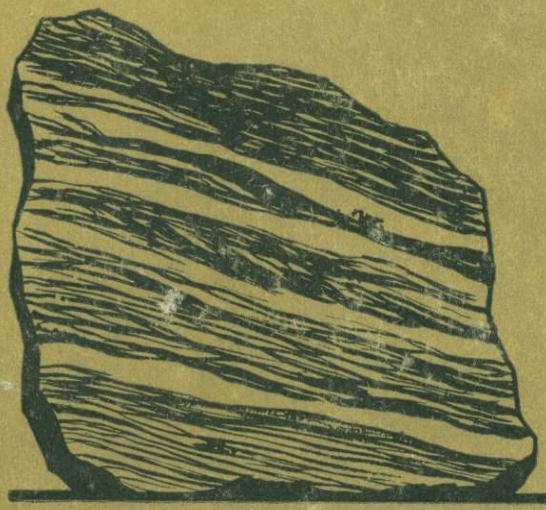
П. В. ПАНКРАТЬЕВ, Ю. В. МИХАЙЛОВА

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА



·ФАН·

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА АН УзССР

553.435

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

438

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
Ташкент·1971

УДК 553.43+553.44(575.15)

Работа отражает результаты первого этапа исследований, намеченных Институтом геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР по созданию теоретической основы прогнозирования и поисков эндогенных месторождений в Южном Узбекистане. В ней обобщен материал по особенностям размещения и условиям формирования перспективного колчеданно-полиметаллического типа оруденения. Особое внимание уделяется рассмотрению вещественного состава, типов, структур, текстур, метаморфизма и геологических особенностей руд, этапам и стадиям минералообразования, а также вопросам генезиса.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и студентов, занимающихся вопросами рудных месторождений и металлогении.

Ответственный редактор

канд. геол.-минерал. наук
М. С. Кучуков

2-9-2

ВВЕДЕНИЕ

Южный Узбекистан является сравнительно молодым горнорудным районом Узбекистана, хотя добыча и выплавка свинцовых руд производилась еще в далеком прошлом (IX—XI вв. н. э.), о чем свидетельствуют сохранившиеся до наших дней древние выработки.

Первые исследования Южного Узбекистана относятся к концу XIX—началу XX столетий (И. В. Мушкетов, Д. Романовский, М. А. Яворский, В. И. Липский, С. Н. Никитин, В. Н. Вебер, С. Н. Михайловский, А. Д. Архангельский). Основное внимание в них уделялось изучению мезозойских отложений, причем, неоднократно указывалось на наличие в них свинцового оруденения.

Планомерное и систематическое геологическое изучение района, и в том числе полиметаллических рудопроявлений (Ф. В. Чухров, Н. П. Чуенко, Е. М. Лаптиева, П. А. Мирошниченко, Е. М. Головин и др.), началось после Великой Октябрьской Социалистической революции.

Особенно широкий размах геологические исследования в Южном Узбекистане получили после Великой Отечественной войны. В результате работ большого коллектива геологов Кашкадарьинской ГРЭ Министерства геологии УзССР здесь выявлен ряд эндогенных рудопроявлений, в том числе свинца, цинка и меди. Это преимущественно рудопроявления среднетемпературных гидротермальных прожилково-вкрапленных и метасоматических образований, низкотемпературных жильных кварц-барит-полиметаллических, реже скарново-полиметаллических руд и более молодых осадочных свинцово-цинковых. В их изучение большой вклад внесли В. М. Бирюков, Р. К. Тенишева, К. А. Караболаев, Ш. Э. Эргашев, А. Д. Шмулевич, А. Шамансуров, Т. Ш. Шаякубов, О. И. Черных, А. В. Головченко, С. Я. Лапидус, М. Маденов, М. П. Баскаков, Г. Г. Грушкин, Н. П. Поддубный, В. А. Моторин, Н. А. Кочетков, Т. Э. Видусов, М. Д. Троянов и мн. др.

В конце 50-х годов появляются сводные работы по изучению проявлений полиметаллов, обобщающие результаты многочисленных исследований. В. М. Бирюков, а затем Е. К. Тепикин, Г. С. Саркисов, Г. Г. Шестаков (1959) провели первые металлогенические обобщения. С. Т. Бадалов и И. М. Голованов (1959) сделали первую минералого-геохимическую сводку по эндогенным месторождениям. А. Д. Шмулевич обобщил результаты изучения осадочных руд (1962). И. М. Исамухамедов, П. Д. Купченко, Б. Ф. Василевский (1962) дали схему развития магматизма и металлогении района, с разделением рудопроявлений на различные рудные формации. К. Карабаевым, А. Кулиевым

и М. Беркелиевым изучены полиметаллические и ртутные (К. Карабаев) рудопроявления и месторождения Кугитангского хребта.

В последние годы вопросы эндогенной металлогении района в целом и по отдельным элементам рассматривали И. Х. Хамрабаев (1968, 1969), Е. Д. Карпова (1968), Р. Б. Баратов (1965 и др.), Х. Н. Баймухамедов, В. Г. Гарьковец и др. (1968), В. Г. Гарьковец и др. (1968), Х. Н. Баймухамедов, Т. З. Закиров (1968, 1969), М. Б. Бородаевская (1968), Д. И. Горжевский (1968), П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова, А. В. Покровский (1968), О. И. Черных, Т. Ш. Шаякубов (1968), И. М. Голованов, А. А. Землянов, Р. А. Мусин (1968) и др. Результаты этих исследований отражены на металлогенических схемах и картах разного масштаба.

С 1960 г. по инициативе И. Х. Хамрабаева коллектив сотрудников Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР проводит в Южном Узбекистане комплексные исследования по геофизике (В. А. Пак, Х. И. Юсупходжаев), тектонике (И. А. Кензин), стратиграфии (Ф. Р. Бенш), литологии (П. А. Чистяков, М. Ш. Шамсутдинов, С. Исхаков, М. А. Баскакова), осадочному рудогенезу (Н. П. Петров, Д. Ишниязов, Э. Юлдашев), петрологии (И. Х. Хамрабаев, А. В. Покровский, Т. Н. Далимов, Э. Б. Алиев, Т. А. Карасева, Т. Шарипов, А. А. Попова), металлогении (П. В. Панкратьев, И. Е. Гамалеев), структурам рудных месторождений (З. Мурадов), минералогии и геохимии (С. Т. Бадалов, М. П. Баскаков, Ю. В. Михайлова).

В результате получены новые данные по геологии, минералогии и геохимии полиметаллической группы месторождений, позволившие отнести ряд из них к колчеданно-полиметаллическому типу и установить их сходство с Алтайскими месторождениями (Панкратьев, 1962, 1963). Впоследствии колчеданно-полиметаллическая формация нашла отражение в работах Б. Ф. Василевского (1964), С. Т. Бадалова (1965), И. М. Голованова (1968), И. Е. Гамалеева (1968), О. И. Черныха (1968), Х. Н. Баймухамедова и Т. З. Закирова (1969) и др.

В настоящее время в Южном Узбекистане работает большой коллектив геологов многочисленных организаций — Кашкадарьинской и Хандизинской ГРЭ, тематических партий МГ УзССР, ИГиГ АН УзССР, ТашПИ, ТашГУ, САИГИМСа МГ УзССР, ЦНИГРИ МГ СССР и др., изучающих одно из наиболее перспективных на полиметаллы месторождение Хандиза.

В основу настоящей работы положены результаты рудно-минералогических и геохимических исследований, проведенных авторами на эндогенных полиметаллических месторождениях Южного Узбекистана в 1961—1969 гг.

Она посвящена рассмотрению главнейших особенностей колчеданно-полиметаллического типа оруденения. Основное внимание уделено вопросам размещения месторождений и рудопроявлений в районе, характеристике наиболее типичных представителей этого типа, характеру изменения рудовмещающих пород, рассмотрению вещественного состава, типов структурно-текстурных особенностей руд, наиболее характерных элементов-примесей, геохимических особенностей метаморфизма руд, этапов и стадий минералообразования и вопросов генезиса.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана тесно связано с площадями развития широко проявленной липаритовой формации. Кроме того, в районе (на Южном склоне Гиссарского хребта) известны колчеданные и медноколчеданные рудопроявления, которые пространственно ассоциируют с производными базальтовой магмы. Широкое развитие подобные вулканогенные породы спилит-диабазовой

и андезит-альбитофировой формаций имеют и на территории Западного Узбекистана. В настоящее время в них также известны небольшие проявления колчеданов. На потенциальную возможность этих пород указывают и многие петролого-геохимические критерии (Хамрабаев, 1969). Все это позволяет говорить о широких перспективах Узбекистана на колчеданно-полиметаллическое и медноколчеданное оруденение.

Авторы выражают глубокую благодарность за ценные советы и постоянное содействие в выполнении данной работы И. Х. Хамрабаеву и М. С. Кучуковой.

В процессе работы мы неоднократно пользовались консультациями С. Т. Бадалова, А. А. Малахова, С. Н. Иванова, М. Б. Бородаевской, Д. И. Горжевского, О. М. Борисова, Н. Н. Королевой, В. А. Королева, И. М. Голованова, А. В. Покровского, Ф. Р. Бенш, Е. И Филатова. В проведении полевых исследований большую помощь оказывали геологи В. Г. Гарьковец, Т. Ш. Шаякубов, Н. А. Кочетков, Т. Э. Видусов, М. Д. Троянов, Г. М. Залетова. Всем перечисленным товарищам авторы искренне благодарны.

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

Территория Южного Узбекистана, к которой относится западная часть южного склона Гиссарского хребта (до границы с Таджикистаном) и его юго-западные отроги (Гузартау, Сузыстау, Байсунтау, Кугитангтау и Сурхантау), известна в геологической литературе как часть геосинклинальной зоны Южного Тянь-Шаня (Синицын, 1957; Овчинников, 1959; Кухтиков, 1969), Гиссаро-Дарвазского материкового ядра (Попов, 1964), допалеозойского срединного массива, активизированного в герцинское время (Абдуллаев, 1965 и др.), часть древней Русско-Китайской платформы (Ахмеджанов, Борисов и др., 1967) и др.

Среди работ, затрагивающих представления о тектонике этого района, необходимо отметить также труды В. И. Попова, А. П. Марковского, Б. А. Петрушевского, Е. М. Головина, Г. С. Чикрызова, Х. В. Рыскиной, В. Н. Огнева, Е. Д. Карповой, А. Т. Тарасенко, В. М. Цейслера, В. Г. Королева, Г. Х. Дикенштейна, Е. Н. Горецкой, Н. К. Морозенко, С. Я. Лапидуса, И. А. Кензина, А. В. Покровского, Д. И. Рубанова и др. Во многих из них предусмотрено разделение рассматриваемой территории на различное количество подзон, отличающихся тектоническим режимом.

А. В. Покровский (1963, 1965), исходя из представлений (Попов, 1938 и др.) о существенном различии южного склона Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов, обосновал наличие между ними субширотного глубинного разлома и выделил древнее поднятие Юго-Западного Гиссара в самостоятельную структурно-тектоническую область — Гиссарский срединный массив. На схеме геологического районирования Средней Азии (Ахмеджанов, Борисов, 1967), тектонической карте УзССР (1967), на схемах металлогенического районирования Узбекистана (Х. М. Абдуллаев, В. А. Арапов, В. Г. Гарьковец, А. А. Малахов, И. Х. Хамрабаев, Х. Н. Баймухамедов и др., 1965, 1968 и др.). южный склон Гиссарского хребта и его юго-западные отроги также отнесены к различным структурно-формационным зонам.

