных зон как на участке рудопроявления, так и за его пределами.

По полученным нами данным, рудовмещающий комплекс пород принадлежит к низам разреза отложений ирендыкской свиты D₂ и включает грубообломочные вулканогенные (мелкошаровые базальтовые лавы) и вулканокластические отложения базальтового состава (гиалокластиты и продукты их разрушения). Выше по разрезу залегают мелкообломочные вулканогенно-осадочные отложения смешанного состава (в обломках хлоритизированные базальты и андезитобазальты, кремнистые и кремнисто-гематитовые осадочные породы). В сочетании с мелкообломочными отложениями наблюдались маломощные горизонты серых и зеленовато-серых кремнистых пород, нередко с вкрапленностью и послойными скоплениями тонкозернистого пирита (рис. 4).

Изучение золотонности пород комплекса показало, что содержание золота в них варьирует в широких пределах (см. рис. 2). Мелкообломочные вулканогенно-осадочные и кремнистые отложения, особенно включающие вкрапленность и послойные скопления тонко-, мелкозернистого пирита, содержат Au от 7 до 140 мг/т, в среднем 16 мг/т. Как и на участке рудопроявления Малый Каран, при наличии в породах послойной вкрапленности пирита содержания золота в них резко возрастают, составляя в среднем 20–23 мг/т.

К основной разновидности руд отнесены прожилково-вкрапленные золото-кварц-сульфидные (пирит, реже халькопирит, арсенипирит, галенит и сфалерит), локализованные в форме крутопадающих зон мощностью в среднем 3–5 м. Содержание Au в рудах крайне неравномерно, от первых до 33,5 г/т, в среднем около 5 г/т.

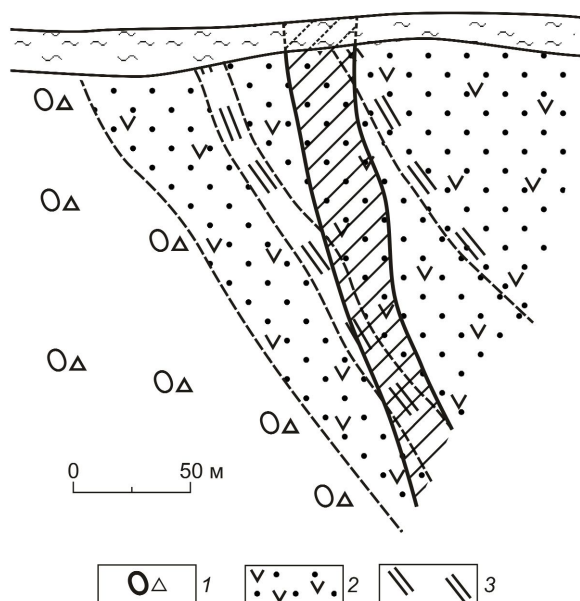


Рис. 4. Положение золото-кварц-сульфидных руд в разрезе рудопроявления Николаевское:

1 — грубообломочные вулканокластические отложения базальтового состава (мелкошаровые лавы, гиаокластиты и продукты их разрушения); 2 — мелкообломочные вулканогенно-осадочные отложения смешанного состава (в обломках хлоритизированные базальты и андезитобазальты, кремнистые и кремнисто-гематитовые осадочные породы); 3 — кремнистые отложения, включающие стратифицированные скопления сульфидного вещества (преимущественно мелкозернистого пирита); остальные усл. обозн. см. рис. 1

Характер распределения золота в околорудных метасоматитах рудопроявления Николаевское (см. рис. 2) близок к отмеченному выше для рудопроявления Малый Каран, что, по нашему мнению, является отражением сходных механизмов рудообразования.

Рудопроявление Таракановское. Жильные и жильно-прожилково-вкрапленные золото-кварц-сульфидные руды локализованы в разбитом трещинами штоке березитизированных сиенитов площадью 150×70 м на уровне эрозионного среза. Массив залегает среди рассланцованных и лиственитизированных серпентинитов и тальк-карбонатных пород. Березиты штока интенсивно пиритизированы (вкрапленность, просечки, тонкие прожилки разнозернистого пирита), максимально вблизи кварцевых жил и прожилков. Жильно-прожилковые кварц-сульфидные рудные образования не выходят за пределы штока (рис. 5). Н.И.Бородаевский, отмечавший эту особенность строения рудопроявления, объяснял ее тектонической природой рудокализующих трещин, которые раскрылись в результате растягиваю-

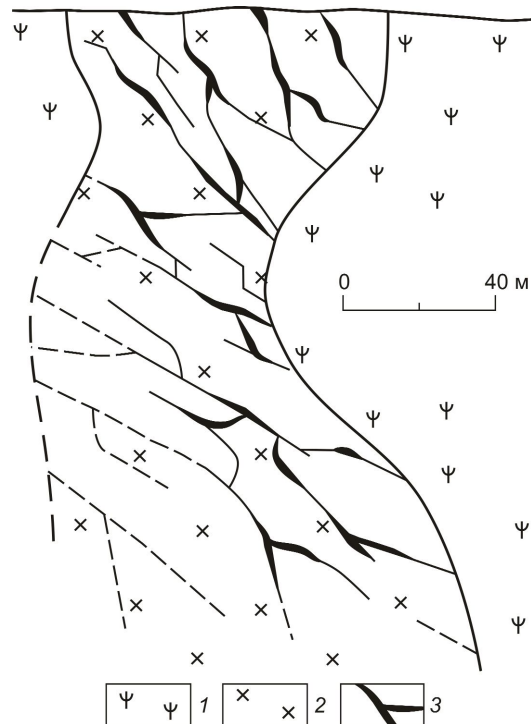


Рис. 5. Положение жильно-прожилково-вкрапленных золото-кварц-сульфидных руд в разрезе рудопроявления Таракановское:

1 — лиственитизированные серпентиниты и тальк-карбонатные породы; 2 — березитизированные сиениты; 3 — жильные и жильно-прожилково-вкрапленные руды

щих усилий, возникших при деформации относительно пластичных пород, вмещающих сиенитовый шток. Было отмечено также резко изменчивое распределение золота (от первых десятых до десятков грамм на 1 т) в рассматриваемых рудах и околорудных метасоматитах. Проведенное нами изучение золотонности руд и околорудных метасоматитов (рис. 6) подтвердило сделанные выводы.

Как показали результаты изучения золотонности березитов с рассредоточенной вкрапленностью и просечками разнозернистого пирита на удалении от жильно-прожилковых руд, содержания Au изменяются в пределах от 0,00п до 1,24 г/т, составляя в среднем 0,3–0,6 г/т, что в целом подтверждает известные данные. Наряду с золотом, к элементам с положительным кларком концентрации здесь относятся Cu, Pb, As, Ni, Co, Cr, V, W, Mo. Важно отметить, что золотонность основной массы березитизированных сиенитов штока на удалении от жильно-прожилковых руд изучена крайне слабо.

Изучение жильно-прожилковых кварц-пиритовых рудных агрегатов, характеризующихся «узло-

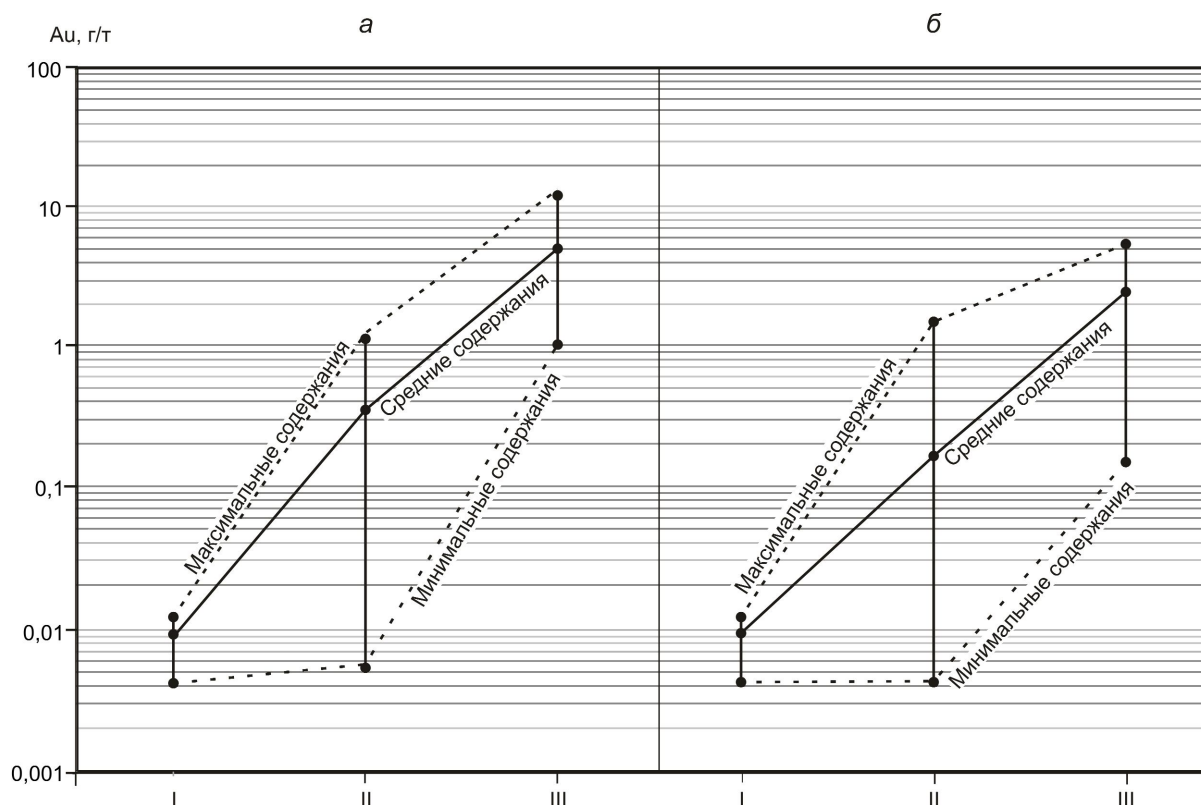


Рис. 6. Распределение содержаний золота в сиенитах Балбукского комплекса Учалинского района на рудопроявлениях Таракановское (а) и Николаевское (б):

I — сиениты не измененные метасоматозом, II — березитизированные сиениты, III — жильно-прожилково-вкрапленные золото-кварц-сульфидные руды; изучено 162 пробы методом количественного масс-спектрометрического анализа

вым» распределением, подтвердило высказанную ранее точку зрения Н.И.Бородаевского о том, что степень их золотоносности зависит от интенсивности пиритовой минерализации в околожильном пространстве. Нами подтверждено, что содержание Au в жильно-прожилковых образованиях, сопровождающихся интенсивной околопрожилковой пиритизацией (количество пирита 20–30% от объема пробы), изменяется в пределах 2,5–12,4 г/т; в случае малоинтенсивной пиритизации (количество пирита не более 10% от объема пробы) содержание Au падает до 1,0–3,4 г/т. Полученные нами данные свидетельствуют о том, что «кусты» жильно-прожилковых руд могут составлять до 15–20% объема минерализованного штока и, возможно, более, что не учитывалось ранее.

Рудопроявления Балбукского сиенитового массива. Жильно-прожилково-вкрапленные золото-кварц-сульфидные руды локализованы главным образом в эндоконтактной зоне массива, площадь которой на уровне эрозионного среза больше площади Таракановского штока и составляет около 6 км².

В качестве наиболее представительного в пределах массива нами рассмотрено рудопроявление Рябовские Горки. Золото-кварц-сульфидные руды приурочены к области эндоконтакта Балбукского массива с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами базальтового состава и серпентинитами (рис. 7).

Руды обрабатывались старателями в 1930–1940 гг., при этом объектом добычи были пиритизированные метасоматиты (березиты) и жильно-прожилковые образования в минерализованной зоне мощностью до 10 м, протяженностью по простиранию в первые десятки метров, глубина отработки не превышала 10–13 м. Средние содержания Au в рудах составляли 5,5–6,0 г/т.

Поисковыми работами последних лет обнаружен фрагмент крутопадающей зоны метасоматитов (березитов) мощностью до 50–60 м, протяженностью по простиранию ~600 м, прослеженный на глубину до 200 м. Зона включает крутопадающие тела жильно-прожилково-вкрапленных руд мощностью до 5,7 м. Золотоносными являются кварцевые,

кварц-карбонатные жильно-прожилковые образования и интенсивно пиритизированные березиты штока (как и на Таракановском рудопроявлении). Содержание Au в рудах изменяется от 0,0л до 5,4 г/т, в среднем 2,76 г/т.

Проведенное нами изучение золотоносности березитов с вкрапленностью и просечками тонко-мелкозернистого пирита вне пространственной связи с жильно-прожилковыми рудами показало (см. рис. 6), что содержание Au в них варьирует в пределах 0,012–1,54 г/т. По геохимическим особенностям руды и окорудные метасоматиты сходны с метасоматитами Таракановского рудопроявления. К элементам с положительным кларком концентрации относятся Cu, Pb, As, Ni, Co, Sr.

По мнению автора, рудопроявления Таракановское и Рябковские Горки могут рассматриваться в качестве золоторудных объектов, аналогичных отнесенным Е.М.Некрасовым [3] к месторождениям, для которых важным условием локализации руд служит наличие хрупких геологических образований, в данном случае сиенитовых штоков. Образование месторождений обусловлено избирательным возникновением трещин в более хрупких по сравнению с вмещающей средой породах. Е.М.Некрасовым подчеркивается, что руды, локализованные в относительно небольших штоках, нацело преобразованных хрупкими деформациями, могут непрерывно прослеживаться в них, проникая на максимально возможные глубины. Развитие трещин зависит от размера деформирующегося хрупкого тела. Указывается, что при больших размерах интрузивных тел рудо локализирующие трещины чаще развиваются в их приконтактовой зоне. Это определяет положение промышленно значимых минерализованных зон.

Анализ имеющейся информации о геологических особенностях наиболее полно изученных золоторудных проявлений Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны позволяет сделать следующие выводы, важные для оценки перспектив рудоносности рассматриваемого района.

Геологическая позиция золото-кварц-сульфидных руд в вулканогенно-осадочных комплексах структурно-формационной зоны определяется приуроченностью их к двум основным комплексам пород — разнообломочным вулканокластическим отложениям базальтового состава, характеризующих нижние части разреза ирендыкской свиты D₂, и мелко-тонкообломочным вулканогенно-осадочным отложениям, приуроченным к нижним частям разреза зилаирской свиты D₃–C₁. Породы отмеченных комплексов геохимически специализированы на золото, в пределах месторождений интенсивно

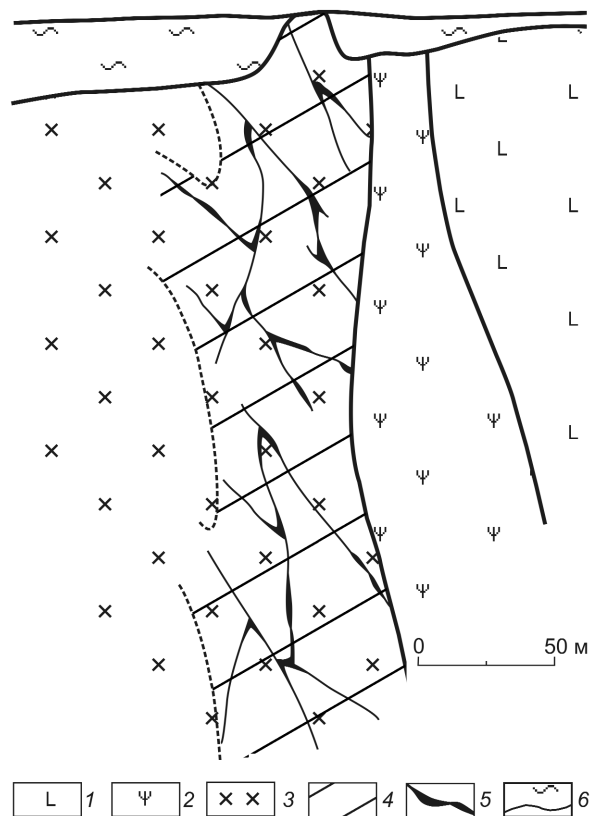


Рис. 7. Положение золото-кварц-сульфидных руд в разрезе рудопроявления Рябковские Горки:

1 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения базальтового состава; 2 — серпентиниты; 3 — сиениты; 4 — березитизированные сиениты; 5 — жильно-прожилково-вкрапленные золото-кварц-сульфидные руды; 6 — отложения коры выветривания

преобразованы тектоническими и гидротермально-метасоматическими процессами.

Геологическая позиция золото-кварц-сульфидных руд в интрузивных комплексах структурно-формационной зоны обусловлена их приуроченностью к штокам и дайкам диоритового и сиенит-диоритового составов, датированных поздним палеозоем (Балбукский интрузивный комплекс C₃–P₁). Руды локализованы в зонах наибольшего тектонического и метасоматического преобразования пород.

Отмеченные основные особенности строения золоторудных проявлений Вознесенско-Присакмарской структурно-формационной зоны рассматриваются как критерии их прогноза и поисков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевский Н.И. Золотоносные альбититы рудника Малый Каран в Учалинском районе // Тр. НИГРИЗОЛОТО. М., 1938. С. 1–16.

2. Знаменский С.Е., Серавкин И.Б. Структурные условия локализации позднеколлизийных месторождений золота Магнитогорского мегасинклинория // Руды и металлы. 2001. № 6. С. 26–36.
3. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. – М.: Недра, 1988.
4. Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. – Уфа: БФАН СССР, 1985.
5. Сопко П.Ф. Типы золоторудных месторождений Башкирии и некоторые закономерности их размещения // Условия локализации рудных месторождений на Южном Урале. Уфа, 1977. С. 59–72.

УДК 553.411.068.2:552.578.3 (470.56)

© И.В.Арсентьева, 2010

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ РУД В НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОГО ОРЕНБУРЖЬЯ

И.В.Арсентьева (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Рассмотрены условия образования стратойдных золоторудных месторождений черносланцевого типа, связанных с оползневыми микститовыми отложениями в раннекаменноугольных рифтогенных грабенах Южного Урала. По геолого-минералогическим данным и результатам изотопно-геохимических определений сингенетических пиритовых образований предполагается гидротермально-осадочное образование золотоносных сульфидных ассоциаций, слагающих залежи вкрапленных золото-сульфидных руд.

Ключевые слова: Южный Урал, золото, черные сланцы, арсенопирит-пиритовая ассоциация, изотопный состав серы сульфидов.

Арсентьева Ирина Викторовна, irisha7ars@rambler.ru

THE DEPOSITS OF HYDROTHERMAL-SEDIMENTARY AU-SULFIDE ORES IN EARLY CARBONIFEROUS BLACK SHALE COMPLEXES OF THE EASTERN PART OF ORENBURG REGION

I.V.Arsentieva

In this article conditions of formation of stratoidal ore deposits in black shales are studied, these black shale complexes are connected with landslide mixtite sediments in early Carboniferous rift grabens in the South Ural. Hydrothermal sedimentary formation of Au-bearing sulfide associations which compose ore bodies of disseminated Au-sulfide ores is assumed by geological and mineralogical data and isotopic-geochemistry analysis of syngenetic pyrite.

Key words: The South Ural, gold, black shales, arsenopyrite-pyrite association, isotopic signature of sulfur in sulfides.

Проблема образования золоторудных месторождений в черносланцевых отложениях далека от окончательного решения. Предполагаются различные механизмы концентрирования золота в углеродистых песчано-глинистых и известковисто-глинистых осадках — хемогенно-осадочное, биогенно-осадочное, кластогенное и гидротермально-осадочное [1, 5, 11].

На примере вкрапленных золото-сульфидных руд Кировско-Кваркенского рудного района рассмотрим обстановку гидротермально-осадочного рудообразования, сопряженного с оползневыми обвално-лавиными процессами накопления рудоносных микститовых отложений в раннекаменноугольных рифтогенных грабенах Восточно-Уральского поднятия (ВУП) [4]. Развитие троговых структур по периферии тектонических мегаблоков

основания ВУП определяется фамен-турнейским рифтогенезом, который в форме субщелочного базальт-риолитового вулканизма максимально проявлен в смежной Восточно-Магнитогорской структурно-формационной зоне [6, 7, 10]. Однако накопление черносланцевых отложений связывается только с рифтогенными грабенами, развитыми по границам ВУП, где базальт-риолитовый вулканизм проявлен в редуцированном виде и отмечается в основании грабенов [3].

Области распространения рудоносных черносланцевых комплексов Восточно-Уральского поднятия располагаются преимущественно по периферии Тогузакско-Аландского тектонического блока, где в продольных и диагональных рифтогенных грабенах фамен-турнейского возраста образовались черносланцевые вулканогенно-терригенные и

карбонатно-терригенные отложения. В этих грабенах локализованы основные рудные районы и перспективные площади с объектами черносланцевого типа и связанные с ним золотоносные коры химического выветривания. В их числе Кировско-Кваркенский, Айдырлинско-Синешиханский, Брединский и ряд других рудных районов [4].

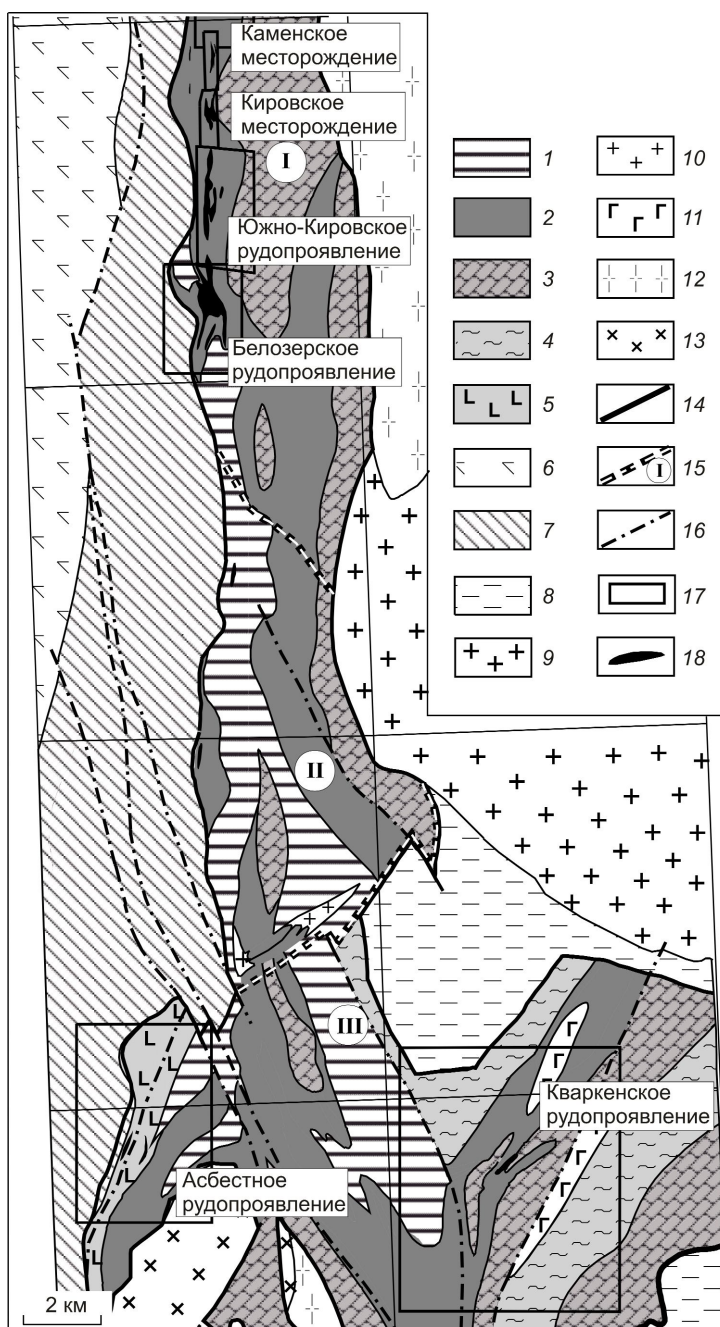
Основные черты геологического строения Кировско-Кваркенского рудного района. Рудный район (рис. 1) находится в южной части раннекаменноугольного Кировско-Крыклинского грабена, приуроченного к западному борту Тогузакско-Аландского тектонического мегаблока ВУП, сложенного венд-нижнепалеозойскими кристаллическими сланцами, интродурированными грани-

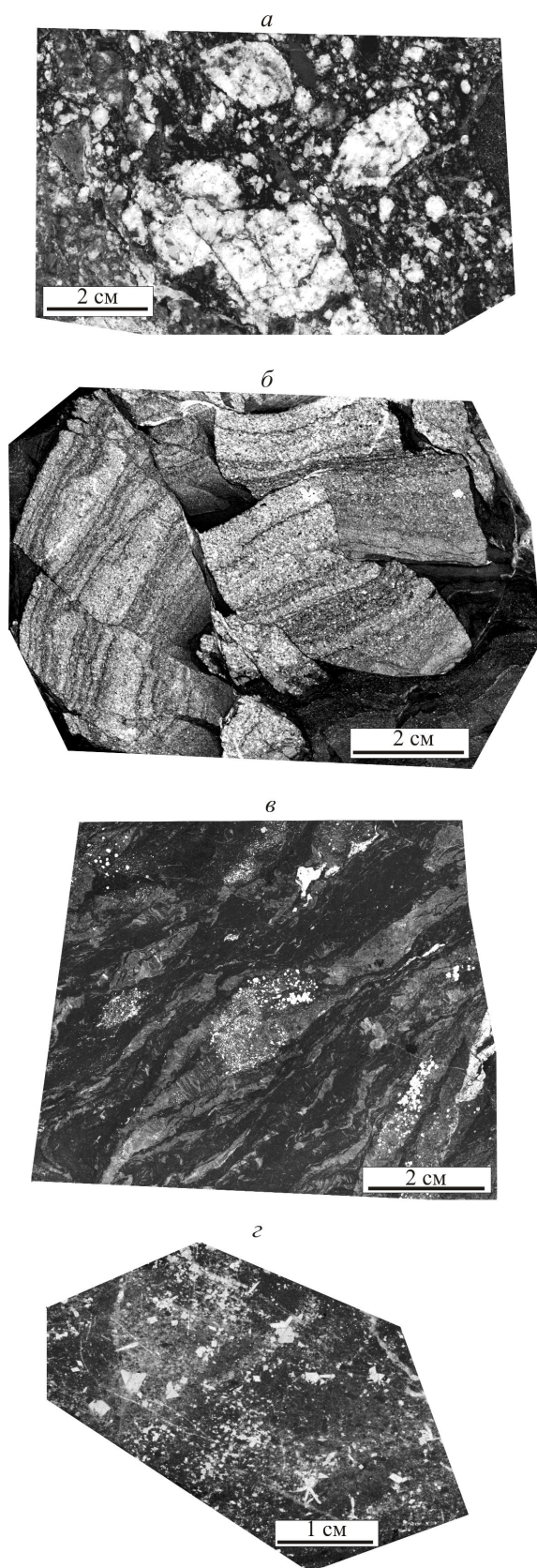
тоидами Суундукского батолита. Продуктивная часть Кировско-Крыклинского грабена отражается в комплексных ореолах Au, As, Se и других элементов-спутников золотого оруденения. Ее протяженность составляет около 48 км [8].

Южная граница района (палеовпадины) определяется положением поперечного уступа основания грабена. Его отражением служит выступ Крыклинского тектонического блока с девонскими комплексами. Северная граница рудного района проявлена неотчетливо, западная — тектоническая. По

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кировско-Кваркенского рудного района с элементами прогноза:

1 — углеродисто-глинистая пелитовая пачка (верхнерудно-надрудная), C_1t_2-v ; 2 — углеродисто-известкисто-терригенная пачка с горизонтами гравитационно-микститовых отложений с обломками метасоматически измененных риодацитов и их туфов (рудноносная), C_1t_2-v ; 3 — мраморизованные карбонатные породы (мергели, доломиты, известняки) с органическим детритом (нижнерудная), C_1t_2-v ; 4 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы — биотит-эпидот-хлорит-кварцевые сланцы (подрудная, аналог ниж-ней пачки брединской свиты), C_1t_2-v ; 5 — туфогенно-тефроидные отложения основного состава, углеродисто-гидрослюдисто-монтмориллонитовые пелиты и алевропелиты и базальтовые порфиры (подрудные отложения), $C_1t_2?$; 6 — вулканогенные отложения, D_2 ; 7 — новооренбургская толща — углеродисто-кремнистые сланцы, кварциты, метабазальты, серпентиниты (аллохтонный комплекс), $O?$; 8 — кристаллические сланцы и гнейсы нижнепалеозойского метаморфического комплекса, $O?$; 9 — интрузии гранит-лейкогранитной формации, C_3 ; 10 — штоки лейкогранитов, C_3 ; 11 — малые интрузии и дайки габбро-диоритов (лиственнитизированные), C_1 ; 12 — интрузии гранодиоритов габбро-диорит-плагиигранитной формации, C_1 ; 13 — интрузии диоритов и гранодиоритов габбро-плагиигранитного комплекса, $D_3?$; 14 — граница Кировско-Кваркенского рудного района (Кировско-Крыклинский грабен, западная граница — зона надвига); 15 — границы сегментов Кировско-Крыклинского грабена и их номера (I — Северный, II — Центральный, III — Южный); 16 — продольные и диагональные разломы с углеродистыми милонитами; 17 — границы участков распределенного фонда недр и перспективных, рекомендованных для лицензирования; 18 — горизонтальная проекция ореолов золота с содержанием >1 г/т





надвику нижнекаменноугольные отложения Кировско-Крыклинского грабена перекрываются аллохтонными комплексами ордовика, сложенными углеродисто-слюдисто-кварцевыми сланцами, микрокварцитами, metabазальтами, серпентинитами. С востока грабен ограничивается Тогузакско-Аландским тектоническим блоком.

Диагональные северо-восточные и северо-западные разломы делят грабен на сегменты [3]. Южный сегмент сформирован на приподнятом блоке основания, Центральный характеризуется умеренно погруженным основанием, Северный — максимально опущен. Эти структуры рассматриваются в качестве конседиментационных разломов фундамента, определяющих различную обстановку седиментации в опущенных и поднятых частях грабена. Связанные с конседиментационными разломами локальные впадины определяли образование мощных горизонтов и линз гравитационно-микститовых отложений, сопровождавшихся взламыванием и перемещением по склону грабена слабо литифицированных осадков. Основная часть рудоносного разреза сложена хаотичским переслаиванием неоднородно-слоистых углеродистых алевропелитов, грубослоистых и массивных песчаников, известковистых песчаников. Горизонты и линзы углеродистых алевропелитов часто содержат примесь несортированного обломочного материала гравелисто-песчаной размерности, зачастую с неокатанной формой обломков. Алевропелиты фациально сменяются грубозернистыми несортированными («мусорными») гравелистыми песчаниками. Они содержат остроугольные или слабо окатанные обломки алевролитов, песчаников, окварцованных и аргиллизированных пород, фрагменты плаек углеродистых пелитов. Среди кластогенного материала иногда присутствуют крупные (до 3 см) остро-угольные обломки джаспероидов (рис. 2, а).

Характерно накопление в углеродисто-глинистом матриксе плохо отсортированных слабо ока-

Рис. 2. Типичные текстуры рудоносных углеродисто-терригенных микститов (сканированное изображение пришлифованного зерна):

а — крупные обломки метасоматитов (джаспероидов) в илесто-зерновых осадках оползневых потоков, обр. 3/196,5; б — осадочная брекчия тонкозернистых песчаников в углеродисто-глинистом матриксе, обр. 11/149; в — плитчатая текстура оползневых оксидно-сульфидно-углисто-глинистых рудоносных осадков на Белозерском рудопроявлении, содержание Au 3 г/т, обр. 1/101,5; г — сростки арсенипирита и гнездовая пиритовая вкрапленность в углеродисто-песчаных осадочных брекчиях (Каменское месторождение), содержание Au в штуфе 29,38 г/т, обр. 4887/159а

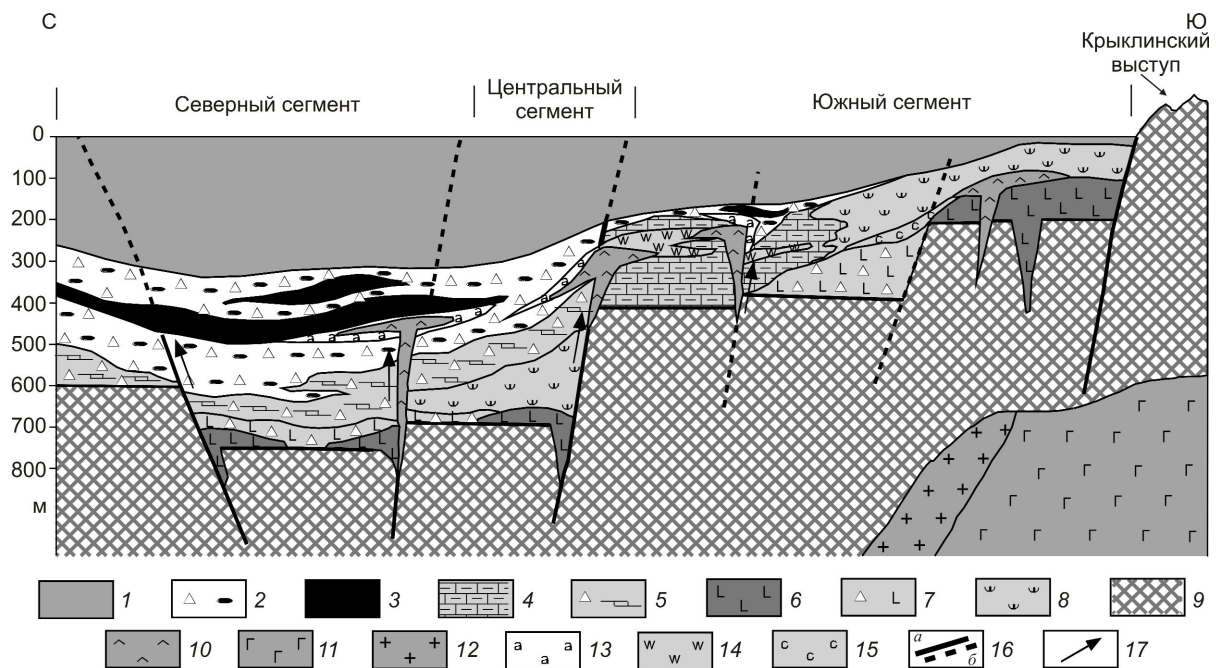


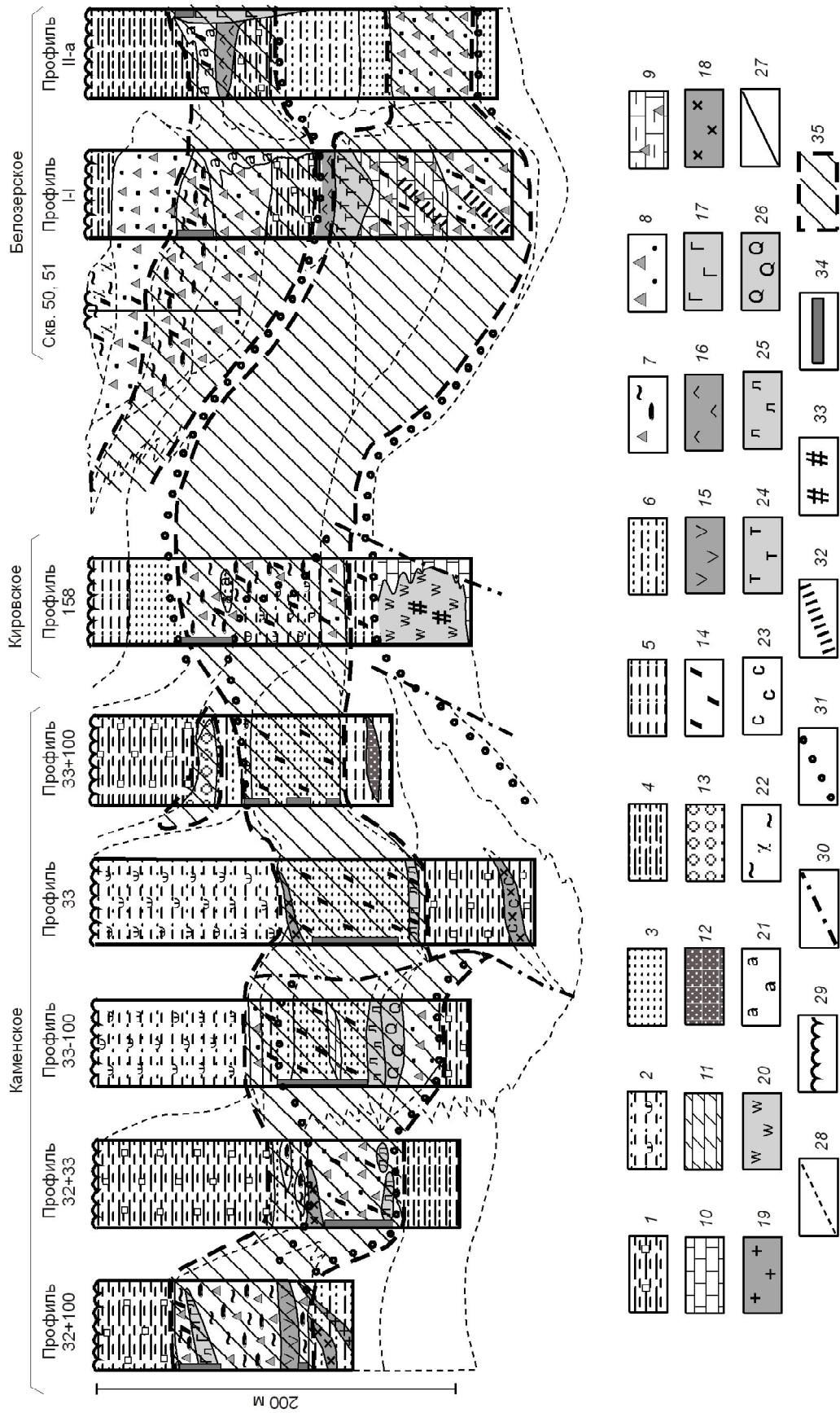
Рис. 3. Модель геологической обстановки образования рудоносного литолого-стратиграфического уровня и рудоносных горизонтов:

1 — надрудные углеродистые пелиты; рудоносный литолого-стратиграфический уровень; 2 — терригенные углеродистые микститы (в Северном сегменте преимущественно средне-грубообломочные, в Южном — тонкообломочные известковисто-глинистые), 3 — рудоносные горизонты в микститовых отложениях; подрудный уровень: 4 — известняки и доломиты, 5 — карбонатные оползневые микститы, 6 — лавы и лавобрекчии базальтов, 7 — вулканогенные микститы, 8 — туфо-тефроидные отложения; 9 — комплекс пород основания (метаморфизованные вулканиты, D₂₋₃); 10 — субвулканические тела риодацитов; интрузии габбро-плагиигранитной формации в породах основания: 11 — габбро, 12 — плагииграниты; стратоидные метасоматиты: 13 — аргиллизиты, 14 — джаспероиды, 15 — хлоритолиты; 16 — разломы, ограничивающие опущенные и поднятые сегменты основания грабена (а — главные, б — второстепенные); 17 — предполагаемое направление движения рудоносных гидротерм в область седиментации

таных или не окатанных обломков пород от песчано-гравийной до крупной галечно-щебнистой размерности. Состав обломков достаточно пестрый. В мелких обломочных фракциях преобладают туфы, углеродистые песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы. В составе грубообломочной фракции часто встречаются метасоматически измененные дациты, кварцевые диориты, карбонатные породы, рудокласты пирита. Накопление подобных отложений связано с грубозерновыми и пастообразными подводными потоками, вызванными активизацией тектонических процессов и подводной вулканической деятельностью. Продвижение илистых потоков сопровождается взламыванием литифицированных осадков и образованием осадочных брекчий (см. рис. 2, б). В составе рудоносных горизонтов присутствуют мутьевые илистые отложения с вкрапленностью и рудокластами пирита (см. рис. 2, в). Повышенной золотоносностью обладают однородные линзы среднезернистых песчаников с массивным или слоистым строением. Они содержат арсе-

нопирит-пиритовую вкрапленность. Песчаники отличаются хорошей сортировкой обломочных зерен и малой глинистостью (рис. 2, з). Формирование подобных высозолотоносных песчаных линз, по-видимому, связано с плотными зерновыми потоками в «голове» оползня.

Строение разреза рудоносных отложений в различных сегментах Кировско-Крыклинского грабена. Разрез турнейско-визейских вулканогенно-карбонатно-терригенных отложений рудного района имеет трехчленное строение. По данным поискового бурения его мощность >300 м. Нижние уровни разреза сложены базальтами и риодацитами, туфотефроидами, известняками и микститами вулканогенного и карбонатного составов; средний, рудоносный, литолого-стратиграфический уровень — углеродисто-терригенными и углеродисто-известковисто-глинистыми оползевыми микститами; верхний, надрудный, — преимущественно углеродисто-глинистыми пелитами с линзами туфоалевролитов и туфопесчаников. Породы не мета-



морфизованы, степень катагенетического преобразования осадков на уровне прениит-пумпеллитовой фации. Содержание $C_{орг}$ варьирует в широком диапазоне от 0,3 до 8,4 вес. %, а в горизонтах с углеродизированными растительными остатками достигает 38 вес. %, что позволяет относить эти отложения к черносланцевым комплексам с высоким содержанием органического вещества.

При выделении рудоносного литолого-стратиграфического уровня автором были использованы методические разработки М.Б.Бородаевской [9]. Образование рудоносного литолого-стратиграфического уровня соответствует периоду активизации гидротермально-осадочных процессов отложения сульфидов, связанному со сменой режима активного вулканизма накоплением оползневых углеродистых терригенных микститов.

Рудоносный уровень представлен мощным (до 200 м) линзующимся осадочным телом углеродисто-терригенных и углеродисто-известковисто-глинистых микститов с рудоносными горизонтами (до 50 м) с золото-сульфидной вкрапленной минерализацией. На рис. 3 дано схематическое отображение обстановки образования рудоносного литолого-стратиграфического уровня. Фациальная неоднородность этого уровня и положение в нем рудоносных горизонтов показаны на серии сводных стратиграфических колонок для Северного и Южного сегментов грабена (рис. 4, 5).

Северный сегмент характеризует обстановку максимально погруженной части грабена. Здесь локализованы объекты Кировско-Каменского рудного поля, расположенные в пределах одного литолого-стратиграфического уровня, включающего горизонты углеродисто-терригенных микститов (см. рис. 1, 4).

Каменское месторождение (северная часть рудного поля) представлено стратифицированной залежью вкрапленных золото-сульфидных руд. Протяженность залежи ~1 км. Мощность варьирует от 10 до 60 м. Содержания Au 0,0n–10n г/т, среднее — 3,08 г/т. До глубины 80–100 м развита золотоносная кора выветривания.

В северной части месторождения низы разреза сложены слоистыми углеродистыми песчаниками, алевропесчаниками, алевропелитами. Часть рудоносного литолого-стратиграфического уровня углеродисто-глинистых гравитационно-микститовых отложений с содержаниями Au >0,1 г/т имеет мощность ~75 м. В его низах развиты субпластовые тела андезитов. Выше, на уровне оползневого срыва, залегают песчаники с рудокластами пирита. Они перекрыты углеродистыми пелитами мощностью до 70 м. Часть рудоносного горизонта микститов с содержаниями Au >1 г/т имеет мощность >35 м; она соответствует ореолам пиритовой вкрапленности со сложными формами (комбинации пентагондодекаэдрических, ромбододекаэдрических, октаэдрических и кубических форм) и арсенопирит-пиритовой ассоциации. В пределах рудоносного горизонта содержания As варьируют в диапазоне 10–100·10⁻³%.

Центр месторождения отвечает наиболее погруженной части локальной впадины. Мощность рудоносного уровня здесь максимальна, и его наиболее продуктивная часть с содержаниями Au >0,1 г/т достигает 100 м. Рудоносные отложения сложены преимущественно грубозернистыми песчаными фациями. Мощность интервала рудоносных микститов с Au >1 г/т достигает 50 м. Рудоносные отложения подстилаются углеродистыми сульфидоносными пелитами, а перекрываются туфо-песчаниками и туфоалевролитами.

Рис. 4. Схема корреляции и положение рудоносных горизонтов на различных участках Кировско-Каменского рудного поля:

осадочные породы: 1 — углеродистые пелиты с пиритовой вкрапленностью, 2 — углеродистые туфопесчаники и алевролиты, 3 — углеродистые песчаники с прослоями алевропесчаников, 4 — малосульфидные тонкослоистые углеродистые пелиты, 5 — тонкослоистые углеродистые алевролиты и алевропесчаники, 6 — переслаивание углеродистых алевролитов, алевропесчаников и песчаников, 7 — углеродисто-глинистые пелиты (гравитационные микститы) с пиритовыми рудокластами, 8 — грубозернистые гравитационные микститы — «мусорные» гравелистые песчаники с линзами известковисто-углеродистых пелитов, 9 — углеродисто-глинисто-карбонатные пелиты (отложения мутьевых потоков), 10 — мраморизованные известняки с прослоями углеродистых доломитов, 11 — известковистые углеродистые пелиты, 12 — шунгит-антраксолитовые прослои, 13 — горизонты сульфидных конкреций, 14 — горизонты с пирит-арсенопиритовой вкрапленностью; *субвулканические образования:* 15 — андезитовые порфиры, 16 — дациты и риодациты; *интрузивы (дайковый комплекс):* 17 — габбро и габбро-диориты лиственитизированные, 18 — диориты, 19 — плагиогранит-порфиры; *метасоматиты стратонидные:* 20 — джаспероиды, 21 — аргиллизиты, 22 — хлоритолиты, 23 — пирит-серицит-хлоритовые; *то же, околотрецинные (постдайковые):* 24 — карбонат-тальковые и хлорит-карбонат-тальковые, 25 — листвениты, 26 — карбонат-кварц-альбитовые; 27 — геологические границы (на колонках); 28 — геологические границы (интерполяция); 29 — подошва перекрывающих неоген-четвертичных отложений; 30 — поперечные конседиментационные разломы; 31 — подошва оползня; 32 — зоны постдайковой прожилковой полисульфидно-карбонат-кварцевой минерализации; 33 — зона трещиноватости с джаспероидными изменениями известняков (флюидоподводящая); 34 — интервалы рудоносного горизонта с содержанием Au >1 г/т; 35 — продуктивная часть рудоносного уровня с содержанием Au >0,1 г/т

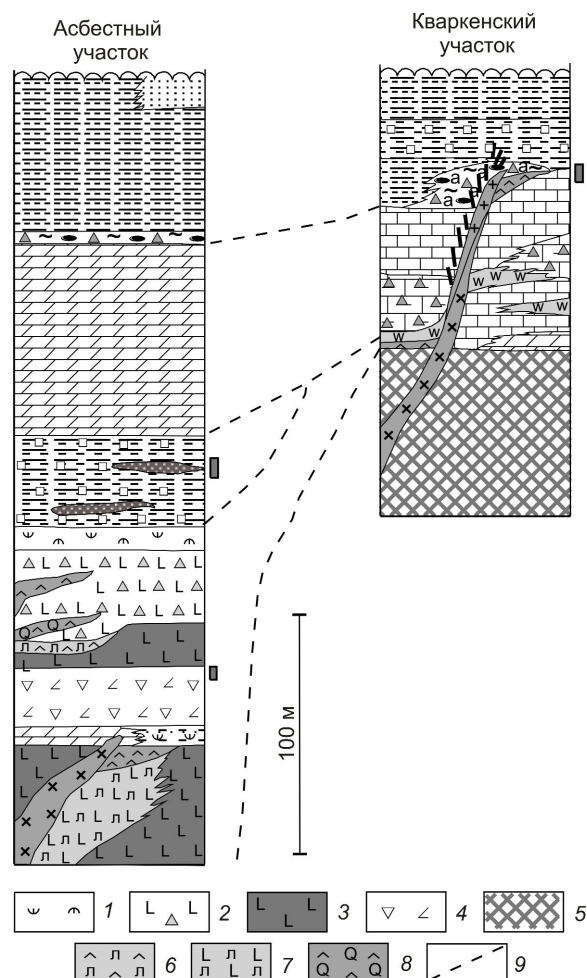


Рис. 5. Схема корреляции рудоносных отложений южной части Кировско-Кваркенского рудного района:

1 — туфогенно-тефроидные отложения; 2 — гравитационно-микститовые вулканогенно-осадочные породы с обломками туфов и базальтовых порфиритов; 3 — базальтовые порфириты, лавовая фация; 4 — лавобрекчи базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов; 5 — биотит-эпидот-хлорит-кварцевые сланцы (метаморфогенно-вулканогенно-осадочные породы); метасоматиты: 6 — листвениты апоандезидацитовые, 7 — листвениты апобазальтовые, 8 — карбонат-кварц-альбитовые апоадацитовые метасоматиты; 9 — литолого-стратиграфические границы; остальные усл. обозн. см. рис. 4

К флангам месторождения в рудоносных микститовых отложениях возрастает глинистость, мощность уменьшается до 75–80 м. При этом отмечается уменьшение мощности рудоносного горизонта с содержаниями Au >1 г/т до 35–40 м. Подстилающими отложениями являются алевролиты и алевропесчаники, а перекрывающими — углеродистые сульфидоносные пелиты.

Кировское месторождение находится в 1,3 км к югу от Каменского. Представлено пологой стра-

тиформной залежью вкрапленных золото-сульфидных руд, верхние уровни которой (до глубины 80–100 м) сложены золотоносной корой выветривания. Протяженность залежи до 1 км, мощность варьирует от 17 до 35 м. Содержание Au от 1 до 61 г/т, среднее — 3,5 г/т.

Рудоносный разрез месторождения рассматривается на примере сводной стратиграфической колонки центрального опорного разреза (см. рис. 4). Низы разреза сложены мраморизованными органично-детритовыми известняками с прослоями углеродистых доломитов. Наблюдается их джаспероидизация, связанная с зонами трещиноватости в известняках.

Выше карбонатного горизонта залегает пачка фациально неоднородных тонкослоистых углеродистых алевролитов и алевропесчаников мощностью ~20 м. Значительная часть объема пачки аргиллизирована. Ореол аргиллизации имеет стратигидный характер и располагается над ореолом джаспероидизации. Фациальная неоднородность пачки, ее повышенная глинистость, наличие крупных «плавающих» линз мелкозернистых песчаников позволяют связывать ее с мустьевыми и зерновыми потоками. Выше по разрезу, фациально сменяя ее по латерали в западном направлении, развиты гравелистые песчаники, углеродистые туфопесчаники и туфоалевролиты мощностью >50 м.