В последнее время намечается тенденция выделения в самостоятельную структурно-формационную зону района Кугитанга (Панкратьев и др., 1968), основанием для чего служит резкое отличие Кугитанга в характере осадконакопления, магматизма и металлогении. Это подтверждается результатами изучения глубинного строения земной коры (по данным гравиметрии), полученными Х. И. Юсупходжаевым. Согласно им, Кугитангский антиклинорий на севере отграничивается от

Байсунской зоны четким грабеном субширотного простирания шириной от 10 *км* на западе до 50 *км* на востоке. На широте Дехканабада наблюдается интенсивное воздымание поверхности базальтового слоя, до-

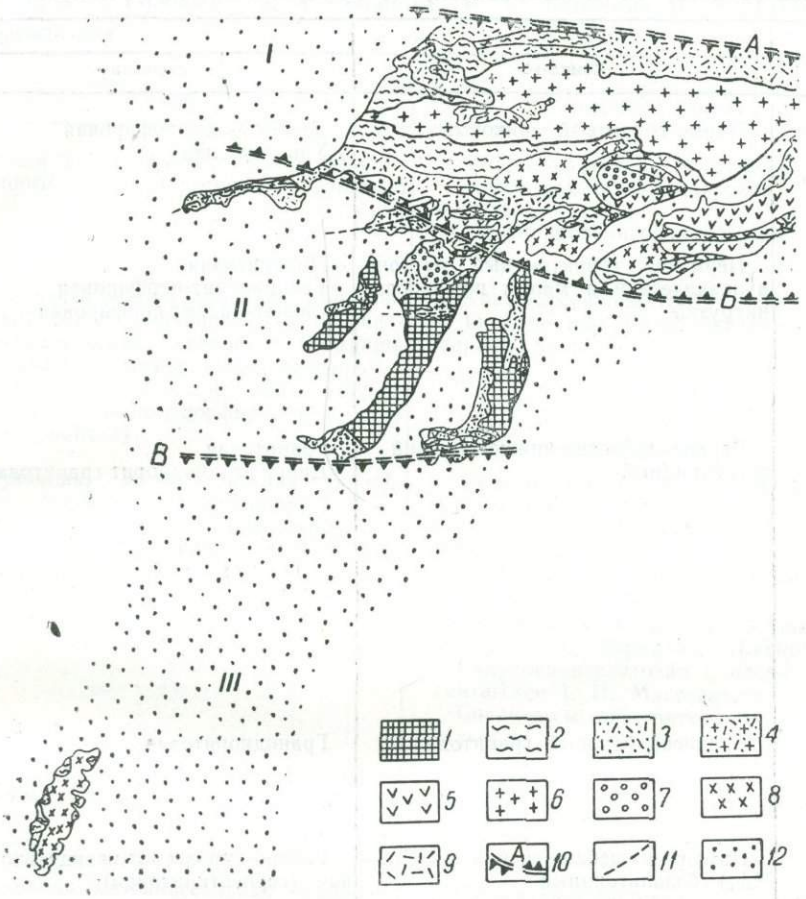


Рис. 1. Схема структурно-формационного и металлогенического районирования Южного Узбекистана (составлена А. В. Покровским, П. В. Панкратьевым, Ю. В. Михайловой с использованием материалов МГ УзССР и ИГГ АН УзССР).

1—докембрийский и нижнекембрийский (г. Сурхантау) кристаллический фундамент; *2*—каледонский структурный этаж; *3*—нижнекарбоновый структурный ярус ($C_1v_1-n_1$); *4*—субвулканические интрузии ($C_1v_2-n_1$) нижнекарбонового яруса; *5*—нижне-среднекарбоновый структурный ярус ($C_1n_2-C_2b_3$); *6*—гранитоидный комплекс (C_2b_1) среднекарбонового яруса; *7*—средне верхнекарабоновый структурный ярус ($C_2b_2-C_3$); *8*—гранитоидный комплекс (C_3-P_1) верхнекарбон-нижнепермского яруса; *9*—нижнепермский структурный ярус; *10*—глубинные разломы (А—Севдро-Гиссарский; Б—Юго-Западно-Гиссарский; В—Дехканабад-Южносурхантауский)—границы структурно-формационных и металлогенических зон (I—Южно-Гиссарская, II—Юго-Западно-Гиссарская, III—Кугитангская); *11*—разрывные структуры, оперяющие Юго-Западно-Гиссарский глубинный разлом; *12*—отложения мезокайнозоя.

стигающее глубины 16 *км*; затем она выполаживается, сохраняя близкие к этому значения глубины.

Все это позволяет нам разделить рассматриваемый район на три структурно-формационные зоны: Южно-Гиссарскую, Юго-Западно-Гиссарскую и Кугитангскую (рис. 1, табл. 1).

Южно-Гиссарская зона охватывает южный склон Гиссарского хребта, вытянута в широтном направлении и ограничена с севе-

Положение рудных формаций в схеме магматизма различных

Составлено П. В. Панкратьевым, Ю. В. Михайловой, Т. А. Карасевой (на основе Б. Ф. Василевского, И. Х. Хамрабаева, Т. Н. Далимова, Э. Б. Алиева, Ф. А.

Возраст, млн. лет	Комплекс	Южно-Гиссарская
		формация
246±10	Пермо-триасовый дайковый	Диабазо-лампрофировая Ультракислая
240—245	Пермский, гранитоидный плутоно-вулканический и малых порфировых интрузий	Липаритовая Гранодиорит-порфировая Сиенит-диорит-порфировая
274—311	Верхнекарбоново-нижнепермский гранитоидный	Гранитовая Диорит-гранодиорит-гранитовая
282—310	Среднекарбоновый гранитодный	Гранодиоритовая
	Намюр-нижнебашкирский (C_1n—C_2b_1) базальтоидный	Габбро-пироксенит-перидотитовая (серпентинитовая) Спилито-диабазовая
316—320	Нижнекарбоновый (C_1v_1—n_1) гранитоидный	Незначительное проявление липари
345±18	Девонский гранитоидный	
475—480	Условно кембро-ордовик-силурийский базальтоидный	Спилито-диабазовая
600—750	Докембрийский базальтоидный	

Таблица 1

структурно-формационных зон Южного Узбекистана

схем магматизма А. В. Покровского, И. М. Исамухамедова, П. Д. Купченко, Аскарова, В. Е. Головина, Д. А. Рубанова, Р. Б. Баратова, Н. П. Поддубного и др.)

зона	
фация	рудная формация
Жильная (плутонические дайки субплатформенного этапа, повсеместно развитые)	Кварц-баритовая (Коктепе) Кварц-кальцит-флюоритовая (Мезакигоу) Кварц-молибденитовая (Мачетли)
Наземно-эффузивная (кислые эффузивы лючобской P_1 и ханакинской P_2—Т свит) Субвулканическая (кварцевые порфиры, гранит-порфиры, сиенит-диорит-порфиры) Субинтрузивная (тела и дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров и аляскитоидных гранитов)	Кварц-арсенопиритовая (Обизаранг) Грейзен-кварц-молибденитовая (Обизаранг, Хучи)
Интрузивная, мезоабиссальная (кварцдиориты, гранодиориты, граниты; Хурсантагский, Шатрутский, Туполангский, Маляндский, Мачетлинский массивы и др.) Жильная	Редкометальных, редкоземельных и мусковитовых пегматитов (Турт-Куйлюк, Карасу, Тарыконак, Сангаассия, Кштут и др.) Скарново-магнетит-гематитовая (Маляндское, Воджак) Скарново-халькопирит-пирротиновая (Аксу, Чош, Чормагол, Джейранское) Скарново-шеелитовая с оловом (Хурсантагское I, II, Маставатсай) Скарново-молибденитовая (Алмазы, Мачетли)
Интрузивная, мезоабиссальная (Центрально-Гиссарский батолит, Тапхазынский массив) Жильная	
Интрузивная мезоабиссальная (габброиды и гипербазиты зоны глубинного разлома; Кундаджуваз, Курганча, Токауйнар и др.)	Серпентин-асбестовая с хромом, никелем и платиноидами
Подводно-эффузивная (спилиты, диабазовые порфириты, альбитофиры и др.) Субвулканическая	Медноколчеданная (Кштут). Вкрапленная халькопирит-магнетитовая (Дуузах) Кварц-халькопирит-борнитовая (Дандончокан)
товой формации в зоне сопряжения с Юго-Западно-Гиссарской зоной	
Подводно-эффузивная, прослои рассланцованных порфиритов ортоамфиболитов, андезитовых порфиритов и др. (р. Сары-Туз, Кштут, Урах)	

Возраст млн. лет	Комплекс	Юго-Западно-Гиссарская	
		формация	фация
246±10	Пермо-триасовый дайковый	Дайковый комплекс аналогичный Южному Гиссару	
240—245	Пермский, гранитоидный плутоновулканический и малых порфировых интрузий	Гранодиорит-порфировая	Интрузивная, гипабиссальная (небольшие штокообразные тела и дайки гранодиорит-порфиров районов Бадавы, Аксу, Хандизы, Зоя и др.)
274—311	Верхнекарбоново-нижнепермский гранитоидный		Небольшие тела гранитоидов в зонах позднегерцинской активизации (Кайраксай, Кияусуйский и другие тела)
282—310	Среднекарбоновый гранитоидный		
	Намюр-нижнебашкирский ($C_1n—C_2v_1$) базальтоидный		Габбро-гипербазитовый комплекс, аналогичный Южному Гиссару в зоне глубинного разлома (Бадава и др.)
			Незначительные проявления намюрского базальтоидного комплекса однотипных Южному Гиссару в зонах раннегерцинской активизации (Бадава, Аксу, Вахшивар и др.)
316—320	Нижнекарбоновый ($C_1v_1—n_1$) гранитоидный	Липаритовая	Наземно-эффузивная (кислые эффузивы зойской C_1v_1 и вахшиварской $C_1v_2—n_1$ свит)
			Жерловая (кварцевые порфиры, гранит-порфиры, экструзивные фельзиты, автокупольные брекчии, вулканические дайки, район Ходжабарку)
			Субвулканическая (гранит-порфиры, кварцевые порфиры и др.; Ширтский, Ходжаипакский, Кызылдарьинский, Диболинский и другие массивы)
345±18	Девонский гранитоидный	Гранит-гранодиоритовая	Интрузивная мезоабиссальная (кварцевые диориты, гранодиориты, двуслюдяные граниты, Обинаурузский, Вахшиварский, Гуматагский, Бахчинский и др.)

Продолжение табл. 1

зона	Кугитангская зона		
рудная формация	формация	фация	рудная формация
Кварц-магнетит-гематитовая (Вахшивар, Малянгур) Кварц-барит-галенитовая (Алиширмар и др.) Кварц-флюорит-галенит-сфалеритовая (Харкуш II)	Дайковый комплекс, аналогичный Южному Гиссару и субщелочные дайки		Кварц-барит-флюорит-галенитовая (Янгикан, Чуянкан)
Кварц-халькопиритовая с галенитом (Обидара, Кияусу, Обинауруз и др.)	Гранит-порфировая	Интрузивная (небольшие штокообразные тела и дайки в Кугитангском гранитоидном массиве)	Кварц-шеелит-молибденитовая (Чуянкан)
Кварц-арсенопиритовая (Обизаранг, Кайрак)	Гранитовая	Интрузивная мезоабиссальная (Кугитангский гранитоидный массив) Жильная	Редкометальных пегматитов (Пегматитовый выход) Скарново-магнетит-гематитовая с наложенной свинцово-цинковой минерализацией (Чуянкан, Заккан, Шержант) Скарново-оловорудная (Чуянкан)
Серпентин-асбестовая с миллеритом, хромитом и акцессорными платиноидами (Кундаджуваз, Иргайликское, Захча, Бадава) Кварц-пирротиновая (Науранган)			
Кварц-галенит-халькопирит-пиритовая жильная (Гуруд II)	Незначительное проявление намюрского базальтоидного комплекса, однотипного Южному Гиссару		
Медноколчеданная (Кульдара); колчеданно-полиметаллическая (Хандиза, Южный Карасан, Сулукуль, Чакчар, Харкуш); барит-полиметаллическая (Апжур и др.)			
Грейзен-кварц-вольфрамитовая (Ходжабузбарак и др.) Грейзен-касситеритовая (Обидара)			

Возраст млн. лет	Комплекс	Юго-Западно-Гиссарская	
		формация	фация
475—480	Условно кембро-ордовик-силурийский базальтоидный	Габбро-гипербазитовая	Интрузивная (габбро-горнблендиты и др.; Уруклинский, Харкушский и другие массивы, хр. Сузыстау) Подводно-эффузивная (ортоамфиболиты, порфириты, порфироиды, Хандизы)
600—750	Докембрийский базальтоидный	Спилит-диабазовая	Подводно-эффузивная (ортоамфиболиты хр. Байсунтау, Чакчар)

ра Арало-Гиссарским и с юга Юго-Западно-Гиссарским (Покровский, 1965) глубинными разломами. Зона характеризуется почти полным разрезом палеозоя суммарной мощностью более 16 *км* и сложена мощными кембро-ордовик-силурийскими, девонскими и нижнекарбоновыми терригенными осадками, среднекарбоновыми основными эффузивами и их туфами. В средне-верхнекарбоновое время произошло внедрение многофазного гранитоидного батолита. В верхнем и среднем карбоне накапливалась флишевая формация. В нижней перми формировались гранитоидные гипабиссальные и субвулканические интрузии и проявлялась интенсивная поверхностная вулканическая деятельность (порфировая формация), характерные для заключительных этапов подвижных зон.

В Южно-Гиссарской зоне преимущественно развиты высокотемпературная редкометальная и железо-медная минерализации. В северной контактовой зоне среднекарбонового Центрально-Гиссарского гранитоидного массива на участках наибольшего эрозионного среза известны формации редкометальных (Турткуйлюк, Карасу, Таранконак) и редкоземельных (Пегматитовое поле I и II, Сангаассия I и II) пегматитов; в южной — преимущественно мусковитовых пегматитов (Ходжа-Каршивар, Кштут). Они генетически связываются с лейкократовыми гранитами верхнекарбоново-нижнепермского гранитоидного комплекса.

Со штокообразным телом пермских лейкократовых гранитов, прорывающих сланцы силура и девона и андезито-диабазовую толщу среднего карбона, пространственно ассоциирует типичное для рассматриваемой зоны (ее юго-восточной части) рудопроявление грейзен-кварц-молибденитового семейства рудных формаций (Обизаранг, Хучи). Молибденовое оруденение приурочено к зонам интенсивной трещиноватости, грейзенизации и окварцевания гранитов и представлено вкрапленностью, гнездами и прожилками молибденита в кварцевых жилах и грейзенизированных гранитах.

В южной части зоны, примыкающей к глубинному разлому, на контакте карбонатных пород с контаминированными разностями верхнекарбон-нижнепермских гранитоидных интрузий и более молодыми дайковыми образованиями размещаются проявления скарново-магнетит-гематитовой (Маляндское, Воджак), скарново-халькопирит-пирротиновой (Чош, Чормагол), скарново-молибденитовой (Алмазы, Мачетли) и скарново-шеелитовой (Хурсантагское I и II) формаций. Отдельные проявления скарново-халькопирит-пирротиновой формации отмечаются и в северной части зоны (Аксу и др.).

Площади распространения метаморфических сланцев нижнего и среднего палеозоя и вулканогенных формаций базальтоидного комплек-

Продолжение табл.

зона	Кугитангская зона		
рудная формация	формация	фация	рудная формация
Кварц-турмалиновая (Вахшивар)			

са среднего карбона характеризуются наличием кварц-халькопирит-борнитового с золотом оруденения в кварц-хлорит-амфиболовых и и кварц-полевошпатовых сланцах, медно-колчеданного и вкрапленного халькопирит-магнетитового проявлений в андезито-диабазовой и песчано-сланцевой толщах.

Зона глубинного разлома Юго-Западного Гиссара контролирует размещение серпентинизированных ультраосновных пород нижнекарбонового возраста, с которыми ассоциируют сульфидно-никелевая, хромитовая и акцессорно-платиновая минерализации (Кундаджувазский, Захчинский, Иргайликский штокообразные массивы и др.

Юго-Западно-Гиссарская зона представляет собой один из фрагментов Каракумо-Таджикской зоны. Северная граница зоны совпадает с Юго-Западно-Гиссарским глубинным разломом (Покровский, 1963), южная скрывается под молодыми отложениями Таджикской депрессии и, вероятно, совпадает с Южно-Сурхантауским глубинным разломом (Далимов и др., 1970). На глубинный характер этого разлома указывают приуроченность к нему массивов серпентинитов, центров карбонового вулканизма и геофизические данные, согласно которым в этом участке земной коры, как показано выше, имеется четкий грабен в базальтовом слое.

Для рассматриваемой зоны характерно широкое развитие выходов древнего кристаллического фундамента, сложенного докембрийским и нижнекембрийским метаморфическим комплексами, каледонскими интрузиями габбро-гипербазитов и донижнекарбоновых гранитоидов. В период герцинской активизации по периферии древнего поднятия сформировались наложенные прогибы, существование которых обосновывается в работах В. А. Арапова, О. И. Черныха, И. Е. Гамалеева, Т. Н. Далимова, П. В. Панкратьева и др. В них накапливались визе-намюрские вулканогенно-осадочные образования (липаритовые, липарит-дацитовые порфиры, андезитовые порфириты и их туфы) и средне-верхнекарбоновые флишоидные молассовые отложения. Вулканогенные образования, широко распространенные в этой зоне, Т. Н. Далимов относит к липаритовой формации, которая объединяет зойскую (C_1v_1) и вахшиварскую (C_1v_1—n_1) свиты. Она представлена игнимбритами, туфами, туфолавами, туфобрекчиями, агломератами (эксплозивная фация), кварцевыми порфирами, гранит-порфирами (субвулканическая фация), эруптивными дайками, автокупольными брекчиями, фельзитами (экструзивная фация). В разрезе липаритовой формации значительное место также занимают вулкано-терригенные образования: туффиты, туфопесчаники, яшмы и осадочные породы (известняки, алевролиты, конгломераты). Интрузивы варисских гранитоидов

развиты ограничено; более характерен послеверхнекарбоновый комплекс малых порфировых интрузий гранитоидов.

Герцинская эндогенная металлогения рассматриваемой зоны обусловлена активизацией срединного массива в среднем и верхнем палеозое. В пределах этой зоны наиболее широко развиты месторождения семейства колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций, определяющих ее металлогенический профиль. Они размещаются в гетерогенных осадочно-вулканогенных образованиях визе-намюра, в пределах которых чередуются породы с контрастными химическими и физико-механическими свойствами.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение особенно интенсивно проявилось в пределах вулкано-тектонических депрессий и приурочено к зонам субширотных разломов с линейным проявлением липаритовой субвулканической фации (рис. 1). Эти ослабленные участки служили основными магмо- и рудоподводящими каналами. Наиболее значительные по масштабу месторождения сконцентрированы вдоль субширотной разрывной структуры оперения глубинного разлома, проходящей, по данным В. А. Королева, О. И. Черныха, Т. Н. Далимова, Б. Ф. Василевского севернее Хандизы.

Наряду с колчеданно-полиметаллическим оруденением в пределах зоны известны кварц-золоторудная и грейзен-кварц-вольфрамитовая минерализации в докембрийских сланцах, кварц-грейзеновая и кварц-турмалиновая в докарбоновых гранитах (Вахшивар), кварц-пирротиновая в среднекарбоновых габбро-перидотитах (Науранган), кварц-магнетит-гематитовая в зоне разломов в дайках лампрофиров и порфиритов (Вахшивар, Малянгур) и низкотемпературная кварц-барит-галенитовая (Апжур, Уолсах) в карбонатных образованиях.

С субмеридиональными зонами разрывных нарушений, к которым тяготеют пермские гранодиорит-порфировые малые интрузии (горы Сурхантау), связано проявление кварц-халькопиритового оруденения, имеющего сходство с меднопорфировым (И. Х. Хамрабаев и др.). С серпентинизированными ультрабазитами, приуроченными к Южно-Сурхантаускому глубинному разлому, ассоциирует сульфидно-никелевая минерализация.

Кугитангская зона охватывает южную часть региона и представлена фрагментом палеозойских образований среди покровных мезокайнозойских отложений Таджикской депрессии, обнажающихся в размытом ядре альпийской горст-антиклинали хр. Кугитангтау. Подавляющую часть Кугитангского выхода составляет крупный герцинский массив гранитоидов, в котором в виде ксенолитов и отдельных останцев в провесах кровли сохранились условно нижнекембрийские кварцево-слюдистые сланцы и нижнекарбоновые (C_1v_1—n_1) осадочно-вулканогенные (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; глинистые, песчано-глинистые и кремнистые сланцы; роговики, известняки, кислые эффузивы) и субвулканические образования. Все они трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего триаса и рэт-лейаса. Кугитангский массив сформировался в верхнем карбоне в течение трех последовательных фаз герцинского цикла магматизма, в процессе которых образовались интрузивные породы от диоритов и кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов (Исамухамедов и др., 1962). Верхнекарбоновый комплекс гранитов прорывается интрузией гранит-порфиров предположительно нижнепермского возраста, а также дайками аплитов, пегматитов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, лампрофиров, диабазовых порфиритов, кварцевых порфиров и ортофиров.

По возрасту, составу и другим особенностям герцинские образования района близки к подобным образованиям южной периферической части Южно-Гиссарской зоны. Сходство проявляется и в фациальности гранитов. Согласно исследованиям Т. Н. Далимова, В. И. Айзенштата, Э. Б. Алиева и В. Е. Головина, на южном склоне Гиссарского хребта и в хр. Кугитангтау широко проявлены гранитоиды мезоабиссальной фации (2,5—3,5 *км*) в отличие от Юго-Западно-Гиссарской зоны, которая характеризуется преимущественным развитием абиссальных гранитоидов (8—10 *км*). В связи с этим можно предположить однотипность и сходство Южно-Гиссарской и Кугитангской зон, что находит отражение в позднегерцинской металлогении.

В Кугитангской зоне, так же как и в Южно-Гиссарской развиты формации редкометальных пегматитов (Пегматитовый выход), скарново-магнетит-гематитовая (Тиллякан, Чуянкан, Шержант), скарново-оловорудная (Чуянкан), скарново-галенит-сфалеритовая (Заккан), кварц-шеелит-молибденитовая (Чуянкан) и др. Формирование скарново-магнетит-гематитового оруденения Восточного Кугитанга связано с проявлением батолитового комплекса гранитов. Оно сходно с Маляндским, Маставатским и другими рудопроявлениями Южно-Гиссарской зоны. Относительный его возраст определяется пересечением рудных зон нижнепермской интрузией гранит-порфиров и дайками основных пород (Поддубный, 1968).

Кварц-шеелит-молибденитовая формация приурочена к гидротермально измененным (окварцованным) роговикам и представлена минерализованными зонами дробления и трещиноватости, которые секутся всеми разновидностями основных даек.

Наряду с упомянутыми формациями для Восточного Кугитанга характерна также кварц-барит-флюорит-галенитовая, представленная серией флюоритовых жил в западном контакте Кугитангской интрузии с кварцево-слюдистыми сланцами (S_2?). Флюоритовые жилы пространственно тяготеют к участкам наибольшего распространения диабазовых и щелочных даек и штоков кварцевых порфиров, прорывающих граниты.