Все эти отложения перекрыты подводным оползнем с рудоносными углеродисто-глинистыми микститами, включающими линзы песчаников и пиритовые рудокласты. В восточной части профиля микститовый горизонт затронут аргиллизацией. Мощность рудоносного углеродисто-глинистого горизонта с содержаниями Au >1 г/т достигает 40 м. Верхняя часть разреза представлена корой выветривания с гидрослюдисто-каолининовой (по глинистым породам) и маршаллитовой (по апокарбонатным джаспероидам) зонами. Мощность отложений рудоносного уровня с повышенными содержаниями Au >0,1 г/т составляет >70 м. Положение рудоносного горизонта отражается в ореолах As (10–100·10⁻³%), развитых как в пределах горизонта микститовых отложений, так и в низах разреза в джаспероидах [2].

Рудоносный горизонт микститовых отложений соответствует ореолу вкрапленности пирита со сложными габитусными формами (комбинации граней пентагондодекаэдра, ромбододекаэдра, октаэдра и куба). Мощность ореола ~35 м. К его центральным частям приурочены интервалы развития арсенипиритовой вкрапленности мощностью 18–20 м.

Белозерское рудопроявление расположено в 4 км к югу от Кировского месторождения. Рудная

залежь, оконтуренная по содержаниям Au >1 г/т, имеет мощность ~20 м. Среднее содержание Au 1,8 г/т. Верхние уровни представлены корой выветривания. На рудопроявлении установлено совмещение в разрезе двух рудоносных горизонтов. В центральной части участка вскрыта мощная кора выветривания (до глубины 250 м), развитая по аподацитовым аргиллизитам [2].

Нижняя часть разреза (см. рис. 4) соответствует основному (нижнему) рудоносному горизонту и сложена рудоносными микститами — гравелистыми песчаниками с линзами известковистых пелитов (>40 м). Средняя часть разреза сложена углеродисто-глинисто-карбонатными микститами (45–75 м). Выше залегают субвулканическое тело дацитов (22 м), перекрытое углеродистыми пиритсодержащими пелитами (7–45 м). Карбонатные микститы и дациты срезаются оползнем. Выше поверхности оползневого срыва залегают отложения верхнего рудоносного микситового горизонта из плохо отсортированных грубозернистых углеродисто-глинистых осадков — «мусорных» гравелистых песчаников мощностью 40–85 м, в центральной части которых содержатся линзы углеродисто-глинистых мутьевых отложений мощностью 5–22 м. В обломочно-мутьевых осадках отмечаются обильная пылевидная гематит-пиритовая минерализация и пиритовые рудокласты. Развитие тонковкрапленного пылевидного гематита в глинистой матрице и обломках пород подчеркивает окислительную (приповерхностную) обстановку образования отложений верхнего рудоносного горизонта.

Из приведенной схемы корреляции рудоносных отложений Северного сегмента (см. рис. 4) видно, что на Белозерском участке наблюдается совмещение в разрезе двух рудоносных оползневых микситовых горизонтов. Нижние части разреза, отвечающие основному (нижнему) рудоносному горизонту, характеризуются интенсивной аргиллизацией и сопровождаются ореолами Au и As, однако на данный момент они слабо опоискованы.

К верхнему горизонту микситов приурочены ореолы Au >1 г/т. Ореол Au >0,1 г/т образует широкий контур. Ореолы As и Au конформны. Минералогические ореолы стратифицированы. На нижнем горизонте совмещены ореолы фрамбоидального пирита, пиритовой вкрапленности со сложными формами и пирит-арсенопиритовой ассоциации. На верхнем рудоносном горизонте развит ореол пиритовой вкрапленности со сложными формами, фрамбоидального пирита, гематит-марказит-мельниково-витовой ассоциации.

Южный сегмент характеризует максимально приподнятую часть грабена, где отмечается сокра-

шенная мощность (до 100 м) рудоносных карбонатно-терригенных отложений; в низах разреза развиты турнейские вулканогенно-осадочные отложения или вскрываются девонские породы основания грабена, представленные биотит-эпидот-хлорит-кварцевыми сланцами.

Западный борт Южного сегмента характеризуют разрезы *Асбестного рудопроявления*. Нижнюю часть разреза слагают лавы и лавобрекчии базальтов и вулканогенно-осадочные микститы. Широко развиты субвулканические тела риодацитов. Выше по разрезу залегают пиритсодержащие туфогенно-тефроидные отложения. В восточной части участка выше тефроидов залегают пиритсодержащие углеродистые пелиты с прослоями шунгитов (углефицированный растительный детрит). Их перекрывает мощная пачка известковистых углеродистых пелитов, коррелирующая с пачкой известняков и доломитов Кваркенского участка (см. рис. 5), выше которых установлен маломощный горизонт (5 м) углеродисто-глинистых микситов. Золотоносность микситового горизонта на Асбестном участке слабая. Ореолы Au и As приурочены в основном к низам разреза — лавобрекчиям, вулканогенным микститам и сульфидоносным углеродистым пелитам.

Минералогические ореолы в разрезе Асбестного участка отличаются от таковых Каменского и Кировского месторождений, они типичны для нижнерудного уровня. К горизонтам лавобрекчий базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов приурочены крупные ореолы пиритовой вкрапленности со сложными формами кристаллов и пирит-полисульфидной ассоциации с примесью сульфидов Co и Ni; в вулканогенных микститах развиты мощные ореолы стратиформной пирит-халькопирит(пирротин)-полисульфидной ассоциации, которые отражаются в локальных контрастных ореолах Au и As.

Восточный борт Южного сегмента охарактеризован разрезами *Кваркенского рудопроявления*. На рис. 5 приведена сводная колонка, полученная по четырем опорным разрезам участка. В пределах участка скважинами вскрыты породы основания грабена — биотит-эпидот-хлорит-кварцевые сланцы, на которых залегают турнейско-визейские углеродисто-терригенно-карбонатные отложения, имеющие сокращенную мощность (70–100 м). Низы разреза сложены известняками с прослоями битуминозных доломитов и продуктами их переотложения в мутьевых потоках.

На карбонатных отложениях залегают осадки рудоносного литолого-стратиграфического уровня. Они представлены пиритсодержащими углеродисто-известковисто-глинистыми микститами и высоко-

углеродистыми пелитами, выполняющими небольшую троговую структуру (ширина ~300 м). Их мощность варьирует от 20–30 м в бортах трога и максимальна (~60 м) в его центре. В бортах трога развиты субвулканические тела риодацитов и дайки диоритов. В пределах рудоносного уровня выявлен горизонт с золото-сульфидной минерализацией с содержаниями Au >1 г/т мощностью ~10 м. В углеродисто-глинистых микститах локализованы мощные ореолы аргиллизации, а в карбонатных породах — джаспероидизации. В высокоуглеродистых пелитах в осевой части локальной впадины отмечается урановая минерализация (содержания U по данным ICP-MS 150–360 г/т, гамма-активность до 450 мкР/ч). Геохимические ореолы Au (>0,1 г/т) и As (>10·10⁻³%) приурочены к аргиллизированным углеродистым микститам и высокоуглеродистым пелитам, а также к ореолам джаспероидизации.

Распределение минералогических ореолов на Кваркенском участке более дискретно, чем на объектах Кировско-Каменского рудного поля. Основные золотопродуктивные ореолы (пирит со сложными габитусными формами, арсенопирит-пиритовая ассоциация) отличаются малыми размерами и сопровождаются локальными контрастными ореолами Au и As. На участке проявлена минеральная зональность. В нижней части разреза выделяется пирротиновая зона, выше — пирит-пирротиновая и пиритовая зоны; в пределах последней развиты основные ореолы продуктивных ассоциаций. Пирротинизация связывается с тепловым воздействием скрытых интрузий в основании грабена. С севера на юг основание грабена погружается; отмечаются фациальная смена массивных известняков карбонатными микститами и возрастание интенсивности проявления стратоидных метасоматитов.

Изложенные данные позволяют судить о достаточно четкой фациальной неоднородности рудоносных отложений в различных сегментах грабена. В Северном сегменте (опущенный блок) по сравнению с Южным (приподнятый блок) мощность отложений рудоносного литолого-стратиграфического уровня и рудоносных горизонтов в 3 раза больше, а микситовые отложения отличаются более высокой золотоносностью, связанной с проявлением вкрапленной золото-сульфидной минерализации.

Минералого-геохимические особенности и условия образования вкрапленных золото-сульфидных руд Кировско-Кваркенского рудного района. Главное отличие минерального состава стратоидных золоторудных залежей изучаемого рудного района от классических черносланцевых месторождений золота других провинций (Кызылкум-

ской, Бодайбинско-Патомской, Енисейской и др.) заключается в отсутствии признаков многостадийного формирования руд с образованием разновозрастных жильно-прожилковых минеральных ассоциаций, сопровождающихся катаклазом, брекчированием и коррозионным замещением ранних сульфидных парагенезисов поздними. Характерно также развитие в Кировско-Кваркенском рудном районе на рудоносном литолого-стратиграфическом уровне стратоидных метасоматитов (аргиллизиты и джаспероиды), ассоциирующих с субвулканическими телами риодацитов. Образование стратоидных метасоматитов, по-видимому, связано с участками разгрузки кислотных поствулканических растворов и их взаимодействием со слабо литифицированными осадками.

Минералогические исследования различных видов сульфидной минерализации в рудоносных отложениях рудного района позволяют выделить четыре главных минеральных комплекса (таблица). Среди них три — сингенетических, т.е. связанных с процессами седиментации и дальнейшего диагенно-категенетического преобразования рудных осадков. К ним относятся оксидно-сульфидный, биогенно-сульфидный и главный рудный — золото-мышьяковисто-сульфидный, который, по мнению автора, имеет признаки гидротермально-осадочного образования и ассоциирует со стратоидными аргиллизитами и джаспероидами. Выделен также позднерудный слабозолотоносный полисульфидно-карбонат-кварцевый комплекс, сопряженный с постдайковыми альбит-карбонат-кварцевыми метасоматитами и лиственитами.

Хемогенно-осадочный оксидно-сульфидный минеральный комплекс образует землистые гематит-марказит-мельниковитовые агрегаты с примесью ковеллина и халькозина. Он присутствует в цементе пород, образует реликтовые включения в пиритовых агрегатах. Встречается в виде землистых и колломорфных агрегатов гематит-марказит-мельниковитового состава с различной степенью перекристаллизации и замещением каймами новообразованного пирита. Иногда в составе агрегатов присутствуют микровыделения ковеллина и халькозина. Крупные скопления реликтового землистого мельниковитового агрегата отмечаются в мутьевых известковистых алевропелитах, содержащих обломки органогенных известняков. К данному комплексу можно отнести и мощные горизонты алевропелитов с сидерит-мельниковит-гематитовыми сгустковыми и конкреционно-желвачковыми прослойными обособлениями, которые установлены нами на смежной площади (южная часть Айдырлинско-Синешиханского рудного района).

**Фашиально-временной ряд минеральных комплексов золото-сульфидных руд
Кировско-Кваркенского рудного района**

Стратоидные минеральные комплексы (фашиальный ряд)			Постдайковый минеральный комплекс
Сопряженные метасоматические изменения: стратоидные джаспероиды, аргиллизиты, хлоритолиты			Сопряженные метасоматические изменения: кварц-карбонат-альбитовые, листвениты, карбонат-талковые
Оксидно-сульфидный	Биогенно-сульфидный	Золото-мышьяковисто-сульфидный	Полисульфидно-карбонат-кварцевый
<i>Минеральные ассоциации</i>			<i>Минеральные ассоциации</i>
Гематит-марказит-мельниковитовая	Ассоциация фрамбоидального пирита	Пиритовая со сложными габитусными формами (*)	Пирит-полисульфидная (сфалерит, галенит, халькопирит)
		Арсенопирит-пиритовая (*)	Пирит-халькопирит-пирротиновая (с сульфидами и арсенидами никеля)
		Халькопирит-(пирротин)-полисульфидная	Пирит-магнетит-ильменитовая
<i>Формы проявления ассоциаций</i>			
Вкрапленность, микроконкреции, гнездово-стустковые обособления	Фрамбоидальные и глобулярные скопления, линзочки и пылевидная вкрапленность	Вкрапленность, гнездово-вкрапленные обособления с различной степенью деформации	Прожилки, просечки, рудная вкрапленность в микросекрциях
<i>Минералы (в порядке убывания)</i>			
Мельниковит-пирит, марказит, гематит, сидерит, ковеллин, браунит, пирролизит	Пирит, халькопирит, ковеллин, углефицированные растительные остатки	Пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, самородное золото, кубанит, марказит, сфалерит, галенит, теннантит, кобальтин, ковеллин	Кварц, доломит, кальцит, альбит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, никелин, магнетит, ильменит, ильменорутит, пентландит, кобальтин, борнит, леллингит, тетраэдрит, миллерит, висмутин, виоларит (?), маухерит (?), джемсонит, герсдорфит, самородное золото (крайне редко)

П р и м е ч а н и е. Знаком (*) отмечены ассоциации, в которых присутствует золото-халькопирит-пирротиновый парагенезис включений (микрорагенезис). В таблице не учтены рудные ассоциации кластогенной природы и пирротинизация в контактовых зонах субвулканических интрузий.

Биогенно-сульфидный минеральный комплекс ассоциирует с хемогенно-осадочным оксидно-сульфидным и представлен вкрапленностью фрамбоидального и глобулярного пирита. Эти образования различаются по гранулометрии и внутреннему строению. Фрамбоиды представлены сферическими зернами размерностью от n мкм до 60 мкм, преобладают — 10–30 мкм. Фрамбоиды отличает однородное полигональное внутреннее строение с размерами ячеек от $0,1n$ до n мкм. Это строение сходно со строением современных цианобактерий (синезеленых водорослей). Фрамбоиды наблюдаются в виде рассеянной вкрапленности, в колониальных скоплениях (рис. 6, а), иногда образуют микропрослои. Как правило, фрамбоиды имеют пиритовый состав, но иногда состоят из халькопирита или ковеллина.

В отличие от фрамбоидов глобулярный пирит не обладает полигональным внутренним строением. Он широко распространен в породах и образует рассеянную и стустковую вкрапленность зерен более крупной размерности (от $10n$ до $100n$ мкм). Внутреннее строение их обычно ситовидно-ячеистое, в котором угадывается более тонкое глобуляр-

но-комковидное или хлопьевидно-комковидное. Образование глобулярного пирита, по-видимому, связано с раскристаллизацией сульфидных коллоидов.

Золото-мышьяковисто-сульфидный минеральный комплекс связан с проявлениями гидротемально-осадочного процесса, с дальнейшей трансформацией рудного осадка при диагенно-катагенетических преобразованиях. Переходы в рудоносных горизонтах от сульфидов, связанных с оксидно-сульфидным и биогенно-сульфидным минеральными комплексами, к золото-мышьяковисто-сульфидному постепенные, а граница распространения продуктивных минеральных ассоциаций золото-мышьяковисто-сульфидного комплекса проводится по смене изометричных (и глобулярных) слабо окристаллизованных пиритовых зерен к идиоморфным пиритам со сложными габитусными формами (комбинации граней пентагондодекаэдра, ромбододекаэдра, октаэдра и куба).

В составе золотоносного сульфидного комплекса (см. таблицу) выделены три парагенетические минеральные ассоциации — пиритовая со сложными

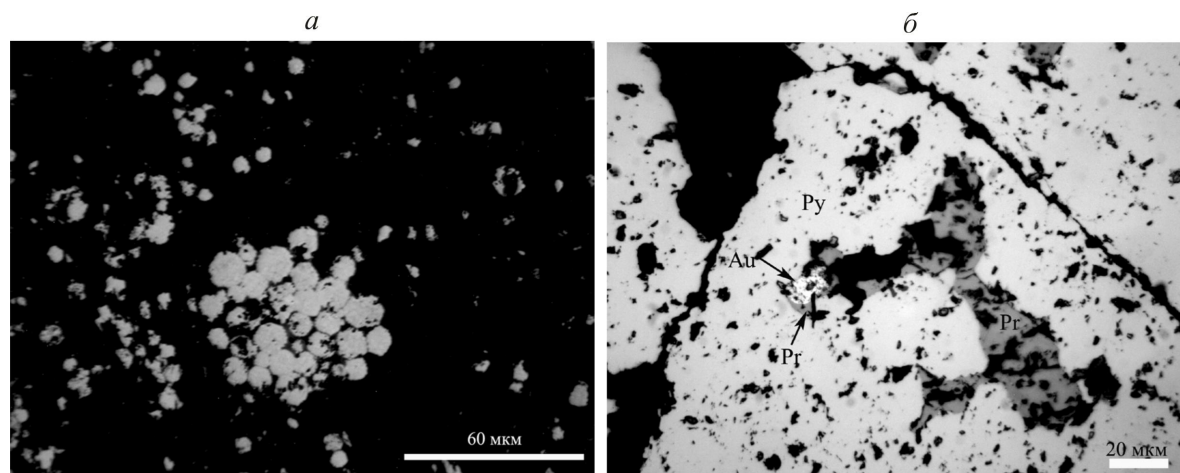


Рис. 6. Сингенетичная сульфидная минерализация в углеродисто-терригенных микститах (полированные шлифы):

a — биогенно-сульфидный минеральный комплекс, скопления фрамбоидального пирита, обр. 51/82; *б* — золото-мышьяковисто-сульфидный минеральный комплекс (пиритовая ассоциация со сложными габитусными формами), золото-пирротинный микропарагенезис в ситовидно-ячеистом пирите, Py — пирит, Pr — пирротин, обр. 4887/158

ми габитусными формами, арсенопирит-пиритовая и пирит-халькопирит-(пирротин)-полисульфидная. Парагенезисы характеризуются фаціальными переходами.

Пиритовый парагенезис связан с диагенно-катагенетическим преобразованием золотоносных сульфидных осадков. Он представлен вкрапленными и гнездовыми агрегатами пирита сложных габитусных форм. Характерно, что при относительно хорошем идиоморфизме кристаллов пирита их внутренне строение крайне неоднородное — ситовидно-ячеистое, насыщенное мелкими включениями породообразующих минералов и микровключениями золота, пирротина, кубанита, халькопирита (золото-халькопирит-пирротинный микропарагенезис). Этот продуктивный микропарагенезис типичен для как пиритовой, так и для арсенопирит-пиритовой ассоциации. Золотоносный микропарагенезис сосредоточен в порах и ячейках зерен пирита (рис. 6, б), размеры золотин от n мкм до 25 мкм, золото — высокопробное, >900 [4]. Максимальное проявление ореолов пиритовой ассоциации характерно для рудоносных отложений Северного сегмента грабена (Кировское, Каменское месторождения, Южно-Кировское и Белозерское рудопроявления).

Арсенопирит-пиритовая ассоциация фаціально сменяет пиритовую, а граница между ними проводится условно по появлению вкрапленников арсенопирита. Для ассоциации характерен высокий идиоморфизм пирита и арсенопирита. Размеры пиритовых вкрапленников от 10 мкм до 1 мм и более. Арсенопирит образует вкрапленники и сростки

кристаллов призматической и игольчатой форм размером от 10 n мкм до n мм. Для арсенопирита характерно однородное внутреннее строение или тонкое ситовидное. Микровключения пирротина, халькопирита и самородного золота в нем встречаются реже, чем в пирите, вероятно, присутствует субмикронное золото. Микровыделения золота отмечаются по границам двойниковых сростков арсенопирита или в межзерновых границах. Арсенопирит-пиритовая ассоциация наиболее интенсивно проявлена в рудоносных отложениях Северного сегмента грабена и в основном на Каменском месторождении.

Пирит-халькопирит-(пирротин)-полисульфидная ассоциация образует тонкую вкрапленность. В ее составе установлены марказит, сфалерит, галенит, теннантит, ковеллин и крайне редко самородное золото. Ассоциация в основном развита в низах рудоносного разреза, на уровне развития вулканогенно-осадочных отложений (участок Асбестного рудопроявления).

Последайковый полисульфидно-карбонат-кварцевый минеральный комплекс характеризуется незначительной распространенностью и обычно фиксируется при микроскопических исследованиях. Он образует просечково-прожилковые и секреторные выделения в карбонат-кварц-альбитовых, хлорит-карбонат-талковых метасоматитах и лиственитах, развитых в контактовых зонах субвулканических интрузий риодацитов, дайках габбро-диоритов, диоритов и гранит-порфиров. Метасоматы этого комплекса связаны с трещинными зонами и имеют секущий

характер по отношению к слоистости пород, что отличает их от стратоидных метасоматитов (аргиллизитов и джаспероидов). Крайне редко проявлены слабозолотоносные жильно-прожилковые полисульфидно-карбонат-кварцевые образования; они отмечаются в низах рудоносного разреза на Асбестном и Кваркенском рудопроявлениях. Выделяется также пирит-магнетит-ильменитовая ассоциация, проявленная в локальных секущих трещинных зонах вблизи контактов с дайками диоритов.

Гидротермально-осадочное происхождение сульфидов золото-мышьяковисто-сульфидного комплекса, образующего стратифицированные ореолы в отложениях рудоносного литолого-стратиграфического уровня, предполагается по совокупности геологических и минералогических наблюдений и подтверждается изотопно-геохимическими данными.

Геохимическая и изотопно-геохимическая специализация различных генетических типов стратифицированных сульфидных образований установлена по результатам масс-спектрометрического анализа пиритовых концентратов и определениям изотопного состава сульфидной серы. Проанализировано >500 проб пиритовых концентратов, отобранных в различных частях рудоносного разреза на Кировско-Каменском, Белозерском, Южно-Кировском, Центральном, Асбестном и Кваркенском участках. Золотоносность сульфидов, различающихся изотопным составом серы, приведена на диаграммах (рис. 7).

Для сингенетичных сульфидных образований Кировско-Кваркенского рудного района изотопный состав серы варьирует от -39 до +26‰, что предполагает различные источники серы. Облегченный состав сульфидной серы ($\delta^{34}\text{S}$ до -39‰) соотносится с биогенной серой (бактериальная сульфатредукция). Высокие положительные значения изотопного состава серы, вероятно, связаны с участием сульфат-иона морской воды при хемогенном осаждении сульфидов. Максимальный интерес в плане выявления обстановок отложения высокозолотоносных сингенетичных сульфидов представляют пириты с околонулевыми значениями $\delta^{34}\text{S}$, которые, вероятнее всего, связаны с гидротермально-осадочными процессами и обладают весьма высокой золотоносностью (Каменское и Кировское месторождения) с максимальными значениями до 405 г/т Au (в основном 5–250 г/т). При этом на разных участках пириты с повышенной золотоносностью имеют изотопный состав серы со смещением относительно нулевых значений либо в положительную, либо в отрицательную области. Это может интерпретироваться как смешение гидротермальной серы с серой сульфат-иона морской воды или с биогенной серой.