В Кугитангской зоне довольно широко проявлены альпийские низкотемпературные свинцово-цинковые и ртутные месторождения и и рудопроявления.

В вертикальном разрезе по геологическим и металлогеническим особенностям Юго-Западный Гиссар подразделяется на четыре резко отличных друг от друга структурно-формационных этажа: докембрийский, каледонский, герцинский и альпийский. Самый нижний — докембрийский структурный этаж в настоящее время вскрыт эрозией только в пределах Юго-Западно-Гиссарской структурно-формационный зоны; каледонский и герцинский, хотя и известны во всех трех зонах, существенно отличаются строением и масштабами проявления (табл. 2).

Таким образом, металлогения рассматриваемых зон, аналогично другим регионам (Смирнов, 1967; Твалчрелидзе, 1966), обусловлена специфическими особенностями каждого из этих регионов — определенной направленностью геологического развития и процессов рудообразования с преимущественным проявлением того или иного их этапа. Все это определило регионально-металлогеническую зональность территории Южного Узбекистана.

В Южном Узбекистане имеются месторождения и рудопроявления самых различных генетических типов и рудных формаций: от высокотемпературных пегматитовых до низкотемпературных кварц-барит-флюоритовых. Среди них колчеданно-полиметаллическое оруденение,

Сопоставление структурных этажей и ярусов различных структурно-формационных зон Южного Узбекистана (составлено на основе схем Ф. Р. Бенш, А. В. Покровского, А. Г. Кислицына и др.)

Этаж	Южно-Гиссарская зона (ярус)	Юго-Западно-Гиссарская зона (ярус)	Кугитангская зона (ярус)
Герцинский	**Пермо-триасовый.** Красноцветные молассы с горизонтами кислых туфов, плутонические дайки диабазовых порфиритов, лампрофиров и др.	**Пермо-триасовый.** Плутонические дайки диабазовых порфиритов, лампрофиров и другие.	**Пермо-триасовый.** Плутонические дайки диабазовых порфиритов, лампрофиров и др.
	Нижнепермский. Кислые туфы, трещинные тела кварцевых порфиров и аляскитоидных гранитов.	**Нижнепермский.** Малые порфировые интрузии гранит-порфира, гранодиорит-порфира, диорит-порфирита.	**Нижнепермский.** Кварцевые порфиры ($P_1-?$).
	Средне-верхнекарбоновый. ($C_2b_2 - C_3$) Карбонатно-терригенные отложения, гранитоиды позднегерцинского комплекса (C_3).	**Средне-верхнекарбоновый** ($C_2b_2-C_3$). Песчаники, гравелито-конгломераты, аргиллиты, известняки. Небольшие тела гранитоидов C_3	**Средне-верхнекарбоновый** ($C_2b_2-C_3$) Граниты, плагиограниты, гранодиориты и диориты, роговики, кварциты, глинисто-кремнистые сланцы.
	Намюр-нижнебашкирский ($C_1n - C_2b_1$). Терригенно-карбонатные отложения, эффузивы спилито-диабазовой формации, субвулканические тела габбро-диабазов, серпентинизированные габброиды. Андезиты и андезит-дацитовые порфириты и туфы; гранитоидный батолит.	**Намюр-нижнебашкирский** ($C_1n-C_2b_1$). Спилиты с прослоями и линзами известняков, известняки с прослоями яшмовидных пород, аргиллиты, алевролиты. Базальтоидные эффузивы развиты лишь в пределах зон активизации. Андезитовые толщи и вулканогенно-осадочная толща суффинской свиты отсутствуют. Субвулканические тела габбро.	**Намюр-нижнебашкирский** ($C_1n_2-C_2b_1$). Габбро, серпентинизированные и амфиболитизированные.
	Нижнекарбоновый $C_1v_1 - n_1$. Сланцы, песчаники с прослоями и пачками конгломератов, известняков, вулканомиктовых пород и эффузивов среднего и кислого состава.	**Нижнекарбоновый** ($C_1v_1-n_1$). Вулканогенные породы кислого и среднего состава липаритовые, дацитовые порфиры и их туфы, андезитовые порфириты, конгломераты, гравелиты, песчаники, туфопесчаники, туффиты, аргиллиты, алевролиты, доломиты, известняки. Субвулканические тела кварцевого порфира, гранит-порфира. Терригенные образования представлены сокращенными разрезами.	**Нижнекарбоновый** ($C_1v_1-n_1$). Конгломераты, алевролиты, известняки с прослоями туфоалевролитов, кварцевые порфиры и диабазовые порфириты.
Каледонский	**Девонский** ($Д_1$). Мраморизованные известняки, песчаники, аргилитовые сланцы, алевролиты, прослой кварцевых и фельзитовых порфиров.	**Нижнекембрийский** (Cm_1). Кварциты слюдистые, хлорит-серицитовые сланцы, кварцитовидные, биотитовые, серицит-биотитовые гнейсы; прослои конгломератов, графитовых сланцев; ортосланцы, ортоамфиболиты и др.	**Кембро-ордовик-силурийский.** Кварцево-слюдистые сланцы с прослоями амфиболитов, гнейсы.
	Кембро-ордовик-силурийский. Измененные кварцевые порфиры, альбитофиры, песчаники слюдистые и кварц-биотитовые сланцы, роговики, мраморы.		
Докембрийский		Орто- и парагнейсы андалузитовые, двуслюдяные, гранат-силлиманитовые сланцы, амфиболиты, кварциты.	

которому посвящается настоящая работа, распространено наиболее широко и определяет металлогенический облик Юго-Западно-Гиссарской структурно-формационной зоны. Оно сходно с типичными колчеданно-полиметаллическими месторождениями Рудного Алтая и имеет некоторые отличительные черты, обусловленные спецификой проявления магматизма и осадконакопления.

В Южно-Гиссарской структурно-формационной зоне также имеются колчеданные проявления, но в отличие от Юго-Западно-Гиссарской они связаны со спилито-диабазовой формацией, прослеживающейся вдоль южного склона Гиссарского хребта на несколько сот километров от р. Кафирниган до бассейна р. Кызылдарья.

Спилитовая толща (C_1—C_2) наиболее широко распространена в центральной части прогиба, где ее мощность достигает 1500 *км*. Она представлена, по данным Е. Н. Горецкой, П. К. Морозенко (1962) и Р. Б. Баратова (1966), спилитами, диабазовыми, реже андезитовыми порфиритами, туфобрекчиями, агломератовыми лавами спилитов и в подчиненном количестве известняками и песчаниками. Для пород этой толщи характерны процессы зеленокаменного преобразования, в результате чего они хлоритизированы, альбитизированы, местами превращены во вторичные кварциты. Аэромагнитной съемкой (Л. Н. Котляревский и др.) в пределах рассматриваемой зоны выявлен ряд положительных аномалий. Максимумы их совпадают с гематит-магнетитовыми, колчеданными, магнетит-халькопиритовыми рудопроявлениями и площадями повышенной концентрации ферромагнитных минералов в зеленокаменной толще, а также гранитоидными интрузиями повышенной основности. В пределах максимумов аномалий имеются поля с относительно низкими значениями Δz[1]. Они фиксируют, как и в других районах развития колчеданной формации, поля, перспективные на медно-колчеданное оруденение (Гамалеев, Панкратьев, 1971).

438

В западной части прогиба (район рек Танхазыдарьи, Қызылдаръи, Шатрут) преобладают интенсивно метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы среднего палеозоя[2] (кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-амфиболовые, кварц-полевошпатовые и т. п. сланцы с прослоями известково-хлористых сланцев и известняков).

Своеобразной для колчеданных месторождений и рудопроявлений Южно-Гиссарской зоны является их структурная позиция. Они располагаются, подобно месторождениям Иртышской зоны смятия и некоторым районам Урала, в пределах линейно вытянутых флексурно-разрывных структур. Все это, а также широкое развитие зон гидротермально измененных пород, наличие ореолов рассеивания меди позволяет считать Южно-Гиссарскую зону перспективной на медноколчеданный тип оруденения. Решение этого вопроса — предмет будущих работ.

---

[1] Вертикальная составляющая магнитного поля.

[2] Породы эти являются результатом метаморфизма преобладающих осадочных и вулканогенных пород контрастной липарит-базальтовой формации, представленной первоначально амфибол-пироксеновыми и диабазовыми порфиритами, возможно, спилитами, превращенными в порфиритоиды, и кварцевыми порфирами, фельзитами и туффитами, превращенными в порфироиды.

Глава II

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления находятся в пределах Юго-Западно-Гиссарской структурно-формационной зоны в Сурхантауских (Хандиза, Янгаклык), Чакчарских (Южный Карасан, Кызылсай, Чакчар, Харкуш) и Яккабагских (Сулукуль, Кульдара I, Вуары, Чекмень-Куйды) горах. Они характеризуются следующими особенностями (Панкратьев, 1963).

Все месторождения и рудопроявления локализуются в грабен-синклинальных структурах, заполненных осадочно-вулканогенными образованиями нижнекарбонового возраста. Эти структуры в центральной части характеризуются относительно большими мощностями осадочно-вулканогенных образований и насыщены экструзивными и субвулканическими фациями вулканитов. Оруденение закономерно концентрируется вокруг палеовулканических построек. Так, с Ходжабарку-Малянгурским палеовулканом ассоциирует месторождение Ходжабарку, Хандиза-Чорновинским — Хандизинское месторождение, Кызылдарьинским — рудопроявления Вуары, Чекменькуйды, Кульдара (П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова, Т. Н. Далимов).

Своеобразную группу колчеданно-полиметаллических рудопроявлений составляют Сулукуль, Карамкуль и Шильхазор, расположенные на границе двух крупных контрастно развивающихся структурно-тектонических единиц — Юго-Западно-Гиссарской и Южно-Гиссарской зон, находящихся в тесной связи с глубоко эродированными палеовулканическими постройками. Основная масса оруденения в них локализована в ксенолитах известняков, находящихся среди субвулканических и эффузивных образований кислого состава.

Локализуясь в вулкано-тектонических структурах (грабен-синклиналях), колчеданно-полиметаллическое оруденение размещается в крыльях и их перегибах в зонах межформационных и внутриформационных срывов, дробления, разлинзования и рассланцевания.

Особенно важно для локализации колчеданно-полиметаллического оруденения наличие литологически разнородных толщ, благоприятных для замещения пород (доломитов, средне-крупнообломочных кристалло-, лито- и витрокластических туфов липаритового порфира и серицит-хлоритовых и серицитовых метасоматитов, физико-механическая анизотропия вмещающих пород, а также наличие экранов.

Рудные тела имеют линзообразную и пластообразную формы и залегают большей частью согласно с вмещающими породами.

Оруденение ассоциирует с субвулканическими дайками кварцевого порфира, альбитофира, гранит-порфира, гранодиорит-порфира и диоритового порфирита.

Вмещающие оруденение породы претерпели интенсивный метаморфизм (окварцевание, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация и т. п.) вплоть до превращения их в серицитовые кварциты (туфы липаритового, липарит-дацитового порфира, андезитовые порфириты), серицитовые, хлоритовые метасоматиты.

Характерно преобладание сплошных метасоматических сульфидных руд над прожилково-вкрапленными и резкие границы между ними. Основными типами руд являются серноколчеданный, колчеданно-полиметаллический, полиметаллическо-колчеданный, существенно полиметаллический и существенно свинцово-цинковый.

Главные минералы в рудах: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, иногда блеклая руда, кварц, магнезиальный и магнезиально-железистый хлорит, серицит, реже барит. Среди сульфидов железа распространены генетические типы, соответствующие трем типам, по Б. И. Вейц: а) первичный коллоид сульфида железа, отложившийся в виде сажистого или гелеобразного вещества; б) мельниковит и мельниковит-пирит, образовавшиеся при разрушении кристаллического пирита до дисперсного состояния; в) сульфиды железа (пирит, пирротин), появившиеся в результате распада железистого сфалерита.

В сплошных рудах преобладают полосчатые, сланцевые, петельчатые (Хандиза, Янгаклык), брекчиевые и натечно-крустификационные (Южный Карасан) текстуры. Кристаллические зерна пирита проявляют ярко выраженную зональность роста, что характерно для пиритов из месторождений колчеданного типа (С. Н. Иванов, Т. Н. Шадлун и др.).

Руды характеризуются повышенным содержанием серебра, кадмия, висмута, селена, реже золота и других элементов, свойственных месторождениям колчеданно-полиметаллического типа. Поведение элементов-примесей в них зависит главным образом от минералов-носителей, каждому из которых свойствен свой микропарагенезис элементов: для пиритов это Ni, Co, As, Se, Au; для сфалеритов Cd, Ga, In, Hg, Ag; галенитов Se, Te, Ag, Bi; халькопиритов Sn, Ag, In и т. д.

В зонах окисления, в местах развития сульфидных залежей, часты участки лимонитизации, переходящие в образования типа «железных шляп».

При систематике рассматриваемых месторождений и рудопроявлений использованы принципы, разработанные для эндогенных месторождений Узбекистана (Малахов и др., 1966) и областей распространения колчеданно-полиметаллического оруденения (Иванкин и др., 1961; Кузнецов и др., 1966; Твалчрелидзе, 1966 и др.): условия образования месторождений, вещественный состав их руд, принадлежность к семейству рудных формаций, типу рудной формации и минеральному типу. Под рудной формацией мы понимаем группы месторождений со сходными парагенетическими ассоциациями минералов, образовавшимися в определенной последовательности в близких физико-химических и геологических условиях на определенных стадиях развития металлогенических зон. Название рудной формации дается по наиболее характерным минералам и металлам.

Родственные по происхождению рудные формации, генетически или парагенетически связанные с магматическим источником, сформировавшимся в определенной фазе или на определенном тектоно-магматическом этапе, и приуроченные к геологически одновозрастным струк-

Таблица 3

Семейство колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций Южного Узбекистана

Рудная формация	Минеральный тип	Главные минералы руд и элементы-примеси в них	Структурно-морфологический тип оруденения	Вмещающие породы	Околорудные изменения	Текстуры руд	Типовые рудопроявления
Медноколчеданная	Халькопирит-пирит-пирротиновый	Пирит, пирротин, халькопирит, кварц, серицит, хлорит (Mn, Ag, As, Bi, Ni, Co, Tl)	Линзовидные, пластообразные, метасоматические залежи сплошных руд в межформационных зонах дробления и рассланцевания на контакте с субвулканическими кварцевыми порфирами	Кварц-серицит-хлоритовые сланцы метаморфической толщи S_2 (?)	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, пиритизация, скарнирование	Массивная, полосчатая, вкрапленная	Кульдара
	Галенит-сфалерит-пиритовый	Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда, кварц, доломит, хлорит, серицит. (Mn, Ag, As, Bi, Ni, Co, Te, Ga, Se, Tl. Cd, Sn, Jn)	Линзообразные метасоматические тела в межформационных и внутриформационных зонах дробления и рассланцевания, зоны прожилково-вкрапленных руд	Доломиты, доломитистые известняки, андезитовые порфириты, песчаники, известняковистые алевролиты, туфы кислого состава	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, пиритизация	Массивно-полосчатые, сланцеватые, массивно-миндалевидная, натечно-крустификационная, прожилково-вкрапленная	Сулукуль, Южный Карасан, Кызылсай, Янгаклык, Ходжабарку
Колчеданно-полиметаллическая	Галенит-халькопирит-пирит-сфалеритовый	Сфалерит, пирит, галенит, халькопирит, блеклая руда, серицит, хлорит, кварц, доломит (Se, Te, Ag, Au, Bi, Cd, As, Ga, Jn)	Линзующиеся пластообразные и линзовидные тела в межформационных зонах дробления и рассланцевания; в замках и крыльях мелких антиклинальных складок; ореолы прожилково-вкрапленной минерализации в зонах интенсивной трещиноватости и рассланцевания	Мелко-,средне, крупнообломочные (кристаллолито,—витрокластические и др.) туфы липаритового порфира	Кварц-серицитовые, серицитовые, серицит-хлоритовые метасоматиты, пиритизация	Массивно-полосчатая, массивно-сланцеватая, массивно-петельчатая, брекчиевидная, штокверковая	Хандиза
	Галенит-сфалеритовый	Сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, (Ag, Bi, Se, Te, Cd, Ni, Co)	Зоны прожилково-вкрапленной минерализации в зонах дробления субширотных сбросов и надвигов, реже маломощные линзовидные метасоматические тела	Алевролиты, песчаники, андезитовые порфириты, туфы кварцевого порфира	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, пиритизация	Вкрапленная, штокверковая, прожилково-вкрапленная, брекчиевая, полосчатые	Чакчар, Харкуш, Вуары, Чекмень-Куйды
Барит-полиметаллическая	Кварц-барит-галенитовый	Кварц, барит, доломит, галенит, кальцит (Sr, Mn, Ag)	Линзы и гнезда, ветвящиеся прожилки в зонах дробления на контакте карбонатных и силикатных пород	Известняки	Окварцевание, доломитизация, анкеритизация, баритизация	Прожилковая, брекчиевая	Уолсах Апжур

турам, объединяются в семейства по принципу, предложенному А. А. Малаховым (Малахов, 1966, 1968). При этом предполагаются различные способы происхождения вещества рудных месторождений — вынос постмагматическими флюидами, заимствование из вмещающих пород и др.

Рудные формации в свою очередь подразделяются на минеральные типы, которые позволяют учесть особенности проявления формации в конкретных условиях рудных полей, а также количественные изменения минерального состава месторождений. Мы полагаем, что выявление и изучение минеральных типов, как наиболее дробных подразделений рудных формаций, и увязка их в формации и семейства составляют одну из главных задач крупномасштабных металлогенических исследований.

Анализ закономерностей размещения и условий формирования колчеданно-полиметаллических месторождений района позволил нам отнести их к одному генетическому семейству колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций.

Основанием для этого является приуроченность месторождений к одновозрастным палеовулканическим структурам, а также вертикальная и горизонтальная зональность размещения в их пределах различных типов полиметаллического оруденения. Горизонтальная зональность выражается в смене, с удалением от центров вулканизма, высоко-среднетемпературных (пирофиллиты — серицитовые кварциты с колчеданно-полиметаллическим оруденением) средне-низкотемпературными образованиями (полиметаллические и барит-полиметаллические); вертикальная в том, что полиметаллические руды с глубиной переходят в колчеданно-полиметаллические и колчеданные. Элементы-примеси также указывают на их генетическое родство.

В семейство колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций входят две основные формации: медноколчеданная и колчеданно-полиметаллическая, проявившиеся соответственно в каледонском и герцинском структурных этажах. Первая образовалась в ранние стадии гидротермального процесса, вторая — в результате интенсивного проявления последующей полиметаллической стадии.

К этому семейству может быть отнесена и барит-полиметаллическая формация (рудопроявления Уолсах, Апжур), однако, в настоящее время степень ее изученности недостаточна. Таким образом, намечается ряд последовательно развивающихся изогенетических рудных формаций этого семейства: медноколчеданная — колчеданно-полиметаллическая— барит-полиметаллическая. По вещественному составу месторождения в пределах рудных формаций подразделяются на минеральные типы, приведенные в предлагаемой классификации (табл. 3); главнейшие из них кратко охарактеризованы в настоящей работе.

МЕДНОКОЛЧЕДАННАЯ ФОРМАЦИЯ

Халькопирит-пирит-пирротиновый минеральный тип

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ КУЛЬДАРА

Рудопроявление Кульдара открыто В. М. Бирюковым, изучалось С. Т. Бадаловым, И. М. Голованом, Б. Ф. Василевским, П. В. Панкратьевым, В. И. Лазуренко и др. В 1963 г. оно было отнесено П. В. Панкратьевым к медноколчеданной формации. Месторождение

расположено на северном склоне Яккабагских гор в верховьях сая Кульдара, на левом его борту, в пределах Кызылдарьинского рудного поля, представляющего собой вулкано-тектоническую структуру. Согласно Т. Н. Далимову, строение этой структуры таково. Центральная часть сложена Кызылдарьинским субвулканическим массивом, имеющим форму сложного асимметричного лакколита, корневая часть которого тяготеет к зоне крупного Южно-Гиссарского разлома. Лакколит сложен гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, сферолитовыми порфирами и прорывается молодыми дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и ортофиров (C_3—P_1). Кызылдарьинский субвулканический массив образует внутриформационную залежь среди отложений вахшиварской свиты (C_1v_2—n_1) и сопровождается по периферии своими экструзивно-эксплозивными эквивалентами. Полоса пирокластических пород, представленных игнимбритами, литокластическими туфами, кластолавами, брекчиями и другими вулканогенно-осадочными породами, закономерно обрамляет массив.

Известные в этом районе полиметаллические рудопроявления также располагаются зонально вокруг палеовулканов. В периферической части вулканической постройки — по фельзит-порфирам и кварцевым порфирам развиты поля пирофиллитов. В некотором удалении они сменяются серицитовой фацией вторичных кварцитов с колчеданно-полиметаллической минерализацией (рудопроявления Вуары и Чекмень-Куйды). В наибольшем удалении от субвулканических гранит-порфиров размещается кварц-барит-галенитовое оруденение (рудопроявления Апжур и Уолсах).

С глубиной галенит-сфалеритовый минеральный тип сменяется серноколчеданным и медноколчеданным, отчетливо проявленными на рудопроявлении Кульдара.

Рудопроявление Кульдара занимает особое место среди полиметаллических месторождений Южного Узбекистана, так как располагается в интенсивно метаморфизованной толще условно верхнесилурийского возраста на границе Южного и Юго-Западного Гиссара.

Метаморфическая толща представлена кварц-актинолит-хлоритовыми, кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, хлорит-эпидот-актинолитовыми, хлоритовыми, амфиболовыми и другими сланцами с линзами (мощностью до 10—20 *м*) мраморизованных и глинистых известняков. Мощность этой толщи около 400 *м*. Разрез венчается несогласно залегающими юрскими отложениями.

Широко распространены субвулканические дайки кварцевого порфира (мощностью до 20 *м*) нижнекарбонового возраста, согласно залегающие среди сланцев (рис. 2).

Основным элементом тектоники на рудопроявлении является Кульдаринская антиклиналь запад-северо-западного простирания, осложненная складками второго порядка, которые сопровождаются зонами дробления и рассланцевания. Породы, слагающие крылья антиклинали, разбиты крутопадающими структурами поперечных сбросов.

Оруденение приурочено к зонам дробления и рассланцевания хлоритизированных, серицитизированных, окварцованных и пиритизированных пород на контакте их с дайками кварцевого порфира. С поверхности рудные тела представлены реликтами линз сплошного колчедана в «железных шляпах». С глубиной они переходят в халькопирит-пирит-пирротиновые залежи, что указывает на обычную вертикальную зональность, характерную для данного типа месторождений, и перспективность рудопроявления на медь.

Зона окисления простирается до глубины 12—15 *м*. Нижняя граница ее неровная.

Главными минералами руд являются халькопирит, пирротин, пирит, кварц, хлорит. В виде субмикроскопических включений и прожилков фиксируется сфалерит и галенит; в незначительном количестве встречаются магнетит и гематит.