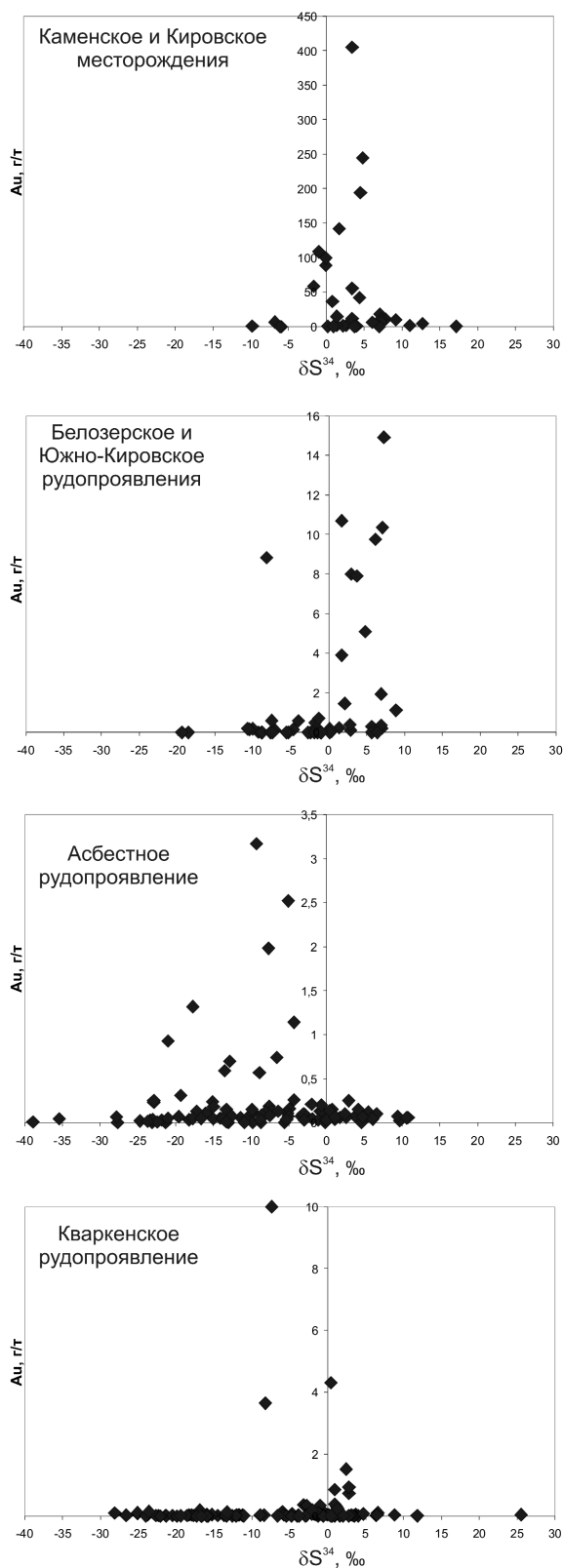


Рис. 7. Диаграммы соотношений золотоносности пирита и изотопного состава сульфидной серы для различных участков Кировско-Кваркенского рудного района

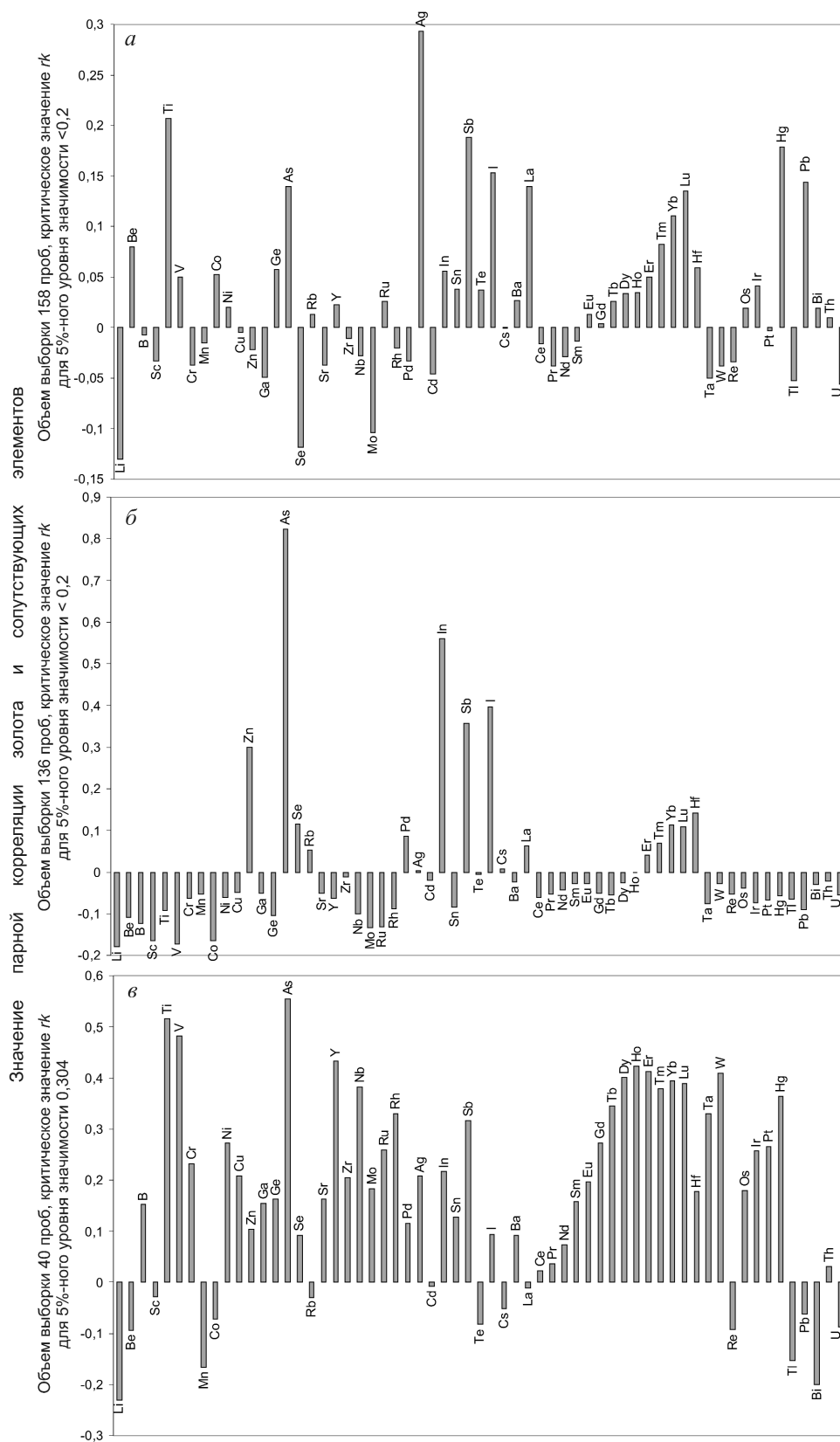


Рис. 8. Диаграммы корреляционных связей золота и сопутствующих элементов в пиритовых концентратах (по результатам масс-спектрометрических ICP-MS анализов и определений изотопного состава сульфидной серы):

для проб со значениями $\delta^{34}\text{S}$: *а* — > -5‰, *б* — от -5 до +5‰, *в* — > +5‰

Для определения геохимической специализации различных генетических групп пирита составлены выборки с условными граничными значениями $\delta^{34}\text{S}$: биогенно-осадочные от -39 до -5‰, гидротермально-осадочные от -5 до +5‰, хемогенно-осадочные от +5 до +26‰. Биогенные пириты слабозолотоносные (Au 0,00n–6,18 г/т, среднее 0,33 г/т), гидротермально-осадочные — повышенно-золотоносные (Au 0,00n–217,15 г/т, среднее 5,29 г/т), хемогенно-осадочные — слабозолотоносные (Au 0,04–4,92 г/т, среднее 0,93 г/т). По результатам корреляционного анализа золота с широким кругом примесных элементов (рис. 8), определенных масс-спектрометрическим методом (ICP-MS), выделены следующие геохимические ассоциации: для биогенных сульфидов — Au-Ag-Ti, гидротермально-осадочных — Au-As-Sb-Zn-In-I, хемогенно-осадочных — Au-As-Ti-V-W-Hg-Sb-PЭ-РЭ.

В заключение можно констатировать:

1. Применительно к обстановкам раннекаменноугольных рифтогенных грабенов Южно-Уральской субпровинции на примере Кировско-Кваркенского рудного района выявлен рудоносный литолого-стратиграфический уровень. Он представляет собой линзующееся осадочное тело с рудоносными микститовыми горизонтами с золото-сульфидной минерализацией. Рудоносный литолого-стратиграфический уровень развит в различных сегментах рудного района. Северный сегмент отличается высокой золотоносностью микститовых терригенных отложений, их повышенной мощностью до 100 м и более, а также повышенной мощностью (до 50 м) рудоносных микститовых горизонтов с золото-сульфидной минерализацией. В Южном сегменте на Кваркенском рудопроявлении установлены сокращенная мощность отложений рудоносного литолого-стратиграфического уровня, сложенного углеродисто-известковисто-глинистыми микститами, а также небольшие мощности (до 10 м) рудоносного горизонта с золото-сульфидной минерализацией.

2. Доказано, что среди различных по генезису сингенетических сульфидных образований — хемогенно-осадочных, биогенных и гидротермально-осадочных — повышенной золотоносностью обладают две ассоциации — пиритовая со сложными габитусными формами и арсенопирит-пиритовая, отнесенные к золото-мышьяковисто-сульфидному минеральному комплексу, связанному с гидротермально-осадочным процессом. Продуктивность сульфидных ассоциаций определяется золото-халькопирит-пирротитовым микропарагенезисом, представленным включениями в пирите и арсенопирите; выделения золота не превышают 25 мкм и отличаются высокой пробой (>900).

3. По результатам минералогических и изотопно-геохимических исследований установлено, что формирование стратоидных залежей с золотоносной сульфидной вкрапленностью связано преимущественно с проявлением гидротермально-осадочных процессов. Пириты со значениями $\delta^{34}\text{S}$ от -5 до +5‰ отличаются высокой золотоносностью и связаны с геохимической ассоциацией Au-As-Sb-Zn-In-I.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арифуров Ч.Х.* Золотоносность черносланцевых толщ и обстановки формирования рудных тел // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 10–21.
2. *Арсентьева И.В.* Геологическая обстановка формирования и признаки золотоносности нижнекаменноугольных черносланцевых отложений Восточного Оренбуржья // Разведка и охрана недр. 2009. Вып. 12. С. 10–18.
3. *Арсентьева И.В.* Условия локализации золоторудных месторождений Кировско-Кваркенского рудного района и их поисковые критерии: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М.: ЦНИГРИ, 2010.
4. *Золоторудные месторождения «черносланцевого» типа на Южном Урале и закономерности их размещения* / Ч.Х.Арифуров, Д.В.Плугин, В.Г.Чернояров и др. // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 13–22.
5. *Константинов М.М.* Золото в осадочных формациях. – М.: МЭЙЛЕР, 2009.
6. *Мосейчук В.М., Сурин Т.Н.* Фамен-турнейская базальт-пикритовая (Сара-Тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенезис. – Уфа: УНЦ РАН, 1998.
7. *Палеогеография и палеотектоника фаменского века Казахстана и прилегающих районов востока Южного Урала* / А.Б.Веймарн, Е.Ф.Бурнштейн, И.А.Кошелева и др. // Мат-лы совещания «Общие вопросы тектоники, тектоника России». М., 2000. С. 77–80.
8. *Применение шлиховой минералого-геохимической съемки при поисках золоторудных и медноколчеданных объектов на Южном Урале* / Ч.Х.Арифуров, М.П.Овсянников, И.В.Арсентьева и др. // Тез. докл. IX Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М., 2009.
9. *Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд* / Под ред. М.Б.Бородаевской, Д.И.Горжевского, Г.В.Ручкина. – М.: ЦНИГРИ, 1992.
10. *Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Кошелева И.А.* Тельбеский и саурский тектогенез в Центральном Казахстане и на Восточном Урале (сравнительный анализ) // Тектоника Азии. М., 1997. С. 218–220.
11. *Юдович Я.Э.* Черные сланцы в рудогенезе золота: ресурс или барьер? // Минеральное сырье Урала. Сыктывкар, 2009. № 6 (25). С. 3–11.

УДК 549.283 (571.15)

© С.С.Двуреченская, 2010

НОВЫЕ ДАННЫЕ О САМОРОДНОМ ЗОЛОТЕ И СОСТАВЕ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ СИНЮХИНСКОГО ЗОЛОТО-СКАРНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С.С.Двуреченская (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

С применением рентгеноспектрального микроанализа изучен минеральный состав золотосодержащих руд Синюхинского месторождения. Впервые на месторождении обнаружены раклиджит, карролит, петцит, калаверит, виттихенит, штютцит и другие рудные фазы. Получены новые данные по химическому составу ранее известных минералов (молибденит, блеклые руды, самородное золото и др.). Установлены взаимоотношения рудных минералов и парагенетические ассоциации самородного золота с сульфидами меди и теллуридами.

Ключевые слова: скарны, самородное золото, рудные минералы, минеральные ассоциации.
Двуреченская Светлана Степановна, akantit_c@mail.ru

NEW DATA FOR NATIVE GOLD AND ORE MINERALS FROM SINIUKHINSKOE GOLD-SKARN DEPOSIT

S.S.Dvurechenskaya

The representative microprobe analyses of native gold and ore minerals from the Siniukhinskoe gold-skarn deposit are outlined and discussed. Rucklidgeite, carrollite, petzite, calaverite, wittichenite, stuetzite were first discovered. The chemical composition of native gold, molybdenite, tennantite-tetrahedrite has been specified. Mineral assemblages sequence and native gold paragenesis were studied.

Key words: skarn, native gold, ore minerals, paragenesis.

Синюхинское золото-медно-скарновое месторождение находится в северо-восточной части Горного Алтая на южном продолжении золотоносных раннепалеозойских структур Кузнецкого Алатау. Открыто в 1950 г. на продолжении россыпи по руч. Синюха, где были обнаружены окисленные рудные залежи. По запасам относится к разряду средних при содержании Au 3,9–36,7 г/т и Cu 0,5–1,8%.

Геологическое строение месторождения и состав руд в разные годы изучали С.С.Николаев, Е.М.Неверович, В.А.Вахрушев, Ю.Г.Щербаков, Б.Н.Лузгин, А.И.Гусев [1–4, 6]. Оруденение локализовано в экзоконтакте крупного Сараконшинского гранитоидного батолита пестрого состава, прорывающего нижнекембрийскую вулканогенно-карбонатную толщу, которая подразделена на четыре горизонта (сверху вниз):

лабрадоровые и пироксен-плаггиоклазовые порфириты от темно-зеленого до черного цвета с несколькими маломощными прослоями известняков, мощность ~300–350 м;

кристаллокластические светлые туфы, туффиты, туфопесчаники и кварцевые порфириты с прослоями известняков, темных туфов и порфиритов, мощность в среднем 50–75 м;

массивные мраморы и мраморизованные известняки белого или светло-серого цвета, изредка тонкослоистые с линзами темных андезитовых порфиритов и туфов, приуроченными к нижней части горизонта, мощность 90–140 м;

кристалло-литокластические диабазовые и андезитовые порфириты и туфы (темные) с прослоями и линзами известняков, мощность >300 м.

Породы перечисленных горизонтов локально скарнированы. Наиболее благоприятны для метасоматического замещения мраморы, темные туфы и лабрадоровые порфириты. Золотосодержащие рудные залежи локализованы исключительно в скарнах и имеют четкие геологические границы. Линзовидно-пластообразные тела прожилково-вкрапленных руд образуют несколько ярусов, приуроченных к многочисленным горизонтам мраморов мощностью от нескольких метров до нескольких сотен метров.

Минеральный состав скарнов относительно прост (табл. 1), главными минералами являются волластонит, гранат и пироксен. Как правило, скарны характеризуются мелкозернистой структурой и массивной текстурой, в то время как скарновые руды отличаются среднезернистой, реже крупнозернистой структурой и полосчатой, гнездовой и пятнисто-вкрапленной текстурой.

Основная доля золото-сульфидной минерализации сосредоточена в волластонитовых скарнах, образованных по мраморам. В гранат-пироксеновых скарнах присутствует магнетитовое оруденение в виде мелких линз и вкрапленности. Отмечены также единичные проявления золото-сульфидно-кварцевых жил [2]. Вместе с тем, в скарновых рудах совершенно отсутствуют березитоподобные метасоматические изменения, типичные для жильных золото-кварцевых или золото-кварцево-сульфидных

1. Минеральный состав золотосодержащих скарновых руд

Минералы	Жильные	Рудные
Главные	Гранат Волластонит Диопсид-геденбергит	Халькозин Халькопирит Борнит Магнетит
Второстепенные	Кальцит Кварц Скаполит Эпидот Хлорит Везувиан	Блеклые руды* Пирит Гематит Карролит** Виттихенит** Айкинит**
Редкие	Пренит Апатит Амфибол Калиевый полевой шпат Альбит Тальк Каолинит Смектит Серицит	Пирротин Арсенопирит Самородное золото Галенит Сфалерит Сфен Алтаит* Тетрадимит* Калаверит* Мелонит Петцит** Гессит** Штютцит** Теллурувисмутит** Раклиджит** Молибденит* Гетит

*Упомянут, без приведения характеристик.

**Впервые обнаружен на месторождении.

месторождений (Центральное, Берикольское, Комсомольское и др.).

По мнению В.А.Вахрушева [1], Синюхинское месторождение служит эталонным представителем оруденения скарново-золоторудной формации. По мнению посетивших рудник зарубежных геологов, по особенностям минерального состава и геохимии руд, а также содержаниям полезных компонентов месторождение можно отнести к типичным медно-скарновым объектам [8].

Автором исследованы золотосодержащие руды с разных горизонтов и участков месторождения. Определен минеральный состав, текстурно-структурные особенности руд, выделены генерации рудных минералов и их парагенетические ассоциации. Состав рудных минералов определен рентгеноспектральным микроанализом (аналитик Н.Н.Колонкова).

В рудах установлено 45 минералов, из которых восемь на месторождении обнаружены впервые (см. табл. 1). Для ранее известных рудных фаз впервые определен химический состав и сделан расчет кристаллохимических формул. Ниже приводится их характеристика.

Оксиды Fe. *Магнетит* образует хаотично расположенные гипидиоморфнозернистые скопления, сложенные ограненными кристаллами разного габитуса размером 0,01–0,7, редко до 1 мм или изогнутыми длинными шестоватыми кристаллами (мушкетовит). Минерал содержит Fe 70,05–71,72 мас. % (теоретическое 72,4 мас. %) и примесь CoO 0,12–0,14, MnO 0,02–0,07, Cr₂O₃ 0,02–0,03, MgO 0–0,06, TiO₂ 0–0,01 мас. %.

Сульфиды — пирит, арсенопирит, халькопирит, борнит, халькозин, молибденит, карролит, сфалерит, галенит.

Пирит и *арсенопирит* встречаются преимущественно в эндоскарнах. В экзоскарнах они образуются крайне редко в виде мелких выделений. В качестве постоянной примеси минералы содержат Cu 0,33–0,61, Bi 0,03–0,25 мас. %.

Халькопирит образует ксеноморфные зерна или пятнистые зернистые агрегаты, развивающиеся в массе магнетита, часто в сростании с карролитом. Отмечается и среди относительно поздних минералов, таких как борнит, блеклые руды, галенит и др., а также развивается по спайности скарновых

2. Химический состав борнита, мас. %

Проба	Cu	S	Fe	Bi	Ag	Se	In	Сумма	Кристаллохимическая формула
<i>Поздний борнит высокомедистый</i>									
73	67,04	25,76	6,41	0,30	0,10	0	0	99,61	$Cu_{5,34}(Fe_{0,58}Bi_{0,01})_{0,59}S_{4,07}$
	66,71	25,17	7,84	0,11	0,10	0	0	99,93	$Cu_{5,31}Fe_{0,71}S_{3,98}$
74	65,57	24,44	6,56	0,02	0,11	0	0	96,70	$(Cu_{5,39}Ag_{0,01})_{5,40}Fe_{0,61}S_{3,99}$
73	64,95	25,26	8,61	0,17	0,22	0	0	99,21	$(Cu_{5,20}Ag_{0,01})_{5,21}Fe_{0,78}S_{4,01}$
40	63,70	24,54	9,65	0,21	0,03	0,03	0,02	98,18	$Cu_{5,16}(Fe_{0,89}Bi_{0,01})_{0,90}S_{3,94}$
11	63,54	24,86	10,68	0,18	0,15	0	0,01	99,42	$(Cu_{5,08}Ag_{0,01})_{5,09}Fe_{0,97}S_{3,94}$
	62,23	24,81	10,68	0,30	0,23	0	0	98,25	$(Cu_{5,03}Ag_{0,06})_{5,04}(Fe_{0,98}Bi_{0,01})_{0,99}S_{3,97}$
40	63,19	23,71	10,35	0,26	0,09	0	0,02	97,62	$Cu_{5,18}(Fe_{0,96}Bi_{0,01})_{0,97}S_{3,85}$
	62,27	24,26	10,30	0,09	0,37	0,04	0,02	97,35	$(Cu_{5,09}Ag_{0,02})_{5,11}Fe_{0,96}S_{3,93}$
16	62,94	23,90	10,71	0,27	0,38	0,03	0,01	98,24	$(Cu_{5,12}Ag_{0,02})_{5,14}(Fe_{0,99}Bi_{0,01})_{1,00}S_{3,86}$
	61,94	25,12	10,62	0,28	0,16	0,03	0,05	98,20	$(Cu_{4,99}Ag_{0,02})_{5,00}(Fe_{0,98}Bi_{0,01})_{0,99}S_{4,01}$
<i>Ранний борнит высокожелезистый</i>									
80	61,69	24,36	11,17	0,32	1,18	0,12	0,03	98,87	$(Cu_{4,99}Ag_{0,06})_{5,05}(Fe_{1,03}Bi_{0,01})_{1,04}(S_{3,90}Se_{0,01})_{3,91}$
	61,59	24,96	11,53	0,07	0,81	0,04	0,01	99,01	$(Cu_{4,94}Ag_{0,04})_{4,98}Fe_{1,05}S_{3,97}$
9	62,37	24,98	11,76	0,19	0,14	0,1	0	99,54	$(Cu_{4,97}Ag_{0,01})_{4,98}Fe_{1,07}(S_{3,94}Se_{0,01})_{3,95}$
59	60,18	25,61	11,86	0,42	0,59	0	0,01	98,67	$(Cu_{4,82}Ag_{0,03})_{4,85}(Fe_{1,08}Bi_{0,01})_{1,09}S_{4,06}$
10	61,50	25,81	12,11	0,41	0,25	0,01	0,04	100,13	$(Cu_{4,85}Ag_{0,01})_{4,86}(Fe_{1,09}Bi_{0,01})_{1,10}S_{4,04}$
	61,39	25,60	12,28	0,36	0,26	0,02	0	99,91	$(Cu_{4,86}Ag_{0,01})_{4,87}(Fe_{1,11}Bi_{0,01})_{1,12}S_{4,01}$
	60,51	24,70	14,19	0,21	1,04	0,05	0	100,70	$(Cu_{4,79}Ag_{0,05})_{4,84}(Fe_{1,27}Bi_{0,01})_{1,28}S_{3,88}$
13	60,43	26,07	12,14	0,42	0,03	0,04	0,01	99,14	$Cu_{4,79}(Fe_{1,10}Bi_{0,01})_{1,11}S_{4,10}$
	59,80	25,75	12,80	0,42	0,14	0,06	0,04	99,01	$(Cu_{4,76}Ag_{0,01})_{4,77}(Fe_{1,16}Bi_{0,01})_{1,17}S_{4,06}$
	58,75	26,29	12,53	0,48	0,09	0,08	0	98,22	$Cu_{4,69}(Fe_{1,13}Bi_{0,01})_{1,14}(S_{4,16}Se_{0,01})_{4,17}$
	58,45	26,57	12,83	0,47	0,23	0,06	0	98,61	$(Cu_{4,64}Ag_{0,01})_{4,65}(Fe_{1,16}Bi_{0,01})_{1,17}S_{4,18}$

минералов. Химический состав халькопирита практически одинаков $Cu_{0,99-1,01}Fe_{1,01-1,04}S_{1,96-2,00}$ с постоянной примесью Bi 0,07–0,19 мас. %.

Борнит образует две генерации. Ранняя характеризуется парагенетической ассоциацией с халь-

копиритом с выделением графических и решетчатых структур распада твердых растворов. Минералы образуют неравномерно рассеянные крупные скопления или прожилково-вкрапленные выделения в скарновых образованиях. Поздняя генерация

3. Химический состав халькозина, мас. %

Проба	Cu	S	Ag	Au	Se	Pb	Bi	Te	Сумма	Кристаллохимическая формула
9	78,49	20,50	0,03	0,03	0,11	0,14	0,19	0	99,49	$Cu_{1,97}S_{1,03}$
11	78,70	20,60	0,10	0	0,08	0	0,08	0,02	99,58	
	78,42	20,52	0,11	0	0,03	0,04	0	0,08	99,20	
40	76,50	21,50	0,06	0	0,03	0	0,05	0	98,14	$Cu_{1,93}S_{1,07}$
	76,32	21,64	0,07	0,04	0,09	0,16	0,12	0	98,44	$Cu_{1,92}S_{1,08}$
11	77,35	21,88	0,09	0	0,06	0,09	0,04	0	99,51	
16	77,92	22,36	0,08	0	0,06	0	0	0	100,42	
18	76,60	21,86	0,23	0,15	0,03	0,17	0,08	0	99,12	$Cu_{1,91}S_{1,09}$
80	76,34	21,88	0,52	0	0,07	0,03	0,02	0,03	98,89	
16	76,59	22,06	0,06	0,01	0,05	0	0,26	0,09	99,12	

4. Химический состав молибденита в пробе 77, мас. %

Mo	S	Cu	Se	Sn	Re	W	Сумма	Кристаллохимическая формула
59,57	39,48	0,02	0,01	0,02	0,02	0,21	99,33	Mo _{1,00} S _{2,00}
60,27	39,72	0,11	0,02	0,03	0,01	0,09	100,25	Mo _{1,01} S _{1,99}
60,24	40,34	0,02	0,01	0,02	0	0,09	100,72	Mo _{1,00} S _{2,00}
59,72	40,27	0,04	0,02	0	0,01	0,20	100,26	
60,01	39,67	0,01	0,03	0	0,01	0,14	99,87	Mo _{1,01} S _{1,99}

непосредственно связана с золоторудной стадией. Борнит-II является постоянным спутником халькозина, который формирует каймы вокруг него или образует тесные взаимопрорастания, часто в виде субграфических. В химическом составе борнита прослеживаются значительные колебания содержания Cu и Fe, находящихся в обратной пропорциональной зависимости — в раннем борните отмечается недостаток Cu, а в позднем — Fe (табл. 2).

Халькозин наблюдается в виде тонкой вкрапленности размером от 0,1 до 2–3 мм в скарных минералах или выполняет их интерстиции, вследствие чего образует самые разнообразные, часто причудливые формы. Халькозин находится в сростании практически со всеми рудными минералами, такими как виттихенит и айкинит, а также бле-

клыми рудами и теллуридами. Значимость халькозина заключается в его парагенетической связи с высокопробным самородным золотом, которое находится с ним в тесном прорастании. Химический состав стехиометричный и стабильный на разных участках и горизонтах месторождения (табл. 3), что обусловлено наличием одной генерации минерала.

Молибденит, по мнению В.А.Вахрушева [1], не может встречаться среди пиритовой, халькопиритовой и магнетитовой минерализации. Однако в нашем случае молибденит в виде толсточешуйчатых агрегатов размером до 0,4 мм был обнаружен именно в пробе с большим количеством магнетита и халькопирита. По составу минерал стехиометричный и беспримесный (табл. 4).