Первичные руды представлены сплошными и прожилково-вкрапленными, причем первые резко преобладают. В сплошных рудах наиболее распространены массивная, брекчиевидная, полосчатая, сланцеватая

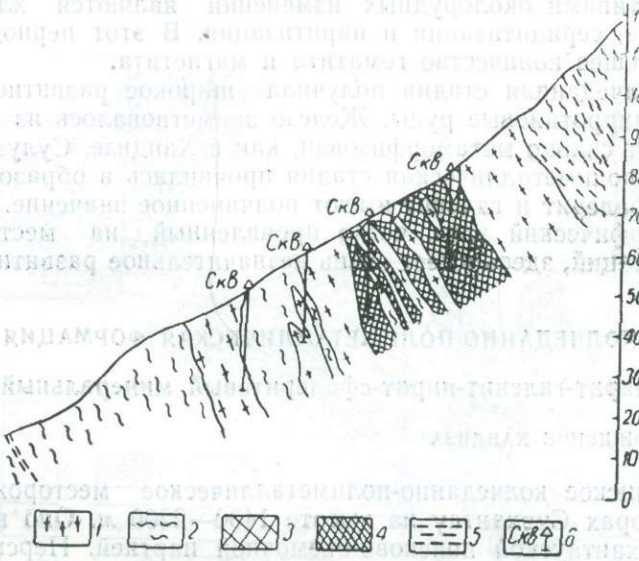


Рис. 2. Геологический разрез через рудопроявление Кульдара (составили В. М. Бирюков, В. И. Лазуренко).

1—кварцевые порфиры, альбитофиры, фельзит-порфиры; *2*—сланцы хлоритовые, амфиболовые, хлорит-эпидот-амфиболовые, хлорит-известковые, кварц-хлоритовые и др. с линзами мраморизованных и глинистых известняков; *3*—железная шляпа; *4*—тела медноколчеданных (пирит, пирротин, халькопирит) руд; *5*—зоны дробления, брекчирования и повышенной трещиноватости пород, *6*—скважины.

текстуры; вкрапленным рудам присущи рассеянно-, пятнисто-, полосовидно-вкрапленные. Характерна для рассматриваемых руд отчетливо выраженная микроплойчатость, согласующаяся с плойчатостью и рассланцованностью вмещающих их сланцев. Халькопирит, главный рудный минерал, ассоциирует с пиритом и пирротином, выполняя промежутки между пирит-пирротиновыми сплошными агрегатами, цементирует катаклазированные кристаллы и образует около них оторочки.

В сланцах с налетами медной зелени и церуссита обнаружены примеси серебра (0,0014%), висмута (0,003%), кобальта (0,027%), селена (0,0002%), теллура (0,0006%) и галлия (0,0014%).

В гипогенных рудах присутствуют примеси серебра, висмута, никеля, кобальта, селена, теллура, мышьяка и др.

Для различных вмещающих пород характерна специализация на определенные элементы. Так, в кварцевых порфирах медь находится в количестве, в 4—5 раз превышающем кларк, в кварц-амфиболит-хлоритовых сланцах цинка в 5 раз больше кларка.

В распределении оруденения резко проявляется влияние геохимически контрастных сред: в сланцах на контакте с дайкой кварцевого порфира концентрируется колчеданное оруденение, в известковистых скарнах (пироксен-диопсид-геденбергитовых) — наложенные вкрапленные свинцово-цинковые руды.

Оруденение сформировано в три стадии этапа рудообразования: стадию гидротермального изменения вмещающих пород, серноколчеданную и первую полиметаллическую. В первую стадию образованы кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые зоны гидротермального метаморфизма. Основными типами околорудных изменений являются хлоритизация, окварцевание, серицитизация и пиритизация. В этот период образовалось наибольшее количество гематита и магнетита.

Серноколчеданная стадия получила широкое развитие: образовались пирит-пирротиновые руды. Железо заимствовалось из вмещающих пород. Пирит сильно метаморфизован, как в Хандизе, Сулукуле и др.

Первая полиметаллическая стадия проявилась в образовании халькопирита; сфалерит и галенит имеют подчиненное значение.

Метаморфический этап, четко проявленный на месторождениях других формаций, здесь имеет очень незначительное развитие.

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Халькопирит-галенит-пирит-сфалеритовый минеральный тип

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ХАНДИЗА

Хандизинское колчеданно-полиметаллическое месторождение находится в горах Сурхантау на высоте 1400—2200 *м*. Оно выявлено в 1957 г. Сурхантауской поисково-съемочной партией. Перспективы месторождения первоначально связывались со свинцово-цинковым оруденением в карбонатных породах, что практически не отличало его от известных в районе полиметаллических рудопроявлений, получивших из-за малых масштабов отрицательную оценку.

Установление полиметаллического оруденения в вулканогенной толще, отнесение месторождения к колчеданно-полиметаллическому типу, установление большого сходства с аналогичными рудно-алтайскими месторождениями существенно изменило представление о его перспективах и направлении дальнейших поисково-разведочных работ.

Вопросы геологии месторождения изучали А. Д. Шмулевич, О. И. Черных, В. Е. Маторин, А. В. Головченко, П. В. Панкратьев, А. Г. Шмелев и др.; геолого-структурные особенности — Н. И. Крылов, Е. П. Мещеряков, З. Мурадов, Н. А. Кочетков, Т. Э. Видусов, М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, Е. И. Филатов, Н. А. Пережняк и др.; минералогию и геохимию руд — Б. Ф. Василевский, С. Т. Бадалов, П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова и З. С. Журавлева.

Геологическая характеристика Хандиза-Чорновинского рудного поля

Рудное поле включает собственно Хандизинское полиметаллическое месторождение (центральный и северо-восточный участки) и рудопроявления Чинарсай, Майдансай, Новасай, Чорнова, Гуруд, Янгаклык (рис. 3). Оно сложено комплексом метаморфических пород нижнего палеозоя, осадочно-вулканогенной толщей нижнего карбона (визе и намюра) и мезокайнозойскими осадочными образованиями.

Рудное поле в структурном отношении представляет собой опущенный блок осадочно-вулканогенных пород нижнего карбона, ограниченный двумя зонами крутопадающих разломов субширотного простирания. Он разбит продольными нарушениями, по которым отдельные его части ступенчато погружаются в северо-восточном направлении, образуя грабен-синклинальную вулкано-тектоническую структуру северо-западного простирания.

Наиболее тектонически ослабленными частями этой структуры являются центральная и периферийная, где сформированы вулканиче-

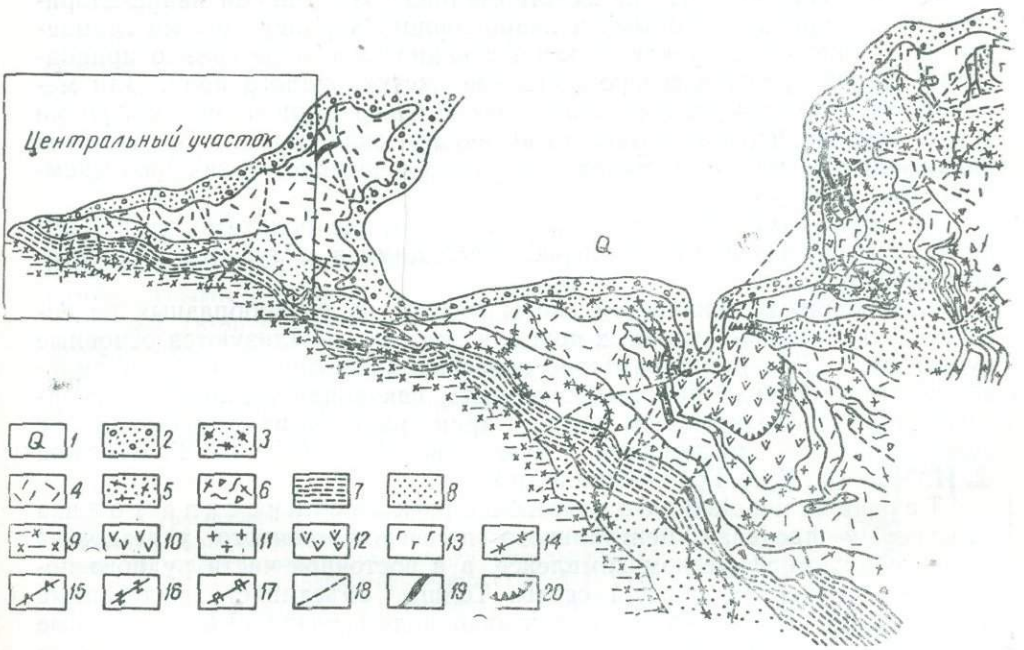


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Хандизинского рудного поля (составлена по материалам А. В. Головченко, Н. А. Кочеткова, А. Г. Шмелева, Т. Н, Леухиной, Е. К. Поставцева, В. С. Родченко).

1—четвертичные отложения; *2*—мезозойские отложения. Вахшиварская свита (C_1v_2—n_1); *3*—верхневулканогенная толща (C_1n_1); *4*—терригенно-карбонатно-вулканогенная толща (C_1n_1); *5*—нижневулканогенная толща (C_1v_3); *6*—лавы, туфолавы, крупнообломочные туфы липаритового порфира ближе нерасчлененные; *7*—терригенно-карбонатно-пирокластическая толща (C_1v_2). Зойская свита (C_1v_1): *8*—терригенно-вулканогенная толща (C_1v_1). Хандизинская свита (Cm_1): *9*—гнейсы и сланцы (Cm_1). Интрузивные породы: *10*—кварцевые порфиры ($n\lambda C_1$); *11, 14*—гранит-порфиры ($n\gamma C_1$); *12*—андезито-дацитовые порфириты ($n\alpha p\ C_1$—C_2); *13*—габбро и габбро-диабазы (νC_1n—C_2b); *15*—сиенито-диорит-порфириты ($\xi\delta\pi\ C_2$—C_3); *16*—диоритовые порфириты ($\delta\pi\ C_2$—C_3); *17*—диабазовые порфириты ($\beta\pi$ P—T); *18*—разрывные нарушения; *19*—рудные тела; *20*—границы некков.

ские аппараты. Ядро ее сложено субвулканическими интрузивными телами гранит-порфиров, кварцевых порфиров, андезито-дацитов и габбро-диабазов, сопровождающимися мелкими апофизами в виде секущих даек или согласных интрузивных залежей. Корневая часть субвулканических образований тяготеет к зоне «эффузивного разлома». В районе Чорновы, Гуруда обнажается значительная по площади, переходящая в силлообразную залежь, интрузия габбро-диабазов; в водораздельной части Новасая и Майдансая А. Г. Шмелевым установлено несколько некков андезито-дацитовых порфиритов.

На юго-западе рудного поля среди пород метаморфического комплекса залегает крупное тело гранито-гнейсов штокообразной формы донижнекарбонового возраста.

Особая роль в строении рудного поля принадлежит породам эксплозивной и эффузивной фаций нижнекарбонового вулканизма. Они отчетливо стратифицированы и слагают терригенно-вулканогенную, терригено-карбонатно-пирокластическую, нижнюю вулканогенную, карбонатную, терригенно-карбонатно-вулканогенную, верхнюю вулканогенную толщи, объединяемые в зойскую и вахшиварскую свиты, залегающие на породах метаморфического комплекса с резким угловым и азимутальным несогласием (рис. 4).