5. Химический состав карролита в пробе 77, мас. %

Cu	S	Se	Co	Bi	Ag	Fe	As	Сумма	Кристаллохимическая формула
15,30	41,28	0,12	40,00	0,54	0,45	0,89	0,01	98,59	(Cu _{0,75} Fe _{0,06}) _{0,81} Co _{2,14} S _{4,05}
15,64	42,36	0,05	39,08	0,15	0,02	0,75	0,04	98,09	(Cu _{0,78} Fe _{0,03}) _{0,81} Co _{2,06} S _{4,13}
15,54	41,73	0,03	40,04	0,11	0	1,19	0,05	98,69	(Cu _{0,75} Fe _{0,06}) _{0,81} Co _{2,12} S _{4,07}

6. Химический состав галенита, мас. %

Проба	Pb	S	Se	Au	Cu	Bi	Ag	Te	Сумма	Кристаллохимическая формула
<i>Поздний Se-галенит</i>										
9	77,93	8,58	10,22	0,29	0,78	1,43	0,05	0,13	99,41	Pb _{0,98} (S _{0,69} Se _{0,33}) _{1,02}
	78,71	9,60	8,16	0,43	1,40	1,72	0,09	0	100,11	Pb _{0,98} (S _{0,77} Se _{0,25}) _{1,02}
13	82,19	9,99	7,18	0	0,18	0,41	0,17	0,36	100,48	Pb _{1,02} (S _{0,75} Se _{0,23}) _{0,98}
	81,40	9,97	6,04	0	0,93	0,32	0,23	0	98,89	Pb _{1,00} (S _{0,79} Se _{0,21}) _{1,00}
	83,22	10,81	5,53	0,14	0,21	0,29	0,16	0,28	100,64	Pb _{0,99} (S _{0,84} Se _{0,17}) _{1,01}
9	83,76	11,35	4,26	0	0,08	0,97	0,01	0,02	100,45	Pb _{1,00} (S _{0,88} Se _{0,12}) _{1,00}
73	82,61	11,02	3,68	0	0,93	0,33	0,14	0,18	98,89	Pb _{1,03} (S _{0,84} Se _{0,12}) _{0,96}
9	82,83	11,65	3,49	0,81	0,48	0,87	0	0,02	100,15	Pb _{1,00} (S _{0,90} Se _{0,10}) _{1,00}
<i>Ранний галенит</i>										
18	86,08	12,94	0,70	0,16	0,07	0,24	0	0	100,19	Pb _{1,00} (S _{0,98} Se _{0,02}) _{1,00}
	85,99	13,14	0,72	0,20	0,11	0,18	0	0,10	100,44	

7. Химический состав блеклой руды, мас. %

№№ п/п	S	Se	Ag	Fe	Bi	Cu	As	Sb	Zn	Сумма	Проба	Кристаллохимическая формула
<i>Теннантит самый ранний</i>												
1	26,55	0,23	0,01	3,02	4,93	42,76	18,24	0,25	4,26	100,25	59	$\text{Cu}_{10,31}(\text{Zn}_{1,00}\text{Fe}_{0,83})_{1,83}(\text{As}_{3,73}\text{Bi}_{0,36}\text{Sb}_{0,03})_{4,12}(\text{S}_{12,69}\text{Se}_{0,05})_{12,74}$
<i>Bi-Zn-теннантит ранний</i>												
2	24,77	0,25	0,09	0,15	7,63	41,68	16,17	0	9,01	99,75	74	$(\text{Cu}_{10,42}\text{Ag}_{0,01})_{10,43}(\text{Zn}_{2,19}\text{Fe}_{0,04})_{2,23}(\text{As}_{3,43}\text{Bi}_{0,58})_{4,01}(\text{S}_{12,27}\text{Se}_{0,06})_{12,33}$
3	24,79	0,27	0,16	0,10	10,25	39,49	13,98	0	10,22	99,26		$(\text{Cu}_{10,05}\text{Ag}_{0,02})_{10,07}(\text{Zn}_{2,53}\text{Fe}_{0,03})_{2,56}(\text{As}_{3,02}\text{Bi}_{0,79})_{3,81}(\text{S}_{12,50}\text{Se}_{0,06})_{12,56}$
<i>Zn-теннантит-тетраэдрит поздний</i>												
4	26,34	0,21	0,17	0,46	1,21	42,52	13,36	9,99	6,13	100,39		$(\text{Cu}_{10,42}\text{Ag}_{0,02})_{10,44}(\text{Zn}_{1,46}\text{Fe}_{0,13})_{1,59}(\text{As}_{2,78}\text{Sb}_{1,38}\text{Bi}_{0,09})_{4,15}(\text{S}_{12,79}\text{Se}_{0,03})_{12,82}$
5	26,07	0,17	0,26	0,35	1,46	41,93	12,25	11,11	6,25	99,85	11	$(\text{Cu}_{10,36}\text{Ag}_{0,04})_{10,43}(\text{Zn}_{1,51}\text{Fe}_{0,10})_{1,61}(\text{As}_{2,88}\text{Sb}_{1,44}\text{Bi}_{0,11})_{4,13}(\text{S}_{12,81}\text{Se}_{0,02})_{12,83}$
6	26,08	0,11	0,36	0,45	0,93	41,97	11,92	11,67	6,21	99,70		$(\text{Cu}_{10,40}\text{Ag}_{0,05})_{10,45}(\text{Zn}_{1,50}\text{Fe}_{0,13})_{1,63}(\text{As}_{2,51}\text{Sb}_{1,51}\text{Bi}_{0,07})_{4,09}(\text{S}_{12,81}\text{Se}_{0,02})_{12,83}$
7	25,85	0,14	0,35	0,41	0,98	41,54	11,74	11,71	6,01	98,73		$(\text{Cu}_{10,41}\text{Ag}_{0,05})_{10,46}(\text{Zn}_{1,46}\text{Fe}_{0,12})_{1,58}(\text{As}_{2,49}\text{Sb}_{1,33}\text{Bi}_{0,07})_{4,09}(\text{S}_{12,83}\text{Se}_{0,04})_{12,87}$

Карролит образует достаточно крупные до 0,3–0,8 мм округлые или неправильной формы выделения в ассоциации с халькопиритом, с которым вместе развивается по магнетиту в основном в эндоконтактной зоне. В химическом составе отмечается дефицит Cu и избыток Co (табл. 5), что свидетельствует об активности Co на ранней стадии минералообразования.

Галенит представлен двумя разновидностями. Галенит-I образует мелкие относительно изометричные зерна в сростании с ранним борнитом в диопсид-гроссуляровых скарнах. Химический состав близок к стандартному образцу (табл. 6). Вторая разновидность галенита проявлена более широко. Минерал имеет очень мелкие размеры, в среднем не более 0,04 мм и находится в тонком сростании с петцитом, виттихенитом, алтаитом и другими Bi-Te-минералами. Характерная особенность галенита-II — постоянная и существенная примесь Se. Изоморфное замещение $\text{S} \rightarrow \text{Se}$ составляет от 10 до 33% (см. табл. 6), а минерал является промежуточным членом непрерывного изоморфного ряда PbS-PbSe – галенит-клаусталит или Se-галенит.

Сфалерит содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита и сростается с крупными его зернами. Крайне редко сфалерит, вероятно, более поздней разновидности встречается среди халькозин-борнитовых руд, где образует причудливой формы выделения, выполняющие пустотки и трещиноватость в скарновых жильных минералах. В химическом составе сфалерита-II ($\text{Zn}_{0,98}\text{Cd}_{0,03})_{1,01}\text{S}_{0,99}$ отмечается примесь Cd до 2,91 мас. % в отличие от сфалерита-I ($\text{Zn}_{1,01}\text{S}_{0,99}$).

Сульфосоли — блеклые руды, виттихенит, айкинит.

Блеклые руды характеризуются переменным составом и входят в разные минеральные ассоциации, где образуют скопления размером до 1–2 мм. Вначале кристаллизуются теннантит и Bi-Zn-теннантит, затем Zn-тетраэдрит-теннантит.

Теннантит часто образует каймы вокруг халькопирита или псевдоморфно замещает его. Bi-Zn-теннантит кристаллизуется вокруг халькозина обычно в виде различных по мощности кайм. В его составе практически отсутствует Fe, но присутствует Zn, а изоморфное замещение железа цинком ($\text{Fe} \rightarrow \text{Zn}$) составляет 99%. Также отмечается примесь Bi (замещение $\text{As} \rightarrow \text{Bi}$ достигает 21%) (табл. 7). Zn-тетраэдрит-теннантит — самый распространенный минерал среди блеклых руд. Как правило, находится в сростании с гесситом и часто образует крупные скопления, развивающиеся по борнит-халькозиновым образованиям. В ряде случаев Zn-тетраэдрит-тен-

8. Химический состав виттихенита и айкинита, мас. %

Проба	Bi	Cu	S	Se	Ag	Pb	Сумма	Кристаллохимическая формула
<i>Виттихенит</i>								
40	42,02	38,82	18,81	0,08	0,22	0	100,01	$(\text{Cu}_{3,05}\text{Ag}_{0,02})_{3,07}\text{Bi}_{1,00}\text{S}_{2,93}$
16	42,09	38,29	19,39	0,10	0,10	0	99,97	$\text{Cu}_{3,04}\text{Bi}_{0,99}\text{S}_{2,97}$
13	43,79	34,39	19,82	0,09	0,22	0	98,31	$(\text{Cu}_{2,76}\text{Ag}_{0,01})_{2,77}\text{Bi}_{1,07}\text{S}_{3,16}$
11	44,26	35,24	19,10	0,09	0,15	0	98,73	$\text{Cu}_{2,85}\text{Bi}_{1,09}\text{S}_{3,06}$
13	45,37	35,58	18,28	0,23	0,78	0	100,28	$(\text{Cu}_{2,89}\text{Ag}_{0,04})_{2,93}\text{Bi}_{1,12}\text{S}_{2,95}$
59	47,84	34,14	17,97	0,04	0,46	0	100,49	$(\text{Cu}_{2,84}\text{Ag}_{0,01})_{2,85}\text{Bi}_{1,20}\text{S}_{2,95}$
<i>Айкинит</i>								
13	34,57	10,23	15,68	1,62	0,07	36,99	99,12	$\text{Cu}_{0,95}\text{Pb}_{1,06}\text{Bi}_{0,98}(\text{S}_{2,89}\text{Se}_{0,12})_{3,01}$
	34,65	10,30	15,94	1,43	0,14	36,60	99,06	$(\text{Cu}_{0,95}\text{Ag}_{0,01})_{0,96}\text{Pb}_{1,04}\text{Bi}_{0,97}(\text{S}_{2,92}\text{Se}_{0,11})_{3,03}$
	34,68	10,69	16,11	1,46	0,03	36,00	98,97	$\text{Cu}_{0,98}\text{Pb}_{1,01}\text{Bi}_{0,97}(\text{S}_{2,93}\text{Se}_{0,11})_{3,04}$
	34,70	10,08	16,15	1,75	0	36,20	98,88	$\text{Cu}_{0,93}\text{Pb}_{1,02}\text{Bi}_{0,97}(\text{S}_{2,95}\text{Se}_{0,13})_{3,08}$
	35,21	10,50	16,29	1,49	0,11	36,50	100,10	$(\text{Cu}_{0,96}\text{Ag}_{0,01})_{0,97}\text{Pb}_{1,02}\text{Bi}_{0,97}(\text{S}_{2,94}\text{Se}_{0,10})_{3,04}$

нантит, как и теллуриды, тесно ассоциирует с низкопробным самородным золотом.

Виттихенит и *айкинит*, как правило, развиваются по борниту (часто оставляя его в виде реликтов), иногда выполняют интерстиции скарновых минералов или находятся в сростании друг с другом и галенитом. В некоторых случаях в виде пятнистых образований развиваются по халькозину. Вероятно, оба минерала кристаллизовались близодновременно, но раньше теллуридов Bi и Pb и позже Cu-Fe-сульфидов и халькозина. В их составе отмечается незначительная примесь Ag (табл. 8).

Теллуриды и сульфотеллуриды — тетрадимит, теллуrowисмутит, калаверит, петцит, гессит, штютцит, алтаит, раклиджит, мелонит. Указанные минералы имеют относительно близкие оптические свойства и, как правило, образуют мелкие зерна (до 10 мкм), часто находящиеся в тонком сростании друг с другом, что сильно затрудняет их диагностику. Тем не менее, некоторые минеральные фазы удалось идентифицировать.

Тетрадимит и *теллуrowисмутит* встречаются относительно часто среди сульфидных и даже магнетитовых скоплений в халькопирите в ассоциации с гесситом. Вместе с тем, наибольшие скопления приурочены к скарновым минералам и иногда к кварцу. Химический состав тетрадимита стабилен на разных уровнях и участках месторождения. В составе теллуrowисмутита иногда отмечается примесь Ag, изоморфно замещающая Bi (табл. 9).

Калаверит — редкий минерал в рудах, присутствует в виде относительно ровных короткопризматических кристаллов в крупных выделениях борнита, находящегося в кварц-кальцитовых прожилках. Химический анализ хорошо рассчитывается на три

формульные единицы, что полностью соответствует формуле калаверита (см. табл. 9).

Петцит образует тонкие сростания с гесситом и самородным золотом, но чаще с алтаитом и Se-галенитом. Химический состав минерала не отклоняется от стехиометричного (см. табл. 9).

Гессит — самый распространенный минерал среди теллуридов. Характеризуется относительно крупными размерами, достигающими 0,7 мм. Как правило, отмечается в виде самостоятельных округлых включений в борните или выделений, псевдоморфно развивающихся по халькозину, что однозначно свидетельствует о его более позднем происхождении по отношению к Cu-сульфидам. Гессит часто находится в сростании с другими теллуридами и тесно ассоциирует с Zn-тетраэдрит-теннантитом, а также низкопробным самородным золотом. Химический состав гессита практически не отклоняется от стехиометрии (см. табл. 9).

Штютцит, как и гессит, относится к группе теллуридов Ag, однако менее распространен как в природе в целом, так и на месторождении, в частности. Минерал обнаружен в виде овальных выделений с включениями теллуrowисмутита в борните. Химический состав рассчитался на восемь формульных единиц без отклонений в стехиометрии (см. табл. 9), что доказывает правильность диагностики минерала.

Алтаит — один из наиболее распространенных минералов среди присутствующей группы теллуридов. Представлен отдельными зернами или сростаниями с петцитом и Se-галенитом в интерстициях скарновых минералов. Иногда выполняет микрополости в перекристаллизованных минера-

9. Химический состав теллуридов Cu, Bi, Au, Ag, Pb, мас. %

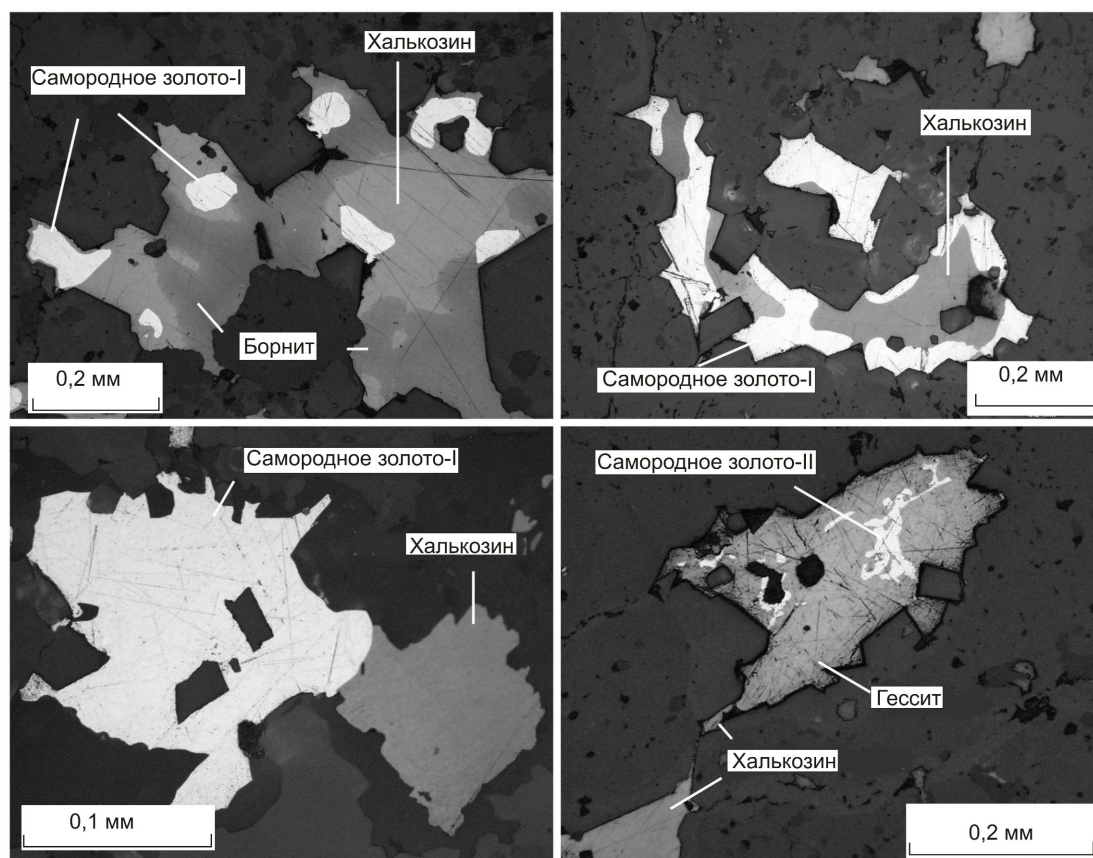
Проба	Au	Ag	Te	Cu	S	Se	Pb	Bi	Сумма	Кристаллохимическая формула
<i>Тетрадимит</i>										
77a-3c	0	0,34	34,44	0,62	3,97	2,19	0,03	58,11	99,70	$\text{Bi}_{1,99}\text{Te}_{1,93}(\text{S}_{0,88}\text{Se}_{0,20})_{1,08}$
77a-1	0	0,31	34,71	0,05	4,11	1,70	0	59,17	100,05	$\text{Bi}_{2,01}\text{Te}_{1,93}(\text{S}_{0,91}\text{Se}_{0,15})_{1,06}$
77a-2	0	0,19	33,87	0,05	3,85	1,82	0	59,73	99,51	$\text{Bi}_{2,06}\text{Te}_{1,91}(\text{S}_{0,86}\text{Se}_{0,17})_{1,03}$
	0	0,11	33,31	0,10	3,50	1,55	0	60,20	98,77	$\text{Bi}_{2,12}\text{Te}_{1,93}(\text{S}_{0,81}\text{Se}_{0,14})_{0,95}$
	0	0,22	33,67	0,14	3,68	1,91	0	59,49	99,11	$\text{Bi}_{2,07}\text{Te}_{1,92}(\text{S}_{0,83}\text{Se}_{0,18})_{1,01}$
10-1	0	0,20	34,66	0,07	4,43	1,47	0,11	57,45	98,39	$\text{Bi}_{1,95}\text{Te}_{1,93}(\text{S}_{0,98}\text{Se}_{0,14})_{1,12}$
40-3	0	0,37	34,23	0,02	2,13	1,99	0	60,78	99,58	$\text{Bi}_{2,23}\text{Te}_{2,06}(\text{S}_{0,52}\text{Se}_{0,19})_{0,71}$
<i>Теллуровисмутит</i>										
10	0	4,30	53,68	0,19	0,03	0,08	0,08	40,24	98,60	$\text{Te}_{3,22}(\text{Bi}_{1,47}\text{Ag}_{0,31})_{1,78}$
	0,21	8,40	52,27	0,17	0,04	0,10	0,02	38,12	99,33	$\text{Te}_{3,06}(\text{Bi}_{1,36}\text{Ag}_{0,58})_{1,94}$
	0	0,29	47,79	0,17	0,06	0,16	0,11	50,73	99,31	$\text{Te}_{3,03}\text{Bi}_{1,97}$
	0	0,23	47,10	0,21	0,02	0,16	0	51,42	99,14	$\text{Te}_{3,00}\text{Bi}_{2,00}$
80	0,01	0,01	47,72	0,30	0,04	0,01	0,14	51,26	99,49	$\text{Te}_{3,02}\text{Bi}_{1,98}$
<i>Калаверит</i>										
9	41,55	1,12	57,27	0,32	0,01	0,05	0	0,19	100,51	$(\text{Au}_{0,94}\text{Ag}_{0,04})_{0,98}\text{Te}_{2,02}$
<i>Петцит</i>										
9	25,52	40,08	32,97	0,12	0,04	0,04	0	0	98,77	$\text{Au}_{1,03}\text{Ag}_{2,92}\text{Te}_{2,05}$
10	25,93	40,10	32,10	0,20	0,04	0	0,05	0	98,42	$\text{Au}_{1,04}\text{Ag}_{2,96}\text{Te}_{2,00}$
<i>Гессит</i>										
11	0,19	61,91	37,27	0,30	0,05	0,06	0	0	99,78	$\text{Ag}_{1,99}\text{Te}_{1,01}$
	0,07	61,76	36,99	0,13	0,04	0,06	0,04	0,03	99,12	
16	0,37	62,64	37,25	0,64	0,06	0,26	0,02	0,02	101,26	$\text{Ag}_{2,02}\text{Te}_{0,98}$
9	0,90	60,90	37,35	0,29	0,05	0,15	0,13	0	99,77	$\text{Ag}_{1,98}\text{Te}_{1,02}$
77	0,09	61,43	37,29	0,92	0,19	0,07	0,05	0	100,04	$\text{Ag}_{1,99}\text{Te}_{1,01}$
16	0,58	61,04	37,65	0	0,07	0,05	0	0,02	99,41	$(\text{Ag}_{1,9}\text{Au}_{0,1})_{2,00}\text{Te}_{1,00}$
80	0,25	61,89	37,02	0,47	0,08	0,06	0,09	0,05	99,91	$\text{Ag}_{1,99}\text{Te}_{1,01}$
	0	61,22	37,94	0,25	0,06	0,04	0,08	0	99,59	$\text{Ag}_{1,97}\text{Te}_{1,03}$
10	0,13	63,28	37,51	0,22	0,05	0,07	0,07	0	101,33	$\text{Ag}_{2,01}\text{Te}_{0,99}$
	0	63,00	37,52	0,13	0,07	0,06	0	0	100,78	$\text{Ag}_{2,00}\text{Te}_{1,00}$
<i>Штютцит</i>										
10	0	58,00	40,89	0,26	0,03	0	0,18	0	99,36	$\text{Ag}_{5,02}\text{Te}_{2,98}$
	0,38	59,35	41,59	0,50	0,05	0,02	0,03	0,01	101,93	$\text{Ag}_{5,00}\text{Te}_{3,00}$
<i>Алтаит</i>										
13	0,22	0,38	37,54	0,07	0,04	0,66	61,25	0,34	100,50	$\text{Pb}_{1,00}\text{Te}_{1,00}$
16	0	0,23	36,94	0,15	0,05	0,88	59,37	0,84	98,46	$\text{Pb}_{0,99}(\text{Te}_{0,99}\text{Se}_{0,02})_{1,01}$
	0	0,44	36,69	0,09	0,06	1,44	59,92	0,77	99,41	$\text{Pb}_{0,97}(\text{Te}_{0,97}\text{Se}_{0,06})_{1,03}$
9	0,07	0,32	37,29	0,1	0,04	1,14	56,72	3,83	99,51	$(\text{Pb}_{0,92}\text{Bi}_{0,07})_{0,99}(\text{Te}_{0,98}\text{Se}_{0,03})_{1,01}$
	0	0,66	36,00	0,04	0,06	1,19	57,26	4,64	99,85	$(\text{Pb}_{0,93}\text{Bi}_{0,07})_{1,00}(\text{Te}_{0,93}\text{Se}_{0,07})_{1,00}$
74	0	0,23	37,28	0,08	0,07	0,88	60,37	0,69	99,60	$(\text{Pb}_{0,98}\text{Bi}_{0,01})_{0,99}(\text{Te}_{0,98}\text{Se}_{0,03})_{1,01}$
	0	0,25	37,74	1,29	0,05	0,80	59,71	0,77	100,61	$(\text{Pb}_{0,94}\text{Cu}_{0,06})_{1,00}(\text{Te}_{0,96}\text{Se}_{0,04})_{1,00}$
<i>Раклиджит</i>										
40	0	0,56	45,31	0,75	0,02	0,44	16,34	36,18	99,60	$\text{Pb}_{0,90}\text{Bi}_{2,00}\text{Te}_{4,10}$

лах, главным образом в гранате, где имеет ровные четкие грани. Встречается также в виде рассеянной вкрапленности изометричной формы в борните или псевдоморфно замещает халькозин. Вместе с другими теллуридами отлагался в более позднее время. В химическом составе алтаита изоморфное замещение $\text{Te} \rightarrow \text{Se}$ достигает 7, редко 11%, $\text{Pb} \rightarrow \text{Bi}$ составляет 7% (см. табл. 9).

Раклиджит — редкий минерал. По оптическим свойствам соответствует эталонному. Имеет высо-

кую отражательную способность, едва уловимый розоватый оттенок, слабую анизотропию и внешне очень похож на теллуровисмутит. Встречается в виде неправильной формы выделений, развивающихся по халькозину, что однозначно свидетельствует о его более позднем происхождении. Полученный анализ полностью соответствует справочным данным (см. табл. 9).

Мелонит впервые был обнаружен на месторождении в 1956 г. О.Г.Кинэ. Позднее он детально изу-



Рудные минералы в скарнах Синюхинского месторождения

чался В.А.Вахрушевым, который указал состав мелонита как $Ni_{1,00}Te_{1,25}$ (теоретический состав $Ni_{1,00}Te_{2,00}$) и отметил его достаточно широкую распространенность. Из всех обнаруженных нами фаз только в одном случае идентифицирован мелонит, имеющий состав, мас. % — Te 81,16, Ni 18,50, Cu 0,20, S 0,04, Se 0,08, Bi 0,05, Ag 0,01, который рассчитался на формулу $Ni_{1,00}Te_{2,00}$.

Мелонит выявлен в пробе с ураганным содержанием Au, где основным минералом служит халькозин с примесью борнита. В аншлифе мелонит представлен тонкой пластинкой размером не более 0,01 мм, секущей выделение борнита, находящегося среди скарновых минералов.