Комплекс метаморфических пород представлен двуслюдяными орто- и парагнейсами, а также мезотермально измененными кварц-хлоритовыми, серицит-хлоритовыми и кварц-серицит-кордиеритовыми сланцами. Они обнажаются узкой полосой в южной и в виде сильно приподнятой горной гряды в северо-восточной частях рудного поля. Для метаморфического комплекса характерны высокая ступень метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации, интенсивная складчатость и наличие признаков гранитизации. Возраст комплекса датируется как нижнекембрийский.

Зойская свита представлена песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами, гравелитами, переслаивающимися с туфами липаритового порфира.

Отложения вахшиварской свиты состоят из разнообразных по составу вулканогенно-осадочных пород, в которых локализуются основные рудные тела. Для них характерно переслаивание, линзование, выклинивание и интенсивная деформированность, связанная с динамометаморфизмом и рассланцеванием толщ. Характеристика их приводится с использованием материалов Хандизинской ГРЭ (А. Г. Шмелев, О. И. Черных, Е. А. Головченко и др.).

Терригенно-карбонатно-пирокластическая толща залегает в пределах центрального и северо-восточного участков на древнем метаморфическом комплексе, а в восточной части рудного поля — на отложениях зойской свиты. Толща объединяет выделенные ранее (О. И. Черных, А. Е. Головченко и др.) базальный (базальные конгломераты, туфы липаритового порфира, песчаники), песчано-сланцевый (песчаники, кварцевые гравелиты с прослоями алевролитов, известковистых алевролитов, алевролитовых и реликтовых туфов, туфы липаритового порфира) и карбонатно-кремнистый (доломиты, известковые и известковистые доломиты, доломитистый и мраморизованный известняки, ленточно-слоистые микрокварциты) горизонты. Мощность ее в среднем составляет 90 *м*.

Нижняя вулканогенная толща (C_1v_3) обнажается в пределах месторождения и в низовьях р. Чорнова. Она отличается резкими фациальными переходами литологических разностей и непостоянством разрезов в различных частях рудного поля. По ее подошве условно проводится граница между средним и верхним визе (О. И. Черных, А. Е. Головченко, А. Г. Шмелев и др.). Толщу слагают лито- и кристаллокластические туфы липаритовых порфиров (средне-крупнообломочные до агломератовых) с прослоями и линзами витрокластических туфов, микрокварциты и кварциты, переслаивающиеся между собой; крупнообломочные, лапиллиевые до агломератовых, спекшиеся и стекловатые туфы липаритовых порфиров с прослоями и линзами среднеобломочных кристаллокластических туфов того же состава; чередующиеся между собой средне-крупнообломочные, лапиллиевые, в разной степени спекшиеся туфы, аналогичные туфолавы и кластолавы липаритового состава, липарит-дацитовые туфы.

В восточной части рудного поля (басс. р. Чорнова) также развиты переслаивающиеся туфолавы, агломератовые кластолавы и флюидальные риолитовые порфиры. По размеру обломков различаются риолитовые кластолавы, отличающиеся преобладанием грубообломочных агломератовых пород и риолитовые порфиры и туфолавы, в которых преобладают мелкообломочные и лавовые разности. Мощность толщи составляет 160 *м*.

Карбонатная толща (C_1V_3) развита в районе р. Чорнова. Её слагают преимущественно карбонатные породы (кремнистые, доломитистые известняки), а также кремнистые яшмовидные породы, алевролиты, филлитовые сланцы. Мощность толщи 45 *м*.

Терригенно-карбонатно-вулканогенная толща (C_1n_1) широко развита на площади месторождения и в районе р. Чорновы вблизи контакта с юрой. Она представлена терригенными кластическими, карбонатными и туфогенно-осадочными отложениями (конгломераты, песчаники, пестроокрашенные туфоалевролиты, туфы липаритового порфира, средне- и крупнозернистые доломитистые и анкеритизированные известняки). Мощность толщи — 130 *м*.

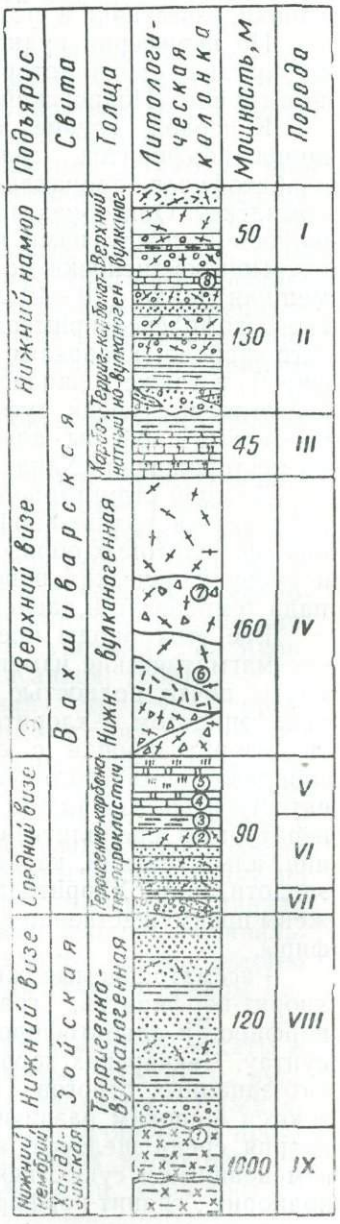


Рис. 4. Стратиграфическая колонка домезозойских образований Хандизинского рудного поля и положение в ней колчеданно-полиметаллического оруденения (составлена на основе стратиграфических схем А. Г. Шмелева, О. И. Черныха, А. В. Головченко, Н. А. Кочеткова, А. Г. Кислицына и др.).

I—лавы, туфы липаритового порфира, песчаники; *II*—конгломераты песчаники, алевролиты, туфы липаритового порфира, известняки; *III*—кремнистые известняки, кремнистые породы, алевролиты; *IV*—липаритовые порфиры, их туфолавы и туфы (крупно-, средне-мелкообломочные, кристалло-, лито-, витрокластические) с прослоями кремнистых пород, алевролитов; *V*—известняки, доломиты, кремнистые породы, микрокварциты, витрокластические туфы липаритового порфира; *VI*—мелко-, среднеобломочные туфы липаритового порфира, песчаники, алевролиты; *VII*—базальные конгломераты, песчаники; *VIII*—базальные конгломераты, песчаники, алевролиты, мелко-, среднеобломочные туфы липаритового порфира; *IX*—двуслюдяные орто- и парагнейсы, кварц-хлоритовые, серицит-хлоритовые и кварц-серицит-кордиеритовые сланцы.

1—секущие согласные тела кварц-сфалерит-пиритового состава (центральный участок); *2*—линзы колчедана (центральный, северо-восточный участки); *3*—прожилково-вкрапленные галенит-сфалеритовые руды (северо-восточный участок); *4*—линзы сплошных руд галенит-сфалерит-пиритового состава (центральный участок, Гуруд,); *5*—прожилково-вкрапленная галенит-сфалеритовая минерализация; *6*—согласные пластообразные тела сплошных руд халькопирит-галенит-пирит-сфалеритового состава и зоны прожилково-вкрапленного оруденения того же состава (центральный участок); *7*—согласные линзообразные тела халькопирит-галенит-сфалеритовых руд (Чинарсай); *8*—согласные линзы сплошных пирит-галенит-сфалерит-халькопиритовых руд (Чорнова).

Верхняя вулканогенная толща (C_1n_1) развита на северо-восточном участке и в районе Чорновы, в верхней части разреза палеозоя. Ее слагают лавовые, туфовые и туффитовые образования кислого состава, переслаивающиеся между собой (липаритовые порфиры и их кластолавы, агломератовые лавы липаритов с бомбами и лапиллями, флюидальные риолитовые порфиры, лито-кристаллокластические агломератовые туфы липаритового порфира с прослоями стекловатых

витрокластических туфов, липаритовые порфиры с линзами кластолав и прослоями средне- и крупнообломочных туфов, средне- и крупнообломочные туфы липаритового порфира).

На поверхности палеозоя несогласно залегают конгломераты, песчаники, известняки и углистые сланцы триаса и юры.

По периферии рудного поля широко развиты дайки разнообразного состава, среди которых четко различаются три основные возрастные группы (Покровский, Панкратьев, 1965).

К первой группе относятся субвулканические дайки кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров и альбитофиров, принадлежащие к нижнекарбоновому вулканическому комплексу. Они образуют единый петрогенетический ряд, определяемый наличием между ними постепенных переходов; располагаются в виде прерывистой цепочки по периферии рудного поля. Примером является мощная дайка (20—40 *м*), протягивающаяся в породах метаморфического комплекса примерно параллельно его контакту с породами нижнего карбона (кварцевые порфиры, переходящие местами в гранит-порфиры), а также межпластовая в доломитах (гранодиорит-порфиры) и субсогласные среди туфов липаритового порфира (гранит-порфиры, кварцевые порфиры, альбитофиры, микродиориты) центрального участка месторождения Хандиза.

Важной структурной особенностью этой группы даек, особенно гранодиорит- и гранит-порфиров, является довольно широкое развитие в них сферолитовых образований, которые характерны для вулканогенных и субвулканических пород, формирующихся в условиях резкого перепада температур и давлений.

Все эти породы претерпели интенсивные автометаморфические и постмагматические изменения, в результате чего слагающие их плагиоклазы почти полностью замещены серицитом, альбитом, карбонатом, реже эпидотом и хлоритом; калишпаты нацело пелитизированы, а биотит хлоритизирован с образованием рудной пыли и линзообразных скоплений землистого сфена. Кроме того, эти породы в зонах трещиноватости и вблизи полиметаллических рудных тел претерпели среднетемпературную пропилитизацию, выражающуюся в общей их серицитизации, альбитизации, карбонатизации, окварцевании, пиритизации, реже эпидотизации. Хлоритизации, карбонатизации и эпидотизации подвержены преимущественно кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры.

Рассматриваемые жильные породы аналогичны дайкам кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит- и гранит-порфиров, кварцевых порфиров и альбитофиров, широко развитым в северной части хр. Байсунтау, Чакчарских горах, на юге гор Сурхантау и других районах юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Все они также характеризуются широким развитием сферолитовых образований, преобладанием натрия среди щелочей, автометаморфическими и постмагматическими изменениями и существенно отличаются от верхнепалеозойских даек гранодиорит-, гранит-порфиров в бассейне р. Чош (Южный Гиссар), пересекающих герцинские граниты Чормагольского массива.

Вторая группа даек представлена кварцевыми диорит-порфиритами, кварцевыми сиенито-диорит-порфиритами, переходящими в соответствующие порфировидные разности. Они образуют секущие тела северо-западного простирания и межпластовые — субширотного. Падение даек в основном крутое, почти вертикальное, мощность непостоянная (до 8 *м*). Возрастное положение их определяется тем, что они прорывают гранодиорит-порфиры и, в свою очередь, пересекаются лампрофи-

ровидными диабазовыми порфиритами следующей группы даек. Эти породы несут в себе многие черты контаминированных гранитоидов, весьма близки к кварцевым диоритам и сиенито-диоритам второй фазы герцинского (C_2—C_3) гранитоидного интрузивного комплекса и являются его производными.

Третья группа даек представлена лампрофировидными диабазовыми порфиритами. Они, аналогично более ранним дайкам, имеют субширотное простирание, но отличаются очень крутым, почти вертикальным падением. Мощность их колеблется от 1,5 до 5 *м*.

В отличие от рассмотренных выше жильных пород, дайки этой группы характеризуются незначительными изменениями, выражающимися в серицитизации, соссюритизации (с сопутствующей деанортизацией) плагиоклазов и хлоритизации темноцветных минералов, которые не выходят за пределы обычных автометаморфических преобразований. Породы этой группы даек по составу варьируют от долеритов, через диабазы, до лампрофиров. Не исключено также, что лампрофиры представляют собой самостоятельные образования, близкие по времени внедрения к диабазам.