Самородное золото. В рудах присутствует исключительно в самородной форме. Его пробность, по данным предшествующих исследователей, варьирует в интервалах 826–987 [7], 600–680 и 910–990‰ [2]. Нами по результатам >250 определений установлены две разновидности минерала — высокопробное самородное золото-I (860–950‰) и относительно низкопробное самородное золото-II (790–820‰), которые на основании взаимоотноше-

ний с другими рудными минералами отнесены к разным генерациям.

Самородное золото-I находится в парагенезисе с сульфидами меди, преимущественно с пластинчатым халькозином, а также высокомедистым розовым борнитом-II. Наблюдаются включения самородного золота в халькозине и включения халькозина в самородном золоте, а также сростки этих минералов и их разобщенные выделения в породообразующих минералах скарнов (рисунок). В последнем случае золотишки в виде каплевидных или мелких зерен размером от 0,01 до 0,3 мм с ровными сглаженными гранями группируются в небольшие кучные скопления. Нередко самородное золото-I выполняет интерстиции, пустотки или трещины спайности скарновых минералов. По результатам рентгеноспектрального микроанализа, кроме Ag, в самородном золоте-I постоянно присутствует примесь Cu и Bi (табл. 10). Установлено, что выделения золота имеют одинаковый состав в краевых и центральных частях независимо от размеров.

Самородное золото-II встречается только в ассоциации с теллуридами, среди которых основной

10. Химический состав самородного золота, мас. %

Au	Ag	Cu	Te	Bi	Hg	Se	Число проб
<i>Ранее в золото-медносульфидной ассоциации</i>							
86,35–93,63	5,33–12,19	0,23–0,65	0,00–0,16	0,00–0,34	0,00–1,05	0,00–0,02	40
<i>Позднее в золото-теллуридной ассоциации</i>							
76,87–82,36	16,48–23,17	0,02–0,40	0,08–0,17	0,00–0,73	0,00–0,07	0,00–0,09	25

фазой является гессит. В гессите оно образует выделения неправильной формы или тонкие прожилки (см. рисунок), что свидетельствует о близодновременной кристаллизации минералов. В составе самородного золота-II, кроме Ag, также присутствуют Cu и Bi (см. табл. 10).

Минералогическая зональность и минеральные ассоциации. Наши наблюдения и данные предшествующих исследований [3] свидетельствуют о том, что состав рудной минерализации в основном определяется характером вмещающих скарнов. Две продуктивные ассоциации золото-медно-сульфидная и золото-теллуридная с набором определенных парагенезисов (табл. 11) и главными рудными минералами борнитом и халькозином приурочены к волластонитовым скарнам, которые, в свою очередь, размещаются в маложелезистых породах — мраморах и светлых туфах. Напротив, магнетитсодержащие гранатовые скарны с повышенным содержанием Fe характерны для более железистых пород — темных туфов, лабрадоровых и андезитовых порфиритов. В таких скарнах преобладают железистые минералы — пирит, халькопирит и карролит, образующие сульфидную ассоциацию. Таким образом, минералогическая зональность, или распределение рудных минеральных ассоциаций, в целом наследует первичный состав вмещающих пород.

Вследствие разобщенности различных по продуктивности минеральных ассоциаций в пространстве однозначно установить их возрастные отноше-

ния весьма сложно. Наиболее вероятно, что они сформировались близодновременно. Взаимоотношения рудных минералов продуктивных ассоциаций указывают на существование двух парагенезисов: парагенезис самородного золота с халькозином последовательно сменяется парагенезисом самородного золота с гесситом и другими теллуридами. Смена одного парагенезиса другим, очевидно, происходила практически непрерывно в спокойной тектонической обстановке.

Главной продуктивной ассоциацией, определяющей промышленную ценность руд, является золото-халькозиновая. Самородное золото в ассоциации с теллуридами не оказывает существенного влияния на общую золотоносность руд.

Физико-химические особенности рудообразования. С.Г.Кряжевым изучены флюидные включения в кварце и кальците, которые находятся в сростках с сульфидами, а также определен изотопный состав серы халькозина ($\delta^{34}\text{S} = -2,2 \pm 0,2\%$), борнита-II ($\delta^{34}\text{S} = -0,85 \pm 0,05\%$) и халькопирита ($\delta^{34}\text{S} = -0,3\%$).

Установлено, что рудообразование протекало при участии концентрированных хлоридных растворов ($\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$) на фоне снижения температуры от 320°C (золото-медно-сульфидная ассоциация) до 200°C (золото-теллуридная ассоциация) и повышения концентрации солей от 8 до 20% NaCl-экв. Слабощелочной–нейтральный характер рудообразующего флюида обусловил отсутствие кислотного ме-

11. Минеральные ассоциации и последовательность их образования

Ассоциации	Парагенезис	Состав
Сульфидная	Карролит-пиритовый	Карролит, As-пирит-I, арсенопирит, пирротин, магнетит
	Халькопирит-борнитовый	Халькопирит, борнит-I, теннантит, сфалерит-I, пирит-II, молибденит
Золото-медно-сульфидная	Au-борнит-халькозиновый	Халькозин, борнит-II, самородное золото-I
	Виттихенит-теннантитовый	Виттихенит, Bi-Zn-теннантит, айкинит, Cd-сфалерит-II, галенит-I
Золото-теллуридная	Алтаит-галенитовый	Se-галенит-II, алтаит, тетрадимит, раклиджит, калаверит, петцит, теллуровисмутит, мелонит
	Au-гесситовый	Гессит, самородное золото-II , Zn-теннантит-тетраэдрит, штюццит

тасоматизма, вторичные изменения проявились только в перекристаллизации скарновых минералов. По физико-химическим и изотопным характеристикам среда минералообразования для продуктивных и непродуктивных парагенезисов не отличается.

Давление, рассчитанное по разнице температуры гомогенизации включений и температуры минералообразования, определенной по распределению изотопов серы между халькозином и борнитом, составило 1 кбар, что отвечает глубинам ~4 км от палеоповерхности.

Сульфиды меди отлагались в условиях изотопного равновесия. Величина $\delta^{34}\text{S}$ флюида, отвечающая метеоритному соотношению изотопов, указывает на магматогенный источник рудоносного флюида.

Проведенные исследования и анализ предыдущих работ позволяют отметить следующие характерные особенности золотоносной минерализации Синоухинского месторождения:

тесная связь со скарнами (совпадение понятий «волластонитовый скарн» и «руда»);

отсутствие кислотного метасоматизма на этапе рудообразования;

одновременное осаждение золота и меди в рудах (парагенезис высокопробного самородного золота с халькозином);

формирование золото-теллуридной ассоциации как продукта завершающей стадии единого процесса рудоотложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вахрушев В.А.* Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. – Новосибирск: Наука. 1972.
2. *Гусев А.И.* Геология и золото-медно-скарновое оруденение Синоухинского рудного поля в Горном Алтае // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 79–90.
3. *Лузгин Б.Н.* Характер и особенности минералогической зональности Синоухинского золоторудного поля (Горный Алтай) // Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. Тр. ЗСОВМО. 1974. Вып. 1. С. 128–135.
4. *Николаев С.С., Неверович Е.М.* Золоторудные месторождения Синоухинского рудного поля в Горном Алтае // Материалы по геологии, цветных, редких и благородных металлов. М., ЦНИГРИ. 1958. Вып. 3.
5. *Рослякова Н.В., Щербаков Ю.Г.* Состав самородного золота в скарнах Синоухинского рудного поля, Алтай // Геохимия. 1999. № 1. С. 25–33.
6. *Щербаков Ю.Г.* Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. – Новосибирск: Наука, 1974.
7. *Щербаков Ю.Г., Павлова Л.К., Мельникова Р.Д., Цимбалист В.Г.* Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов // Тр. Ин-та геологии и геофизики. 1972. Вып. 149. С. 7–20.
8. *Ettlinger A.D., Meinert L.D.* Copper-gold skarn mineralization at the Veselyi Mine Siniukhinskoe District, Siberia, USSR // Econ. Geol. 1991. Vol. 86. P. 185–194.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 549.211

© Г.К.Хачатрян, С.Г.Кряжев, 2010

МЕТОДИКА АНАЛИЗА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИК-ФУРЬЕ МИКРОСКОПА

Г.К.Хачатрян, С.Г.Кряжев (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Разработана оригинальная методика анализа микрозерен минералов с помощью ИК-Фурье микроскопа, отличающаяся высокой чувствительностью, экспрессностью и не требующая специальной пробоподготовки. На основе анализа электронной базы данных, включающей >1000 эталонных спектров минералов, выявлены основные диагностические признаки и типоморфные свойства типичных породообразующих и акцессорных минералов рудных месторождений. На примере исследования цирконов из современного аллювия Ленского золотоносного района показана возможность применения ИК-Фурье спектроскопии при илихтоминералогических поисках золоторудных месторождений.

Ключевые слова: ИК-Фурье микроскоп, анализ минералов, база данных, руды, поисковые критерии.

Хачатрян Галина Карленовна, khachatryan_g_k@mail.ru, Кряжев Сергей Гаврилович, s34@mail.ru

IR-FOURIER MICROSCOPE-ASSISTED ANALYSIS TECHNIQUE FOR THE ORE-RELATED MAIN AND ACCESSORY MINERALS

G.K.Khachatryan, S.G.Kryazhev

The original Infrared-Fourier microscope-assisted technique for mineral grains express-analysis has been established. The basis for this technique is the database which includes more than one thousand reference IR-spectrums of the most abundant in ore deposits main and accessory minerals. The potentialities of the IR-Fourier spectroscopy in the exploration for ore deposits are illustrated by the example of detrital zircon from the Lena gold province.

Key words: IR-Fourier microscope, mineral analysis, database, ores, searching criteria.

В число задач, решаемых методами прикладной минералогии, входит определение минерального состава руд, изучение минералогической зональности рудных месторождений, выявление и использование минералов-индикаторов оруденения при поисковых работах. В большинстве случаев предметом исследования являются минералы протолочных и шлиховых проб. Обеспечение экспрессности и точности их диагностики, а также возможности определения важнейших типоморфных характеристик — состава примесей и структурного состояния — являются основным требованием к современным методикам минералогического анализа.

Инфракрасная (ИК) спектроскопия — один из ведущих методов лабораторного анализа материалов на протяжении более чем 70 лет. В ИК-спектроскопии инфракрасное излучение проходит через образец. Образец поглощает часть излучения, а часть пропускает. Полученный спектр поглощения или пропускания служит характеристическим для данного вещества. В инфракрасном спектре присутствуют полосы поглощения ИК-излучения, со-

ответствующие частотам колебаний связанных атомов, составляющих молекулы исследуемого образца. Так как каждое вещество представляет собой уникальную комбинацию атомов, то теоретически не существует двух соединений с одинаковыми инфракрасными спектрами. Поэтому инфракрасная спектроскопия позволяет проводить идентификацию веществ самого разнообразного состава и агрегатного состояния. Единственным существенным ограничением служит непрозрачность материала для ИК-излучения, поэтому она не пригодна для анализа самородных металлов и большинства сульфидов.

Для получения ИК-спектров поглощения обычно применяются «порошковые» методы, предполагающие обязательное истирание образца до состояния «аналитической пудры». Навеска анализируемого вещества, как правило, составляет не менее 2–3 мг.

Появление ИК-Фурье спектрометров в комплексе с ИК-микроскопами дало возможность локальных и избирательных исследований отдель-

ных микрообразцов размером от 0,05 до 1 мм. Чувствительность таких измерений на 1–2 порядка выше, чем при использовании традиционных ИК-спектрометров, оснащенных микроосветительными приставками. При работе на ИК-микроскопе пробоподготовка практически не требуется. Все это позволило создать принципиально новую методику анализа шлиховых и протолочных проб, отличающуюся высокой экспрессностью и достоверностью определений.

Аппаратура и методика исследований. Исследования проводились на ИК-Фурье спектрометре Nicolet-380 и ИК-Фурье микроскопе Centaurus (рис. 1) компании *THERMO Scientific*. Особенность работы на этой аппаратуре — использование специальной компьютерной программы OMNISC, необходимой для автоматизированного получения спектров, контроля их качества, а также анализа и обработки данных. По сравнению с традиционными ИК-спектрометрами дисперсионного типа ИК-Фурье спектрометр обладает рядом преимуществ. Прежде всего, это быстрота получения спектров (большинство измерений занимает несколько секунд). Использование более чувствительных детекторов позволяет снизить уровень «шума». Существенным достоинством является также то, что ИК-Фурье спектрометры принадлежат к разряду измерительных приборов с системой внутренней калибровки, которая осуществляется с помощью гелий-неонового лазера.

Спектрометр Nicolet-380 позволяет регистрировать спектры в диапазоне волновых чисел 400–4000 см^{-1} . В ходе эксперимента записываются спектры пробы и фона. Результирующий спектр заносится в память и выводится на экран компьютера. Контроль качества спектра производится автоматически. Идентификация вещества (качественный анализ) с указанием степени соответствия измеренного спектра эталонному осуществляется программой OMNISC с помощью стандартных и созданных пользователем электронных библиотек спектров.

ИК-микроскоп Centaurus, обладающий высокочувствительным детектором МСТ-А, позволяет



Рис. 1. ИК-Фурье спектрометр Nicolet с микроскопом Centaurus

анализировать микрочастицы размером от 50 микрон в диапазоне 650–4000 см^{-1} в режимах пропускания и отражения. Луч микроскопа фокусируется на образце, размещенном на пропускающей или, соответственно, отражающей ИК-излучение подложке. Исследуемая область ограничивается специальной диафрагмой. Точность фокусировки контролируется по интенсивности сигнала интерферограммы. Исследуемый образец или его фрагменты наблюдаются непосредственно под микроскопом.

Несмотря на отмеченные преимущества неразрушающей ИК-микроскопии по сравнению с «порошковым» методом, при ее использовании возникают трудности в идентификации большинства минералов. Проблема заключается в том, что для одного и того же вещества ИК-спектры порошков и «монолитных» недиспергированных образцов отличаются друг от друга. Это обусловлено различием концентрации вещества в порошковом препарате и целом кристалле, рассеянием и отражением излучения. Кроме того, в целом кристалле в отличие от порошкового препарата направления колебаний в молекуле определенного образом ориентированы относительно падающего луча. В результате усиливаются одни и ослабляются другие спектральные линии. В качестве примера приведем спектры одного и того же образца кварца, полученные с единичного зерна и порошкового препарата (рис. 2). В мировой литературе существуют базы данных, насчитывающие несколько сотен эталонных спектров порошковых препаратов минералов разных классов.

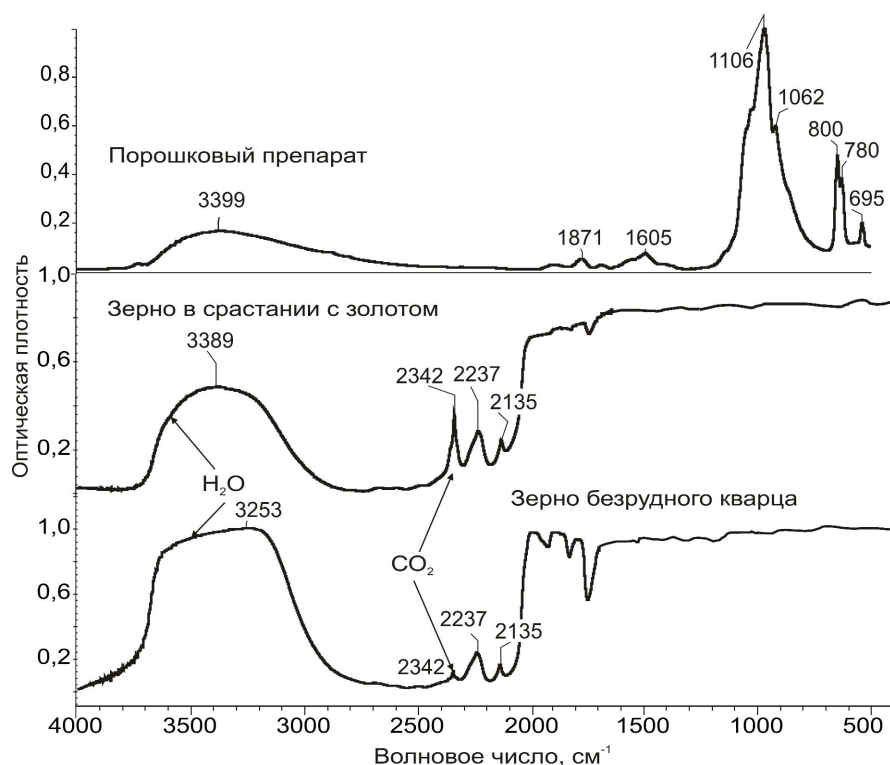


Рис. 2. Примеры ИК-спектров «порошковой» пробы и отдельных микрозерен кварца

Например, в программном обеспечении к спектрометрам Nicolet имеется библиотека спектров «HR Minerals», содержащая «порошковые» спектры более 600 минералов. Аналогичная база данных, содержащая спектры микрозерен минералов, отсутствует. В связи с этим одним из ключевых моментов при разработке методики их анализа было создание библиотеки эталонных спектров.

Электронная база данных. Создание базы данных, прежде всего, предполагает наличие коллекции минералов с известными химическим составом и свойствами. Основой ее послужили образцы, имеющиеся в музее ЦНИГРИ. Часть образцов, проанализированных на микрозонде, была предоставлена сотрудниками геологического факультета МГУ О.В.Кононовым и В.С.Куражковской. Состав всех эталонных образцов предварительно уточнялся с помощью «порошкового» метода на спектрометре Nicolet-380 на основе поисковой библиотеки «HR Minerals». Для проведения этих анализов использовалась приставка Smart Diffuse Reflectance. Ряд образцов дополнительно изучался методами рентгеноспектрального микроанализа, рентгеновской дифрактометрии и кристаллооптики.

ИК-спектры одного и того же минерала, отобранного из разных месторождений, сходны между собой, но в деталях могут отличаться интенсивностью и резкостью отдельных полос. Эти вариации спектров, отражающие типоморфизм минералов из разных рудных объектов, в ходе исследований заносились в электронную базу данных спектрометра. Созданная база данных включает >1000 спектров минералов и с помощью программы OMNIC позволяет проводить автоматическую идентификацию анализируемых образцов по степени их сходства с эталоном.

Каталог ИК-спектров микрозерен минералов. Форма ИК-спектра определенного минерала

зависит от размера зерна, наличия в нем включений, изоморфных примесей, а также совершенства его кристаллической структуры. Различные сочетания указанных свойств при их непрерывной изменчивости приводят к значительным вариациям ИК-спектров. В то же время, для каждого класса, группы минералов, а также некоторых разновидностей минерала внутри группы существует своя строго определенная система характеристических линий ИК-спектра. Знание подобных общих закономерностей необходимо для контроля правильности результатов анализа, а также для предварительной диагностики тех минералов, аналоги которых не представлены в базе данных компьютера. Поэтому неотъемлемой частью методики анализа минералов с применением ИК-микроскопа является разработка каталога эталонных спектров. Для «порошковых» проб подобные каталоги опубликованы ранее [2 и др.].

Разработанный авторами каталог содержит спектры 90 минералов, наиболее широко распространенных в месторождениях благородных и цветных металлов, а также в месторождениях алмазов. Спектры систематизированы по классам, отделам, семействам, группам, видам и разновидностям в соответствии с классификацией А.А.Годовикова [3].

Структура каталога эталонных спектров минералов

Отдел	Группа (семейство)	Минерал, разновидность
1	2	3
Класс НЕМЕТАЛЛЫ		
<i>Не выделяется</i>	Группа графита-алмаза	Алмаз типа IIa
		Алмаз типа Ib
		Алмаз типа IaA
		Алмаз типа IaB
Класс ОКИСЛЫ, подкласс простые окислы		
С каркасной структурой	Семейство кремнезема	Кварц
		Опал
		Кварцевое стекло
С координационной структурой	Рутила	Касситерит
	Корунда	Корунд
Класс ОКИСЛЫ, подкласс сложные окислы		
Алюминаты	Шпинели	Шпинель
		Хромшпинелид
Класс СУЛЬФАТЫ		
Водные без доп. анионов	Гипса	Гипс
Безводные без доп. анионов	Барита	Барит
Безводные с доп. анионами	Алунита	Ярозит
Класс КАРБОНАТЫ, подкласс безводные без дополнительных анионов		
<i>Не выделяется</i>	Кальцита-арагонита	Кальцит
		Арагонит
		Родохрозит
		Сидерит
		Магнезит
		Смитсонит
		Церуссит
		Доломит
Анкерит		
Класс КАРБОНАТЫ, подкласс безводные с дополнительными анионами		
<i>Не выделяется</i>	Малахита	Малахит
<i>То же</i>	Азурита	Азурит
Класс ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ		
Субцепочечные	Монацита	Монацит
	Ксенотима	Ксенотим
	Апатита	Апатит
Субкаркасные	Скородита	Скородит
Класс ВОЛЬФРАМАТЫ, МОЛИБДАТЫ		
<i>Не выделяется</i>	Шеелита	Шеелит
		Повелит
Класс СИЛИКАТЫ, подкласс собственно силикаты		
Островные	Кианита-силлиманита	Кианит
		Силлиманит
	Ставролита	Ставролит
	Оливина	Оливин
	Эпидота-цоизита	Эпидот
		Оргит
	Граната	Альмандин
		Пироп
		Андрадит
Гроссуляр		
Уваровит		
Цепочечные	Ортопироксенов	Ромбический пироксен
	Клинопироксенов	Диопсид
		Геденбергит
		Эгирин
	Родонита	Родонит

Продолжение таблицы

1	2	3		
Ленточные	Тремолита	Тремолит Актинолит		
	Роговой обманки	Роговая обманка		
Слоистые	Талька	Тальк Пирофиллит		
	Серпентинов	Хризотил-асбест		
	Хлоритов (<i>семейство</i>)	Хлорит		
	Каолинита	Каолинит Диксит		
		Накрит		
Класс СИЛИКАТЫ, подкласс алюмосиликаты				
Слоистые	Мусковита	Мусковит Парагонит Флогопит Биотит		
	Пренита	Пренит		
Каркасные	Калиевых полевых шпатов	Микроклин Адуляр		
	Плагиоклазов	Низкий альбит Высокий альбит Альбитовое стекло Низкий олигоклаз Высокий олигоклаз		
		Андезин		
		Битовнит		
		Гейландит		
		Ломонтит		
		Натролит		
	Морденит			
	Шабазит			
	Класс СИЛИКАТЫ, подкласс бериллосиликаты			
	Субкольцевые	Берилла	Аквамарин Берилл синий Берилл зеленый Гелиодор Бигсбит	
			Класс СИЛИКАТЫ, подкласс боро- и боратосиликаты	
			Кольцевые	Турмалина
Не выделяется				
Класс СИЛИКАТЫ, подкласс цирконо- и титаносиликаты				
Субцепочечные	Циркона	Циркон щелочной Малакон		
	Титанита	Титанит (сфен)		
Класс СИЛИКАТЫ, подкласс галогенидосиликаты				
Субслоистые	Топаза	Топаз		

При создании каталога проанализированы десятки ИК-спектров каждой разновидности минерала, выявлены полосы поглощения, зависящие от его основного и примесного состава, исследованы изменения в интенсивностях и положении спектральных линий, связанные с явлениями структурной упорядоченности, наличием изоморфных примесей и другими факторами (таблица).

Особенности ИК-спектров породообразующих и аксессуарных минералов рудных месторождений. Широкая распространенность к в а р ц а на рудных месторождениях и его устойчивость в зоне гипергенеза обусловили то пристальное внимание, которое уделяется исследованию типоморфизма этого минерала [4, 8, 11 и др.]. По данным ряда исследователей, ИК-спектры кварца могут использоваться для выяв-

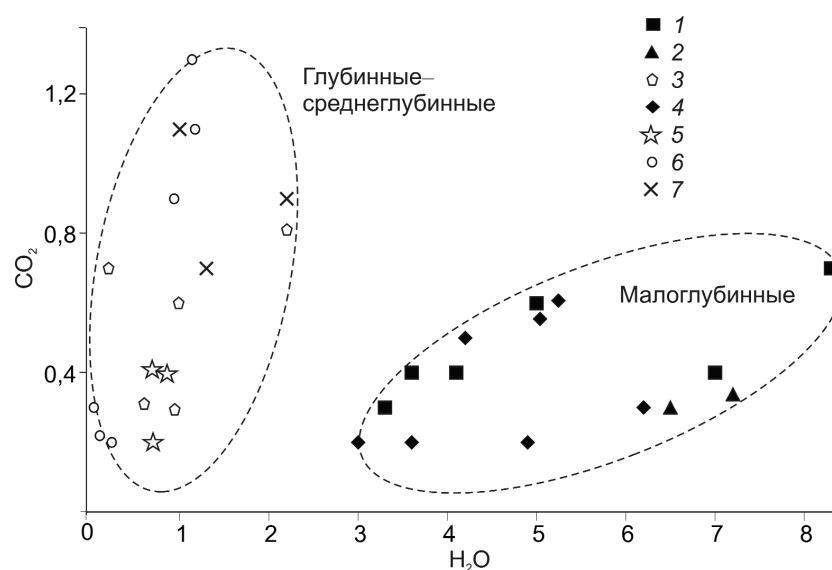


Рис. 3. Соотношение примесей воды и углекислоты в кварце золоторудных месторождений по данным ИК-спектроскопии:

1 — Балей, 2 — Биркачан, 3 — Дукат, 4 — Новогоднее Монто, 5 — Голготай, 6 — Березовское, 7 — Мурунтау

ления некоторых особенностей процесса его кристаллизации. Одно из свойств кварца — наличие структурных дефектов, представленных гидроксильными группами с компенсирующими металлами Na, K, Li и др. Каждый из дефектов проявляется в спектрах в виде характеристических линий поглощения. В работе [6] установлена корреляция между концентрацией дефектов OH-металл, щелочностью среды и скоростью роста кристаллов. В кварце золоторудных месторождений указанные дефекты служат типоморфными характеристиками минерала [8].

Ранее в ЦНИГРИ разработан метод оценки относительных концентраций воды, углекислоты и углеводородов в кварце, установлено закономерное распределение этих примесей в зависимости от глубинности минералообразования [1]. В дальнейшем было показано [11], что соотношение концентраций воды и углекислоты в кварце связано с давлением в минералообразующей системе (обратная гиперболическая зависимость). Наши данные, полученные для кварца месторождений разной глубинности, подтвердили результаты предшествующих исследований (рис. 3). Кварц глубинных и среднеглубинных месторождений обеднен водой и обогащен углекислотой по сравнению с кварцем малоглубинных объектов.

Среди минералов класса карбонатов на рудных месторождениях наиболее распространены

безводные карбонаты из групп кальцита (кальцит, родохрозит, сидерит, магнезит) и доломита (доломит, анкерит), причем состав карбонатов служит важным показателем околорудной минералогической зональности [5]. Полученные под ИК-микроскопом спектры различных безводных карбонатов четко отличаются друг от друга по положению линий в области 710–760 и 1790–1830 см⁻¹. Доломит и анкерит близки друг к другу по спектральным характеристикам, однако последний отличается от доломита по наличию специфической полосы поглощения 1707 см⁻¹.

Полевые шпаты и слоистые силикаты — важные типоморфные минералы околорудных метасоматитов. Разработанная методика позволяет различать среди полевых шпатов адуляр, микроклин, санидин, упорядоченный и разупорядоченный альбит по количеству и интенсивности линий в диапазоне 1070–1260 см⁻¹. С помощью ИК-микроскопа можно также оценивать кальциевость плагиоклаза и диагностировать рентгеноаморфные стекла полевошпатового состава.

ИК-спектры групп каолинита, слюд, талька-пиррофиллита, семейства хлоритов четко отличаются друг от друга по положению и конфигурации полос в области 3300–3700 см⁻¹. Данная область соответствует колебаниям молекул воды и гидроксильных группировок, которые играют решающую роль в

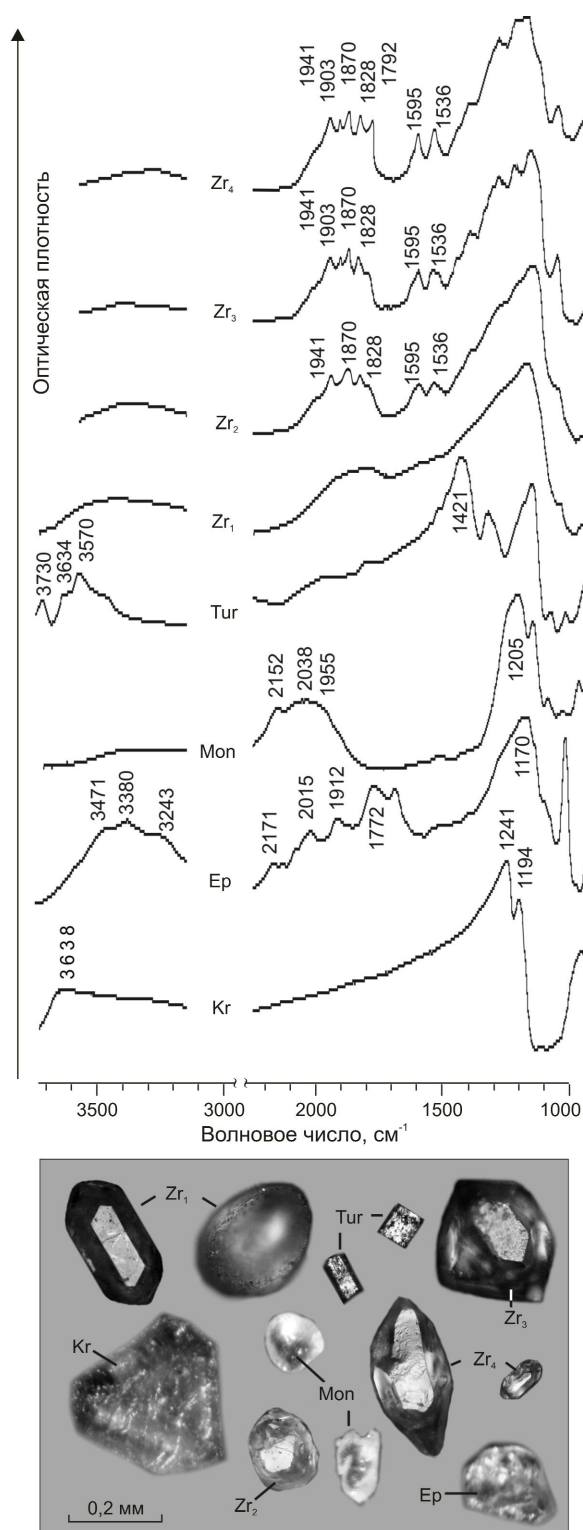


Рис. 4. Типовые ИК-спектры и внешний вид минералов в шлихе:

Zr₁₋₄ — цирконы с различной степенью совершенства кристаллической структуры, Тур — турмалин (шерл), Мон — монацит, Ep — эпидот, Кг — крандаллит

диагностике слоистых силикатов, относящихся к различным группам, а также в пределах одной группы. Например, спектры подавляющего большинства слюд разного состава четко отличаются друг от друга.

Большое практическое значение типоморфизма акцессорных минералов обусловлено их способностью к формированию шлиховых ореолов. Как правило, в искусственных и естественных шлихах обнаруживается достаточно широкий набор акцессориев, причем для каждого из минералов можно выделить несколько его разновидностей, четко отличающихся по характеристикам ИК-спектра (рис. 4).

Несмотря на простую химическую формулу циркона — $Zr[SiO_4]$, этот минерал содержит многочисленные изоморфные примеси. Цирконы, в значимых количествах содержащие радиоактивные элементы, часто характеризуются аморфным состоянием (метамиктность). В них также часто отмечается повышенное содержание воды (до 11%), тогда как в остальных цирконах содержание водной составляющей обычно не более 1–2%.

Различия в структурном совершенстве циркона и относительное содержание в нем воды и гидроксильных групп — наиболее важные типоморфные характеристики. Типичными для циркона являются сложный максимум поглощения в области 1800–2000 cm^{-1} и четкий дублет около 1540 и 1600 cm^{-1} (см. рис. 4). В диапазоне 3000–3700 cm^{-1} в спектрах цирконов имеются полосы поглощения разной конфигурации и интенсивности, относимые к валентным колебаниям молекулы воды и гидроксильных групп. По ИК-спектрам цирконы различного генезиса отличаются друг от друга. Например, цирконы из кимберлитов обнаруживают в спектрах специфический дублет 3380 и 3420 cm^{-1} . Особенностью циркона из гранитоидов может служить аморфное состояние.

Характеристическая область спектра, позволяющая диагностировать турмалин, соответствует интервалу волновых чисел от 3300 до 3800 cm^{-1} (см. рис. 4). При этом у дравита и шерла конфигурация спектров в указанной области различна.

Монацит под ИК-микроскопом в диапазоне 2000–4000 cm^{-1} дает достаточно «размытый» спектр (см. рис. 4). Этот минерал распознается по сложной полосе, содержащей 3–5 пиков около 1955, 1980, 2038, 2070 и 2152 cm^{-1} , и некоторым другим спектральным линиям. Помимо них в спектрах присутствуют четкие максимумы в районе 1080, 1140 cm^{-1} средней интенсивности и около 1205 cm^{-1} — большой интенсивности.

Эпидот имеет богатый линиями спектр очень характерной формы (см. рис. 4). В интервале

1600–2200 cm^{-1} минералу присущи узкие четкие полосы около 1680, 1770–1780, 1912, 2015 и 2171 cm^{-1} . Наиболее интенсивным является максимум около 1170 cm^{-1} . Кроме этого, фиксируется значительное поглощение воды и гидроксильных групп с главным пиком около 3380 cm^{-1} .

Ставролит диагностируется под ИК-микроскопом по «размытому спектру» с интенсивным поглощением в диапазонах 1150–1190 и 1870 cm^{-1} , а также поглощением средней интенсивности в области 1470–1500 cm^{-1} . Одна из главных полос поглощения в спектре ставролита — «водная» с максимумом возле 3330 cm^{-1} .

Помимо широко распространенных аксессуаров, в изученных нами пробах были обнаружены и достаточно редкие минералы. Так, в рудах месторождения Сухой Лог с использованием ИК-микроскопа по общей конфигурации спектра впервые был установлен водный фосфат, который составлял основную массу аксессуарных примесей. Рентгеноструктурные исследования и ICP MS анализ позволили диагностировать минерал как разновидность крадаллита $(\text{Ca, Sr, La, Ce})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5\text{H}_2\text{O}$. Он представлен желтоватыми полупрозрачными удлиненными зернами со спайностью, часто с волокнистым строением, иногда кристаллы имеют характерные треугольные сечения (см. рис. 4). ИК-спектр зерен характеризуется интенсивным дублетом около 1194 и 1241 cm^{-1} , а также присутствием интенсивной диффузной полосы с максимумом около 3638 cm^{-1} , обусловленной присутствием молекул воды и гидроксильных групп.

Качественный и количественный минералогические анализы. При наличии базы данных и каталога эталонных ИК-спектров диагностика микрозерен минералов — относительно простая процедура, занимающая не более 5 мин. Проба помещается на отражающую поверхность (алюминиевую фольгу) под луч ИК-микроскопа и анализируется в режиме отражения (Score R). Полученные спектры каждого минерала приводятся к стандартному виду и анализируются с помощью программы OMNIC. В результате устанавливается степень сходства (%) полученных спектров с эталонными.

После определения всех минеральных фаз при необходимости можно выполнить количественный минералогический анализ. Для этого в случайном порядке проводится экспресс-анализ 100 зерен с последующим подсчетом содержания каждого из минералов в пробе. В зависимости от количества минералов эта операция занимает от 30 до 60 мин.

Использование ИК-спектроскопии при поисковых работах. Типоморфизм минералов лежит в основе шлихоминералогического метода поисков ко-

ренных месторождений [9, 10]. На стадии опытно-методических исследований систематически изучается изменчивость состава и свойств минералов в рудах и шлиховых ореолах известных коренных месторождений. В результате выявляется комплекс минералов-индикаторов оруденения, наличие которых в шлиховых пробах служит благоприятным поисковым признаком. Большой потенциал ИК-Фурье спектроскопии в этой области поисковой минералогии проиллюстрируем на примере изучения цирконов из современного аллювия Ленского золотоносного района.

Цирконы для исследования были выделены из шлихов, а также из материала представительных технологических проб золотосодержащих руд месторождения Сухой Лог. Всего с помощью ИК-Фурье микроскопа было изучено ~1000 индивидуальных зерен минерала.

Проанализированные зерна циркона разнообразны по внешнему облику и свойствам (см. рис. 4). Они представлены как хорошо ограненными коротко- и длиннопризматическими кристаллами, так и зернами шарообразной и эллипсоидной форм размером преимущественно 100–200 мкм и менее. Их окраска варьирует от бесцветной и желтоватой до розоватой, ярко-розовой и бурой. При этом розовато-дымчатую и розовую окраску имеют главным образом округленные зерна.

ИК-спектры всех цирконов обнаруживают диффузную полосу поглощения 3000–3750 cm^{-1} с размытым максимумом около 3400 cm^{-1} , обычно связанным с наличием адсорбированной воды. Этот максимум в спектрах большинства образцов осложнен одним или несколькими более узкими пиками в интервалах 3550–3580, 3610–3630, 3690 cm^{-1} , обусловленными колебаниями гидроксильных групп. Полученные спектры характеризуются вариациями количества и интенсивности основных максимумов поглощения вследствие собственных колебаний в кристаллической решетке циркона (область 2000–1500 cm^{-1}). При этом выделяются четыре основных типа циркона с различным структурным состоянием (см. рис. 4). Цирконы с весьма совершенной структурой (Zr_4) обнаруживают пять узких линий в интервале 1790–1950 cm^{-1} и две линии средней интенсивности около 1535 и 1595 cm^{-1} . По мере уменьшения упорядоченности циркона пять характеристических линий трансформируются в четыре (совершенная структура — Zr_3), затем в три (несовершенная структура — Zr_2). В метамиктном цирконе — (Zr_1), не обладающем кристаллической структурой (аморфное состояние), наблюдается

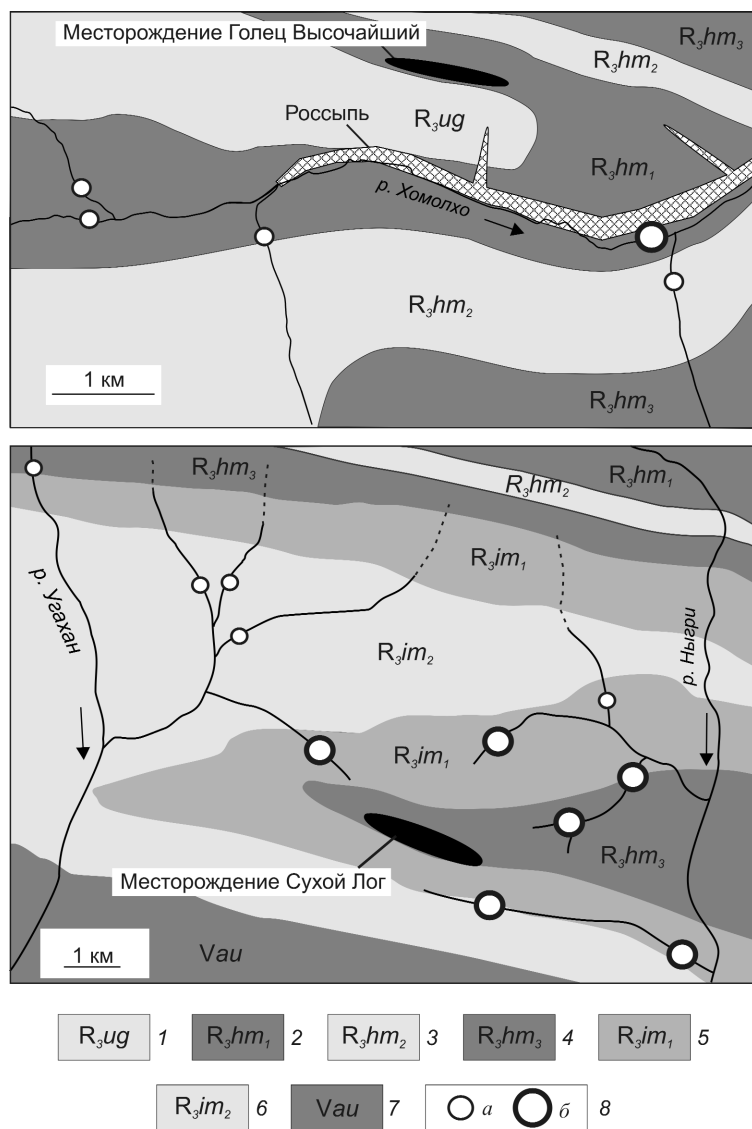


Рис. 5. Распределение цирконов различного типа в современном аллювии:

1 — уаханская свита, известняки; подсвиты хомолхинской свиты: 2 — нижняя, углеродистые алевролиты, 3 — средняя, песчаники, 4 — верхняя, углеродистые алевролиты, сланцы; подсвиты имняхской свиты: 5 — нижняя, известковистые сланцы, 6 — верхняя, известняки; 7 — аунакитская свита, песчаники, сланцы; 8 — участки отбора и характеристика шлиховых проб (а — цирконы с весьма совершенной структурой не установлены, б — присутствуют цирконы с весьма совершенной структурой)

одна размытая практически бесструктурная полоса. Судя по характеру ИК-спектров, между типами циркона существуют непрерывные переходы. Заметим, что зерна, обладающие сходными кристалломорфологическими характеристиками, могут иметь совершенно различную степень структурного совершенства.

Кристаллы и шарообразные зерна циркона с несовершенной и совершенной структурой в том или ином количестве выявлены во всех пробах. Цирконы с весьма совершенной структурой распространены более локально. Они найдены в рудах и околорудных породах месторождения Сухой Лог, а также в аллювии ручьев, дренирующих Сухоложское рудное поле (рис. 5). В районе Гольца Высочайшего цирконы с весьма совершенной структурой появляются в аллювии только на участке золоторудной россыпи, сформированной за счет размыва рудных тел этого месторождения. В пробе, отобранной на площади Вернинского месторождения, также имеются цирконы этого типа.

Таким образом, для всех изученных месторождений характерно присутствие цирконов определенного типа, который надежно устанавливается по параметрам ИК-спектра. В то же время, подобные цирконы отсутствуют в шлиховых пробах, основной материал которых представлен продуктами перемыва «фоновых» пород рудомещающей хомолхинской свиты (бассейны рек Уахан и Хомолхо).

Причины, определяющие приуроченность цирконов с весьма совершенной структурой к золоторудным полям, в настоящее время недостаточно ясны. Вероятнее всего, такие цирконы были сформированы в процессе развития рудообразующих метаморфогенно-гидротермальных систем, на что указывают существующие U/Pb датировки [7, 12]. Этот вопрос, несомненно, заслуживает дальнейшего исследования. Однако в любом случае выявленная закономерность позволяет использовать типоморфизм циркона в качестве эффективного поискового критерия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бархударян Н.Б., Гребенчиков А.М. Применение метода инфракрасной спектроскопии к изучению кварцев золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. М., 1974. Вып. 112. С. 75–84.

2. *Болдырев А.И.* Инфракрасные спектры минералов. – М.: Недра, 1976.
3. *Годовиков А.А.* Минералогия. – М.: Недра, 1975.
4. *Горячев Н.А.* Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса. – Владивосток: ДВО РАН, 1992.
5. *Исакович И.З.* Ореолы нерудной прожилковой минерализации на полиметаллических и золоторудных месторождениях и их прогнозно-поисковое значение. – М.: Бородино-Е, 2009.
6. *Комов И.Л., Самойлович М.И.* Влияние условий роста на особенности инфракрасных спектров поглощения кристаллов природного кварца // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 2. С. 449–451.
7. *Метаморфогенный* и гидротермальный монацит и его U-Pb прецизионное датирование для определения возраста оруденения месторождения Сухой Лог / М.А.Юдовская, В.В.Дистлер, Н.В.Родионов и др. // Роль минералогии в познании процессов рудообразования. Мат-лы годичной сессии МО РМО. М., 2007. С. 340–345.
8. *Новгородова М.И., Власова Е.В.* Вода и углекислота в кварце золоторудных месторождений (по данным ИК-спектроскопии) // Новые данные о минералах СССР. М., 1983. Вып. 31. С. 90–97.
9. *Поиски* золоторудных месторождений шлиховым минералого-геохимическим методом. – М.: ЦНИГРИ, 1986.
10. *Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. – М.: Недра, 1995.
11. *Юргенсон Г.А.* Типоморфизм и рудные формации. – Новосибирск: Наука, 2003.
12. *Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia / S.Meffre, R.Large, R.Scott et. al. // Geoch. et Cosm. Acta. 2008. Vol. 72. P. 2377–2391.*

УДК 553.411.068.5:31 (571.5)

© В.С.Шаповалов, В.А.Приставко, 2010

НЕКОТОРЫЕ ГЕОСТАТИСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЦЕНКИ ТЕХНОГЕННЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА КОЛЫМЫ

В.С.Шаповалов (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России), В.А.Приставко (СВКНИИ ДВО РАН)

Рассматриваются методические аспекты разведки и оценки ресурсов техногенных россыпей золота на основе логнормальной модели распределения металла в теле россыпи, установленной для объектов Центральной Колымы. Геостатистический анализ информации включал оценку неравномерности распределения разведочного признака, многовариантную оценку запасов по заданным градациям, картирование результатов и выявление графической зависимости оценки запасов от бортового лимита.

Ключевые слова: золото, техногенная россыпь, геостатистика, логнормальное распределение, методика, оценка запасов.

Шаповалов Вячеслав Степанович, kms@tsnigri.ru, Приставко Виктор Андреевич, secretary@neisri.ru

THE SOME GEOSTATISTIC PECULIARITIES OF ESTIMATE OF TECHNOGENIC GOLD PLACES OF KOLYMA

V.S.Shapovalov, V.A.Pristavko

The methodical aspects of exploration and estimate of resources of technogenic places on the base revealed for objects of Central Kolyma lognormal model of distribution of gold at the body of place are considered. Geostatistic analyses of information are included: an estimate of unevenness distribution of exploration sign, the many-variant estimate of reserves on the some gradations, the mapping of results and revealing of graphic dependence of estimate of reserves from edge limit.

Key words: gold, technogenic place, geostatistics, lognormal distribution, estimate, reserve.

Россыпные месторождения золота Центральной Колымы за время почти векового освоения приведены в состояние так называемых техногенных россыпей [4]. Именно их разработка в основном ведется сейчас в Центрально-Колымском регионе. Необходимость значительного увеличения объемов работ на данном типе месторождений, постоянно переда-

ваемых в лицензирование, делает весьма актуальной задачу оптимизации разведочных работ и получения достоверной оценки запасов металла в техногенных россыпях. Обобщение и анализ большого фактического материала по их разведке и эксплуатации требуют обязательного использования известных геостатистических подходов для решения но-

вых задач по оптимизации оценки ресурсов повторной добычи. Важная особенность исходных материалов для этих целей — традиционная идентичность методов разведки и оценки россыпей в естественном залегании и техногенных. Однако строение техногенных россыпей представляется более сложным, чем целиковых. Поэтому действующие в настоящее время методические руководства предусматривают на разведке техногенных россыпей более густую сеть выработок, чем на целиковых. Это обусловлено главным образом предположением о большей неравномерности распределения в них золота. При этом оценка характера и степени изменчивости оценок основных разведочных параметров производится различными способами с использованием постулированного их нормального закона распределения. Иными словами, все параметры рассчитываются как среднеарифметические из лимитированно (или произвольно) выбранного количества данных по нескольким соседним разведочным выработкам, число и расположение которых в общем случае выбирается произвольно — в зависимости от опыта операторов. Соответственно строится и методика подсчета запасов металла.

Исходя из сказанного недостатками существующих и регламентируемых в настоящее время методов разведки и оценки техногенных россыпей золота, на наш взгляд, являются: предубежденность геологоразведчиков в заведомо большей изменчивости разведочных признаков техногенных россыпей по сравнению с целиковыми; оценка этих признаков и их изменчивости по нормальному закону распределения; исходная «лимитность» проб, ограничивающая полноту учета всей разведочной информации при оконтуривании объекта и подсчете запасов металла в нем. Главным путем повышения достоверности разведки при этом считается увеличение плотности разведочной сети. Наши исследования показывают, что этот путь в большинстве своем цели не достигает, зато приводит к удорожанию разведанного металла, что значительно влияет на цену добываемого золота.

Из долготлетней практики известно, что по результатам разведочных работ решаются три основные задачи геостатистики — анализ распределения полезного компонента, оконтуривание объекта и подсчет запасов металла на разведанном и оконтуренном участке. Согласно существующим методическим руководствам, их решение ведется при постулировании нормального закона распределения основных параметров разведки и подсчета запасов, в том числе содержания золота. Поскольку при этом функция распределения содержания золота (вертикального запаса, числа и веса золотин и дру-

гих признаков) не исследуется, возникает ситуация, когда принимаемая аргіогу нормальная модель их распределения не является адекватным отражением природы, в результате чего модель «не справляется» с исходными данными. Расхождение между принятой нормальной моделью и неисследованным и неизвестным природным распределением увеличивается по мере возрастания неравномерности распределения полезного компонента (а распределение золота в россыпях общепризнанно относится к весьма неравномерному). Расхождения порождают негативные моменты в практике оконтуривания, подсчета запасов металла и отработки россыпей. Другими словами, регламентированная в руководствах и инструкциях аппроксимация функции распределения полезного компонента (или другого разведочного признака на месторождении) нормальным законом значительно обесценивает описательное и прогностическое значение функции этого распределения. Это неизбежно вызывает отрицательные последствия при оценке среднего значения, неравномерности распределения и запасов полезного компонента. Некорректные оценки среднего и дисперсии создают проблему «ураганности», приводят к завышенным оценкам неравномерности распределения полезного компонента, которые автоматически требуют по инструкциям увеличения плотности разведочной сети. По традиционной методике подсчета запасов некорректный учет знакопеременных больших и малых отклонений от среднего значения приводит к систематическому занижению запасов, что создает широко известную в практике иллюзию «намыва». Обратная сторона этой медали квалифицируется как «неотход».

Резюмируя сказанное, подчеркнем основные задачи геостатистики при оценке ресурсов россыпных месторождений золота:

правильная оценка разведочных признаков (среднее содержание, вертикальный запас, морфометрические характеристики золота) и неравномерности их распределения;

оптимальное картирование тела россыпи с учетом различных вариантов связности (близости–дальности) соседних разведочных горных выработок (шурфов, скважин УКБ и т.д.), по которым имеются доброкачественные данные опробования;

многовариантный подсчет запасов металла, учитывающий оптимально симметризирующую функцию его распределения, построение характеристической кривой зависимости изменения запаса от бортового ограничения.

Проблема оптимизации методов разведки и оценки прямо связана с установлением характера распределения и степени изменчивости определя-

емых при разведке («разведываемых») параметров. Многими исследователями этой проблемы разработаны эвристические и статистические способы формализации параметров пространственной изменчивости разведочных признаков. Наиболее широкое применение в качестве показателя выдержанности россыпи получил коэффициент вариации. Но для повторно разведываемых россыпей вопросы изменчивости распределения металла и оптимизации методики разведки практически не рассматривались, за редким исключением [2].

Применение математических методов при обработке разведочных данных позволяет объективно аппроксимировать функцию распределения содержания или вертикального запаса золота и тем самым восстановить ее описательное и прогностическое значение. На этой основе создается объективная возможность оценить разведочные работы по конечному результату (в виде оптимальной оценки запасов и их распределения в теле россыпи) и способу его достижения — путем определения необходимости, достаточности или избыточности разведочных данных. Следует иметь в виду, что на стадии разведочных работ термин «избыточность» не возникает. Это качество проявляется только при углубленном анализе разведочных данных в основном при вариантном анализе разведочных сетей (их плотности и геометрии). Только тогда выясняется, что оптимальную оценку запаса металла в россыпи можно получить и по более редкой сети разведочных выработок, т.е. дешевле.

В настоящее время серьезных повторных разведок техногенных россыпей не производится, поэтому их оценивать (или переоценивать) приходится по уже имеющимся данным, принимая их достаточными. Полученные на основе применения математических методов результаты имеют познавательное и практическое значение и могут быть использованы при изучении закономерностей формирования техногенных россыпей для прогнозирования ресурсов повторной добычи и при методических работах для оптимизации разведочного цикла и процесса добычи металла из россыпей.

Для анализа распределений исследуемых величин и аппроксимации их тем или иным законом (в большинстве случаев нормальным или логарифмически нормальным) в геохимии и геостатистике широко используется *вероятностный бланк*. На основе вариационного ряда строится накопительная кривая (кумулята, или огива). На вероятностном бланке функция распределения изображается в ортогональных координатах, одна ось которых представляет простую или функционально преобразованную шкалу исследуемой величины, а другая —

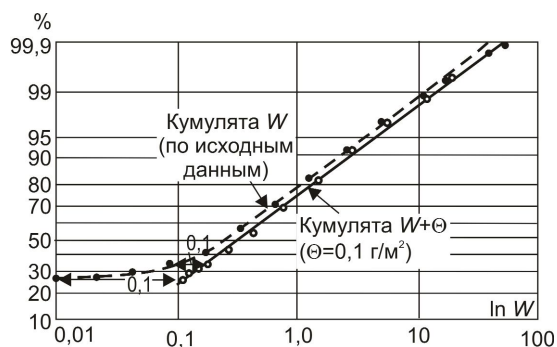
вероятностную. Аппроксимация считается удовлетворительной, если дискретные точки накопительной кривой ложатся на прямую линию. Пересечение этой прямой с 50%-ным квантилем дает оценку медианы распределения, а наклон прямой — оценку среднеквадратичного отклонения. Таким путем определяются два первых момента распределения исследуемой величины. Следует упомянуть, что графоаналитическое определение оценок среднего и среднеквадратичного отклонения подробно рассмотрено в работе Д.Н.Сафронова [6].

Одним из первых исследований распределения россыпного золота в природных объектах с применением вероятностного бланка является работа Н.К.Разумовского [5]. Показано, что для гранулометрического состава россыпного золота типично логнормальное распределение. Как следствие, вертикальный запас золота по разведочным выработкам также аппроксимируется логнормальным законом, и это служит основанием для демонстрации и пропаганды новой более объективной методики подсчета запасов золота в россыпи с учетом логнормального закона распределения оценок вертикального запаса по разведочным выработкам.

Тщательность исследований Н.К.Разумовского видна на примере того, что, наряду с весьма удовлетворительной аппроксимацией распределения логнормальным законом, он счел существенным указать на отклонение от этого закона в области мелких фракций, отнеся отклонение «за счет сноса мелочи». Следует отметить, что в более поздних работах зарубежных авторов [1] эта особенность распределения золота в россыпях (обусловленная сносом мелких фракций при промывке материала опробования разведочных выработок) была заново «открыта» (без ссылок на приоритет Н.К.Разумовского) как типичная.

Ранее [2] при исследовании распределения содержания золота и вертикального запаса в пробах на нескольких типичных целиковых и техногенных россыпях Магаданской области обнаружено, что на вероятностном бланке точки кумуляты исследуемых признаков на значительном отрезке весьма близки к прямой (рисунок). Во всех случаях существенное систематическое отклонение точек исходной кумуляты от прямой наблюдается в области малых значений исследуемых признаков.

Для симметризации распределения содержания (или вертикального запаса) золота и нахождения несмещенной оценки стандартного отклонения рекомендуется подобрать некоторую величину с таким расчетом, чтобы точки кумуляты новой величины $S+\Theta$ или $W+\Theta$ на логнормальном вероятностном бланке максимально близко располагались к



Определение величины смещения стандартного отклонения (Θ) на вероятностном бланке

аппроксимирующей прямой [1]. На исследованных нами целиковых и техногенных россыпях величина Θ (параметр смещения) колеблется в широких пределах от 0,05 до 0,7 г/м³ (или г/м²). При этом выявлена тенденция возрастания величины Θ от бедных к богатым объектам. С учетом этого параметр смещения можно считать оценкой психологического фактора, который характеризует изменение качества промывки опробованного материала. Как следует из сказанного, «недоучет» параметра Θ — одна из причин часто наблюдаемого (особенно на богатых объектах) явления «намыва».

Таким образом, распределение содержаний (или вертикального запаса) золота в целиковых и техногенных россыпях удовлетворительно описывается трехпараметрическим логнормальным законом. Для принятой логнормальной модели оценки основных параметров (среднего, дисперсии и смещения) определяются графоаналитически.

В формуле расчета максимально правдоподобной оценки как математического ожидания логнормального распределения участвуют все три параметра:

$$(MO + \Theta) = e^{(\ln c + \Theta + \frac{D}{2})}$$

где: $\ln c + \Theta$ — оценка медианы симметризованного распределения; D — дисперсия логнормального распределения среднего содержания c ; Θ — параметр смещения.

Для вертикального запаса золота формула аналогичная.

Найденные несмещенные оценки параметров логнормального распределения содержаний золота используются в дальнейшем в процедурах построения карт, подсчета запасов в теле россыпи или отдельных ее участков.

В заключение перечислим основные методические положения нового подхода к разведке и оценке техногенных россыпей золота, полученные нами

в результате геостатистической обработки большого массива геолого-промышленных данных по некоторым различной сложности техногенным объектам Центральной Колымы [2, 3].

Распределение металла (по содержанию, вертикальному запасу) удовлетворительно описывается трехпараметрическим логнормальным законом. Оценки основных параметров (среднего, дисперсии, смещения) определяются графоаналитически, в том числе с использованием вероятностных бланков. На их несмещенных оценках базируется многовариантный способ подсчета и картирования запасов.

Характер распределения золота и корреляционных связей между основными параметрами свидетельствует об унаследованности главных особенностей целиковой россыпи техногенной. Длительно эксплуатируемые объекты техногенных россыпей характеризуются иногда большей равномерностью распределения металла, чем россыпи естественно-го залегания. Поэтому их разведка не всегда требует регламентированного сгущения сети опробования.

Оптимизация отработки выявленных и откартированных запасов осуществляется на основе карт главного подсчетного параметра (среднего содержания или вертикального запаса) и характеристической функции россыпи [2], позволяющей выбирать оптимальные варианты отработки запасов (максимум металла и минимум затрат) в зависимости от задач и конкретных технико-экономических условий их эксплуатации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Давид М. Геостатистические методы при оценке запасов руд. — Л.: Недра, 1980.
2. К методике разведки крупных техногенных объектов россыпного золота Центральной Колымы / В.С. Шаповалов, В.А. Приставко, Ю.А. Якобсон и др. // Повышение эффективности разработки глубокозалегающих россыпей. Сб. науч. тр. ВНИИ-1. Магадан, 1988. С. 55–66.
3. Приставко В.А., Шаповалов В.С. О новом методическом подходе к оценке запасов золота в техногенных россыпях Северо-Востока России // Расширенные тез. докл. региональной научной конференции «Северо-Восток России: прошлое, настоящее, будущее». Магадан, 1998. Т. 1. С. 47–48.
4. Прусс Ю.В., Палымский Б.Ф., Шаповалов В.С. Техногенные россыпи золота Северо-Востока: особенности формирования, строения и состава // Колыма. 1999. № 2. С. 25–34.
5. Разумовский Н.К. Механический состав россыпного золота и новые данные по методике подсчета запасов россыпей // Золотая промышленность. 1939. № 12.
6. Сафронов Д.Н. Обработка данных внешнего и внутреннего контроля при спектральном анализе и истолкование его результатов // Колыма. 1969. № 5.

ПАМЯТИ АНАТОЛИЯ ИВАНОВИЧА КРИВЦОВА

8 октября 2010 г. на 77 году жизни скоропостижно скончался
Анатолий Иванович КРИВЦОВ,
доктор геолого-минералогических наук, профессор,
академик Российской академии естественных наук, вице-президент Международной
академии минеральных ресурсов,
кавалер Ордена Почета, заслуженный деятель науки РСФСР,
лауреат Государственной премии СССР, премий Правительства Российской Федерации
и Мингео СССР, национальной премии «Человек года», премии им. А.Н.Косыгина,
первооткрыватель месторождения, Почетный разведчик недр, член консультативно-
экспертного совета Минприроды России,
выдающийся ученый, один из лидеров главных направлений геологической науки —
отечественной металлогении, геологии рудных месторождений, их прогноза и
поисков, разработки систем управления использованием и развитием минерально-
сырьевой базы страны

А.И.Кривцов — выпускник геологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова — после защиты кандидатской диссертации в 1965 г. на многие последующие годы связал свою творческую деятельность с ЦНИГРИ.

В 1975 г. по материалам многолетних исследований медноколчеданных месторождений Урала защитил докторскую диссертацию. Реализация прикладных выводов исследований привела к открытию ряда новых меденосных провинций, а на Урале — нового рудного района, что было отмечено в 1980 г. Государственной премией СССР. К этому времени А.И.Кривцов приобретает широкую известность в геологических кругах. В 1981 г. назначается на должность заместителя директора ЦНИГРИ по научной работе.

С 1984 по 1991 гг. А.И.Кривцов — член коллегии Мингео СССР, начальник Управления научно-исследовательских организаций, начальник Отдела научно-технического прогресса. В эти годы им осуществлялась координация и организация научно-исследовательских работ по ряду государственных и отраслевых программ, включая глубокие исследования недр страны и сверхглубокое бурение в рудных районах. Работая в Мингео СССР, он продолжает плодотворную научно-исследовательскую и педагогическую деятельность. Теоретические основы прогноза и поисков рудных месторождений, разработка классификации геологических формаций по их роли в рудогенезе, обобщенные модели рудообразующих процессов и систем, методика их количественного описания — таковы главные проблемы, над которыми работал А.И.Кривцов. В МГРИ — РГГУ он вел лекционные курсы по геологии полезных ископаемых и металлогении. По его инициативе и при личном участии созданы прогнозно-поисковые комплексы — оптимизированные технологии геологоразведочных работ, основанные на принципах последовательного приближения и соответствия, составляющие геологическую и технологическую основы геологоразведочного процесса. Серия этих разработок в 1987 г. удостоена премии Министерства геологии СССР.

А.И.Кривцовым совместно с ведущими учеными страны разработаны «Методические руководства по оценке прогнозных ресурсов», три издания которых стали научной основой формирования минерально-сырьевой базы СССР и широко используются ныне в РФ и странах СНГ.

С 1991 г. А.И.Кривцов — заместитель директора ЦНИГРИ по научной работе. Направляя научно-исследовательскую деятельность института, он интенсивно развивал работы по созданию системы моделей рудных месторождений, которые были начаты в отрасли в 1985 г. по его инициативе. Под его руководством и при личном участии издана серия «Модели месторождений цветных и благородных металлов» (2002 г.).

За комплект карт экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации под редакцией А.И.Кривцова коллектив ученых был удостоен премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники за 2000 г. В 2007 г. такая же премия присуждена коллективу ученых во главе с А.И.Кривцовым за научное обоснование, создание и реализацию системы прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов.

Разработанные А.И.Кривцовым документы широко использовались при подготовке решения Совета Федерации «О национальной минерально-сырьевой безопасности России», постановления Правительства РФ «Основы государственной политики в области использования минерального сырья и недропользования». Он неоднократно выступал в качестве эксперта по ряду законодательных актов нижней палаты Федерального собрания Государственной Думы. В 2010 г. награжден Почетной грамотой Президента Российской Федерации.

Под руководством А.И.Кривцова и при его личном участии созданы стратегические программы развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых территории России на период до 2010 года (2001–2003 гг.), Долгосрочная государственная программа изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (2006 г.).

Большое значение А.И.Кривцов придавал совершенствованию концептуальных подходов к металлогеническому анализу. Им выполнены оригинальные исследования по

металлогении вулканоплутонических поясов, контролирующей размещение широкого спектра рудных месторождений, а также по совершенствованию металлогенической терминологической (понятийной) базы. Эти разработки широко используются в научно-прикладных целях.

В последние годы А.И.Кривцовым выполнен ряд крупных исследований в сфере системы управления, использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы страны. Вместе с учеными института им создан системный мониторинг мировых минерально-сырьевых баз, разработаны система показателей и критериев многофакторного анализа мирового и отечественного обеспечения природными ресурсами, концепции национальной минерально-сырьевой безопасности, актуализации стадийности геолого-разведочных работ на твердые полезные ископаемые, классификация ресурсов и запасов твердых полезных ископаемых, отвечающие реалиям современной системы недропользования. Им внесен существенный вклад в разработку основ политики в области использования минерального сырья и недропользования и концепции минерально-сырьевой безопасности России.

А.И.Кривцовым подготовлено более 20 кандидатов и докторов наук. С 1988 г. он — главный редактор журнала «Отечественная геология» (ранее «Советская геология»).

Результаты научных исследований А.И.Кривцова изложены в более чем 400 научных трудах, включая 40 монографий. В их числе: «Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование», 1979; «Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений», 1983; «Меднопорфировые месторождения мира», 1986; «Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта», 1987; «Прикладная металлогения», 1989; «Геологическая служба и развитие минерально-сырьевой базы», 1993; «Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2025 году. Мир и Россия», 1998; «Металлогения андезитовидных вулканоплутонических поясов», 1997; «Зарубежная минерально-сырьевая база на рубеже веков», 1998; «Национальная минерально-сырьевая безопасность», 2000; «Термины и понятия отечественного недропользования», 2000; Модели месторождений цветных и благородных металлов — «Медно-порфировые месторождения», 2001, «Cu-Ni-МПП месторождения норильского типа», 2001, «Месторождения колчеданного семейства», 2002; «Пространственные металлогенические таксоны», 2002; «Мировая минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов: 1970–2000–2025 гг.», 2003; «Программно-целевая система прогноза и воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных и цветных металлов Российской Федерации», 2006; «Минерально-сырьевая база начала XXI века. Мир и Россия. Избранные труды 2000–2007 гг.», 2008; «Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых», 2010.

Дирекция и Ученый совет, коллеги и друзья выражают искренние соболезнования родным и близким Анатолия Ивановича. Светлая память об Анатолии Ивановиче Кривцове навсегда сохранится в наших сердцах. Его преданность науке, необычайная трудоспособность и широта познаний будут служить примером для всех, кто его знал и с ним работал.

*Ученый совет ЦНИГРИ, Минприроды РФ,
Коллегия Роснедра, Росгео, Ученый совет РАЕН,
Редколлегия журнала*

ПАМЯТИ ЮРИЯ ЮРЬЕВИЧА ВОРОБЬЕВА

24 июля 2010 г. скончался **Юрий Юрьевич Воробьев** — кандидат геолого-минералогических наук, заслуженный геолог РСФСР, внесший большой вклад в создание минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых СССР и России, развитие методики геолого-экономической оценки и подсчета запасов.

Ю.Ю.Воробьев родился в Новочеркасске Ростовской области. В 1951 г. с отличием окончил Казахский горно-металлургический институт по специальности горный инженер-геолог. С 1951 по 1968 гг. работал в Казахстане. Был старшим геологом, главным инженером геологоразведочных партий Восточно-Казахстанского геологического управления и Алтайской геолого-съёмочной экспедиции, главным геологом комплексной тематической партии. Занимался изучением геологии и металлогении Иртышской зоны смятия. Результаты его исследований использованы при подготовке крупномасштабных государственных карт и 41-го тома «Геология СССР». За открытие Иртышского месторождения полиметаллов награжден дипломом и нагрудным знаком «Первооткрыватель месторождения». Он — автор ряда прогнозных карт Рудного Алтая, разрабатывал принципы и методы крупномасштабного прогнозирования, опубликовал более 20 научных работ. Работал старшим научным сотрудником отдела цветных и благородных металлов и заведующим минералого-петрографической лаборатории Казахского института минерального сырья.

С 1968 г. проживал в России. В 1968–1969 гг. работал в Министерстве геологии СССР, а с 1969 г. до 2006 г. — в Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых. С 1975 г. он — член коллегии Комиссии и на протяжении 30 лет возглавлял ее важнейшее подразделение — отдел металлов (в 1988–1992 гг. — отдел металлов и неметаллов). С его участием были апробированы и утверждены запасы таких гигантов, как Норильская и Кольская группы медно-никелевых месторождений, месторождений меди и цинка на Урале, Удоканского меди, Холоднинского свинцово-цинкового, Олимпиадинского, Кубакинского, Сухоложского золоторудных, алмазных трубок Якутии и Архангельской области, железа Курской магнитной аномалии и многих других (всего около 700 объектов). Эти объекты до сих пор составляют стержень минерально-сырьевой базы России. За долгие годы Ю.Ю.Воробьев снискал глубочайшее уважение коллег по работе и всех российских геологов как талантливый специалист, профессионал высочайшего уровня, воспитатель высококвалифицированных кадров в области оценки месторождений твердых полезных ископаемых и экспертизы результатов геологоразведочных работ.

Заслуги Ю.Ю.Воробьева отмечены многими наградами — юбилейной медалью «За заслуги в разведке недр», медалью «Ветеран труда», юбилейным знаком «300 лет горно-геологической службе России», благодарностями и почетными грамотами.

В памяти коллег и всех общавшихся с Юрием Юрьевичем он останется «седовласым мудрецом», о котором вспоминают с любовью и огромным уважением геологи России и стран СНГ.



*Коллегия ГКЗ Роснедра
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ПАМЯТИ ВЛАДИМИРА НИКОЛАЕВИЧА НОВИКОВА

21 августа 2010 г. на 72 году жизни после тяжелой продолжительной болезни ушел из жизни старший научный сотрудник ЦНИГРИ **Владимир Николаевич Новиков**.

В.Н.Новиков родился 26 ноября 1938 г. в г. Бердичеве Житомирской области. После окончания в 1964 г. географического факультета МГУ поступил в ЦНИГРИ, где приобрел опыт и навыки геолого-геоморфологических и поисково-оценочных исследований россыпных месторождений в различных металлогенических провинциях Средней Азии, Тувы и Колымы.

С 1971 по 1989 гг. В.Н.Новиков — сотрудник Проблемной научно-исследовательской лаборатории географического факультета МГУ. Основная деятельность его в эти годы связана с выявлением закономерностей формирования россыпей береговой зоны арктических морей. В 1980 г. защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата географических наук.

С декабря 1990 г. В.Н.Новиков — старший научный сотрудник отдела россыпей ЦНИГРИ. Он внес заметный вклад в изучение россыпной золотоносности Тувы, Карачаево-Черкессии, ряда районов Колымы, Чукотки, Татарстана, Урала, Кемеровской области. Им составлены карты экзогенной золотоносности для атласов Красноярского края, Читинской и Магаданской областей, Чукотского автономного округа. Участвовал в разработке нового научного направления — геоэкология россыпей и россыпных районов.

В.Н.Новиков — автор 127 научных трудов, в том числе 63 опубликованных. За успешное выполнение научно-исследовательских работ и вклад в укрепление минерально-сырьевой базы отрасли награжден медалями «За трудовую доблесть», «Ветеран труда», знаками «Почетный разведчик недр», «300 лет горно-геологической службы». Является лауреатом премии Правительства РФ в области науки и техники за 2000 г., премии им. М.Б. и Н.И.Бородаевских.

С 2006 по июнь 2010 гг. В.Н.Новиков был председателем профкома ЦНИГРИ.

Владимира Николаевича отличало доброжелательное отношение к людям. Обладая большой эрудицией, он был интересным человеком с тонким чувством юмора и оптимистическим отношением к жизни.

Светлая память о Владимире Николаевиче навсегда сохранится в наших сердцах.



*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

ПАМЯТИ АЛЕКСЕЯ ДАВЫДОВИЧА ПЕТРОВСКОГО

25 августа 2010 г. на 81 году жизни скончался **Алексей Давыдович Петровский** — один из крупнейших специалистов радиоволновой геофизики, кандидат технических и доктор геолого-минералогических наук, академик РАЕН и МАИ.

А.Д.Петровский родился 29 декабря 1929 г., в 1953 г. окончил Московский геологоразведочный институт им. С.Орджоникидзе по специальности горный инженер-геофизик. С 1957 г. работал в ЦНИГРИ в должностях младшего, затем старшего научного сотрудника, в 1960–1989 гг. заведовал лабораторией волновых методов, в 1989–1997 гг. — лабораторией системной оптимизации ГРП отдела геофизических методов и аппаратуры. С 1997 г. работал ведущим научным сотрудником отдела инженерно-технического обеспечения.

По инициативе А.Д.Петровского и под его руководством в 1960–1980 гг. были созданы научно-производственные группы в Тульском отделении ЦНИГРИ, ПГО «Центр-геофизика», Якутском отделе комплексных исследований ЦНИГРИ. Он и руководимый им коллектив разработали несколько поколений аппаратуры РВМ (АРП-1, АРП-3, РПО, РВМ-3К, РПД-1С, РВМ-6М) для скважинных и шахтных радиоволновых методов исследования рудных месторождений Кольского полуострова, Среднего и Южного Урала, Рудного Алтая, Приморья, Украины, Дальнего Востока. Предложен ряд методик детальных поисков, поисково-разведочных работ и разведки с применением радиоволновых методов.

Настольной для многих поколений геофизиков стала его монография «Радиоволновые методы в подземной геофизике» (1971 г., второе издание — 2000 г.).

Разрабатывая системный подход при комплексировании и интерпретации радиоволновых методов, А.Д.Петровский постепенно перешел к поискам системной оптимизации во всех сферах человеческой деятельности в глобальном масштабе, а затем к системному изучению основ мироздания. Его рукописные труды, возможно, будут поняты и оценены последующими поколениями.

Алексей Давыдович сочетал в себе исключительную работоспособность, высокий профессионализм, широкую эрудицию и замечательные качества вдумчивого человека и бескомпромиссного ученого, преданно служившего науке и отдавшего ей все силы.

Светлая память об Алексее Давидовиче навсегда останется в наших сердцах.



*Дирекция ЦНИГРИ
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.

2. К статье прилагается справка об авторе (авторах), в которой указываются фамилия, имя, отчество, ученая степень, звание, должность, место работы, адрес для переписки (почтовый), телефон, e-mail каждого автора.

3. Объем статьи — 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Поля страницы — сверху и снизу по 2 см, справа 1 см, слева 3 см. Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два варианта — распечатка с принтера и электронный вариант в Text format (*.rtf), (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). Текст, таблицы, рисунки помещаются в отдельные файлы. Таблицы должны иметь названия, набираются без сокращения слов (размер 10, один межстрочный интервал). Возможна передача статей по электронной почте: tsnigri@tsnigri.ru с пометкой для журнала «Руды и металлы».

4. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 3.0.

5. Список литературы приводится в конце статьи с нумерацией источников по алфавиту. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы. Подписи печатаются на отдельной странице после списка литературы.

6. Рисунки и другие графические материалы (черно-белые, не более 5) прилагаются в печатном и электронном вариантах. На обратной стороне распечатки каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формат страницы журнала (23×16). Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере (шрифт 8), толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF — только для фото (*.tif), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.

8. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

9. В целях облегчения редактирования статей редколлегия просит авторов использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Пер. с англ. / Под ред. Н.В.Межеловского. – М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова. – СПб: ВСЕГЕИ, 2003.

Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях / Под ред. А.И.Кривцова, В.М.Терентьева – СПб.: ВСЕГЕИ, 1991.

Главный редактор,
доктор геол.-минер. наук,
профессор

И.Ф.Мигачев

Порядок оформления статей, представляемых в журнал «Руды и металлы»

Настоящий порядок вводится с 2010 г. в соответствии с рекомендациями ВАК
Министерства образования и науки Российской Федерации и унификацией для
Научной Электронной Библиотеки (НЭБ)

Образец оформления статьи

УДК.....

© А.С.Барышев, К.Н.Егоров, 2009

**О совершенствовании методики поисков перекрытых коренных источников
алмазов**

А.С.Барышев, К.Н.Егоров (Институт земной коры СО РАН)

Аннотация (на русском языке, не более 5–7 строк).....

.....
.....
.....
.....
.....
.....

Ключевые слова (на русском языке, не более 5–7 слов).....

.....

Название статьи (на английском языке, полужирным шрифтом)

Фамилии авторов (на английском языке, полужирным шрифтом)

Аннотация (на английском языке, не более 5–7 строк).....

.....
.....
.....
.....
.....
.....

Key words (не более 5–7 слов).....

.....

Контактная информация: почтовый адрес, *e-mail* для переписки, телефон.....

ТЕКСТ СТАТЬИ (см. требования к авторам статей).....