Дайки описываемой группы — наиболее молодые жильные породы района.

Из краткой характеристики фациального состава вулканогенных пород, площадей их развития следует, что Хандизинское рудное поле представляет собой палеовулканическую постройку. Формирование его структуры на наш взгляд, обусловлено двумя основными факторами: сложно и длительно протекающим вулканическим процессом и сопровождающими его тектоническими движениями, аналогично хорошо изученным вулкано-тектоническим структурам рудного Алтая (Г. Ф. Яковлев и др.) и центрального Казахстана (Каюпов, Каипов, 1969).

Хандиза-Чорновинская вулкано-тектоническая структура, представляющая собой грабен-синклиналь, имеет форму получаши с общим воздыманием к юго-востоку, где в результате эрозии на поверхность выходят нижнекарбоновые отложения и подстилающий их нижнекембрийский метаморфический комплекс. Грабен-синклиналь ограничена с севера и юга выходами древнего метаморфического комплекса; северо-восточный его выход, согласно данным О. И. Черныха, приподнят по отношению к южному на 800 *м*. Углы падения крыльев синклинали 30—45°. Они осложнены многочисленными мелкими брахиантиклинальными складками субширотного простирания. Их южные крылья обычно более крутые, чем северо-восточные, что свидетельствует о южном направлении коробления крыла.

Более пластичные породы (алевролиты и микрокварциты) сжаты в относительно мелкие складки, а жесткие (доломиты, песчаники, вулканогенные породы) образуют складки бóльших размеров. Важную роль играет характер сочетания пород различной пластичности и прочности (Мурадов, 1965). Общими чертами всех складок являются их небольшая протяженность (обычно не более 100 *м*) и субширотное простирание.

Немалое значение имеют разрывные нарушения. Среди них выделяются согласные с напластованием пород и секущие. К последним относятся субширотные нарушения, ограничивающие рудное поле. Наиболее крупным является тектонический контакт между метаморфической толщей докембрия и отложениями нижнего карбона, имеющий характер сбросо-сдвига (Н. И. Крылов, Е. П. Мещеряков). Почти параллельно этой структуре развиты разрывные крутопадающие нарушения, по которым смещены отдельные блоки рудного поля. К наибо-

лее протяженному нарушению в центральной части рудного поля пространственно приурочен крупный массив габброидов. Это нарушение некоторые исследователи считают главным рудоподводящим (В. А. Королев, О. И. Черных и др.).

Для описываемого рудного поля характерны также нарушения надвигового типа: межформационные и внутриформационные срывы, секущие надвиги, которые (З. Мурадов, 1965) в сочетании со складчатыми структурами являются основными рудолокализующими. Они формировались одновременно с перемещением отдельных блоков по указанным региональным субширотным нарушениям. Время их заложения, вероятно, связано с процессом формирования Хандиза-Чорновинской грабен-синклинали. Последующие тектонические усилия привели к еще большему развитию нарушений этого типа. Межпластовые срывы, надвиги образуются на границе пород с различными механическими свойствами. Они наблюдаются на контакте доломитов с песчаниками, доломитов и микрокварцитов, микрокварцитов и туфов липаритового порфира, на контакте последних с туфами липарит-дацитового порфира, между литологическими разновидностями туфов липаритовых порфиров и т. п.

По простиранию зоны формационных срывов прослеживаются на расстояния от нескольких десятков метров до полутора километров. Внутриформационные нарушения характеризуются значительно меньшей протяженностью. Плоскость падения их согласна с падением рудовмещающих пород, а амплитуда перемещений достигает 10—15 *м*.

Секущие надвиги ориентированы под некоторым углом к падению пород и имеют по отношению к ним более крутые или более пологие углы падения. Продольные разрывы по простиранию превышают размеры складок, к которым приурочено оруденение, они выражены главным образом зонами дробления.

В рудном поле широко распространены поперечные и косые, по отношению к напластованию пород, сколовые разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного простираний, диагональные по отношению к общему простиранию складчатых структур. Они представляют собой сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги с крутыми углами падения. Этими нарушениями крыло Хандиза-Чорновинской грабен-синклинали разбито на блоки.

Сколовые разрывные нарушения пересекают все рассматриваемые выше пликативные и дизъюнктивные структуры, смещая их на 20—30 *м*. Такие перемещения обусловили типично блоковый характер структуры месторождения. Эпоха альпийского тектогенеза проявилась в обновлении дорудных и послерудных разрывных нарушений, на что указывает наличие глинки трения минерализованных пород и окатанность обломков сульфидной руды; образование послерудных сбросов меридионального направления; продолжение нарушений из пород палеозоя в породы мезозоя. С альпийским тектогенезом связано формирование окончательного структурного плана месторождений.

Основной структурой, локализующей колчеданно-полиметаллическое оруденение, является Хандиза-Чорновинская грабен-синклиналь. Здесь оруденение распределяется неравномерно и приурочено к определенным толщам пород: андалузит-кордиерит-мусковит-кварцевым сланцам нижнего кембрия; терригенно-карбонатно-пирокластической, нижней вулканогенной, терригенно-карбонатно-вулканогенной (рис. 4). Общий вертикальный размах оруденения составляет около 500 *м*. В соответствии с положением оруденения в вертикальном разрезе выделяется 4 рудные зоны: Южная, Нижняя, Северная и Верхняя.

Южная рудная зона приурочена к полосе сбросо-сдвига, осложняющего контакт палеозоя и докембрия в южной части рудного поля. Здесь на центральном участке известно несколько мелких (0,3×2 *м*) линзовидных тел прожилково-вкрапленных руд (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, кварц, хлорит) с содержанием свинца от десятых долей до 1,75% и цинка до 0,15%. Среди метаморфических сланцев имеются также маломощные согласные линзы сплошных руд кварц-сфалерит-пиритового состава, секущие и согласные кварц-пиритовые жилы и зоны прожилковой и штокверковой колчеданной минерализации. В районе Чорнова среди гнейсов нижнего кембрия в зонах дробления известна прожилково-вкрапленная халькопиритовая минерализация.

Нижняя рудная зона характеризует оруденение терригенно-карбонатно-пирокластической толщи центрального участка, Майдансая, Гуруда I. Оруденение в пределах этой зоны прерывисто и многоярусно. В песчаниках и микрокварцитах сульфидная минерализация представлена редкой вкрапленностью пирита и тонкими прожилками галенита и сфалерита, тяготеющими к контакту с доломитами или известковистыми алевролитами. Наиболее значительные скопления образует пирит в окремненных песчаниках, где слагает густовкрапленные колчеданные рудные тела иногда значительных размеров. В карбонатных породах на контакте с песчаниками или микрокварцитами развиты галенит-сфалерит-пиритовые руды с примесью халькопирита, а также участки серноколчеданных руд. С глубиной в них увеличивается содержание меди. Отношение свинца к цинку на поверхности равно 1 : 0,6—1 и с глубиной уменьшается до 1 : 2 и менее.

Средняя рудная зона приурочена к породам нижней вулканогенной толщи и контролируется согласными зонами дробления и рассланцевания. Форма рудных тел пластообразная и линзообразная; руды метасоматические, массивные, реже прожилково-вкрапленные, по минералогическому составу колчеданно-полиметаллические (халькопирит-галенит-пирит-сфалеритовые) и существенно полиметаллические. С глубиной отношение свинца к цинку и меди уменьшается.

В этой зоне находится главная рудная залежь центрального участка месторождения Хандиза, строение которой будет рассмотрено ниже.

Верхняя рудная зона находится в терригенно-карбонатно-вулканогенной толще. Наиболее отчетливо она проявлена на участках «Ласточкино гнездо» в туфах липаритового порфира (вкрапленная галенит-сфалеритовая минерализация) и Чорнова — в зонах будинажа в известняках (сплошные пирит-галенит-сфалерит-халькопиритовые руды).

Во всех рудных зонах рудные тела размещены в зависимости от структурной обстановки. Благоприятными для рудоотложения оказались межпластовые разрывы, полости отслоения и зоны дробления на контакте пород с различными механическими и химическими свойствами (например, доломитов и микрокварцитов), сочетания пликативных структур с межпластовыми разрывными нарушениями, зоны дробления и рассланцевания (З. Мурадов, 1965).

Рудные тела представлены пласто- и линзообразными, седловидными залежами, обычно вытянутыми по простиранию пород, и имеют сложное строение. Местами они смещены сдвиговыми послерудными нарушениями.

Строение месторождения Хандиза

Характерной особенностью Хандиза-Чорновинской грабен-синклинали является резкое уменьшение мощностей всех горизонтов вулканогенно-осадочной толщи нижнего карбона с удалением от главной оси этой структуры. Месторождение приурочено к сокращенной части разреза, характерной для периферических областей вулканогенных зон. Оно представлено главной рудной залежью, заключенной в нижней вулканогенной толще, и серией рудных тел в доломитах терригенно-карбонатно-пирокластической толщи (рис. 5).

Рудные тела в доломитах образуют серию кулисообразно расположенных линзовидных тел протяженностью от 15—20 до 100—150 *м* при сравнительно небольшой мощности. Характерная черта данного типа — неравномерность степени концентрации рудного вещества как по простиранию, так и по падению. Рудные тела локализуются преимущественно вдоль тектонически нарушенного контакта доломитов и песчаников, фиксирующегося зонами дробления, разлинзования и рассланцевания этих пород. В песчаниках формируются серноколчеданные сплошные руды, в доломитах они обогащены галенитом, сфалеритом и меньше халькопиритом, количество которого с глубиной увеличивается. Концентрации свинца, цинка обычно не превышают 2,5%. Отличительной особенностью рассматриваемого оруденения является также крупнокристаллическое строение и интенсивный динамометаморфизм руд. Размер отдельных кристаллов пирита достигает 6 *см* в поперечнике. Внутреннее строение руд сложное. В них на сравнительно небольших участках можно встретить разнообразные текстурные узоры: густовкрапленные, пятнистые, полосчатые и др., обусловленные избирательностью замещения разлинзованных и передробленных пород (рис. 6).

Главная рудная залежь заключена между ленточными микрокварцитами терригенно-карбонатно-пирокластической толщи и пестрыми туфами липарит-дацитового порфира нижней вулканогенной толщи. Залежь представляет собой согласную зону интенсивно деформированных (рассланцованных и передробленных) мелко-, средне- и крупнообломочных кристаллокластических и лито-кристаллокластических туфов липаритовых порфиров с маломощными прослоями витрокластических туфов и микрокварцитов интенсивно гидротермально измененных и неравномерно оруденелых. Минеральный тип оруденения, текстурные особенности руд и степень насыщенности их рудными компонентами зависят от физико-механических свойств (пористость, хрупкость и пластичность; Мурадов, 1969) и характера деформированности пород (дробление, рассланцевание), их первичного состава, а также типов развивающихся по ним метасоматитов (рис. 7, 8). Наиболее мощные рудные тела приурочены к лежачему и висячему бокам рудной залежи, а также к контактам разновидностей туфов. В этих участках толща была максимально деформирована и гидротермально изменена. Наиболее богатые сплошные рудные тела приурочены к серицитовым и серицит-хлоритовым метасоматитам и, в частности, хлоритизированным витрокластическим туфам липаритового порфира. Мощность сплошных рудных тел колеблется от 0,2 до 2 *м* при значительной протяженности. Это обусловлено тем, что внутри рудной зоны породы смяты в сравнительно небольшие складки, имеющие в плане брахиформное строение. Их крылья нередко осложнены разрывными нарушениями типа секущих сдвигов и надвигов. К ним, а также к зонам будинажа, развитым в призамковой части антиклинальных складок, приурочены наиболее мощные и богатые руды.

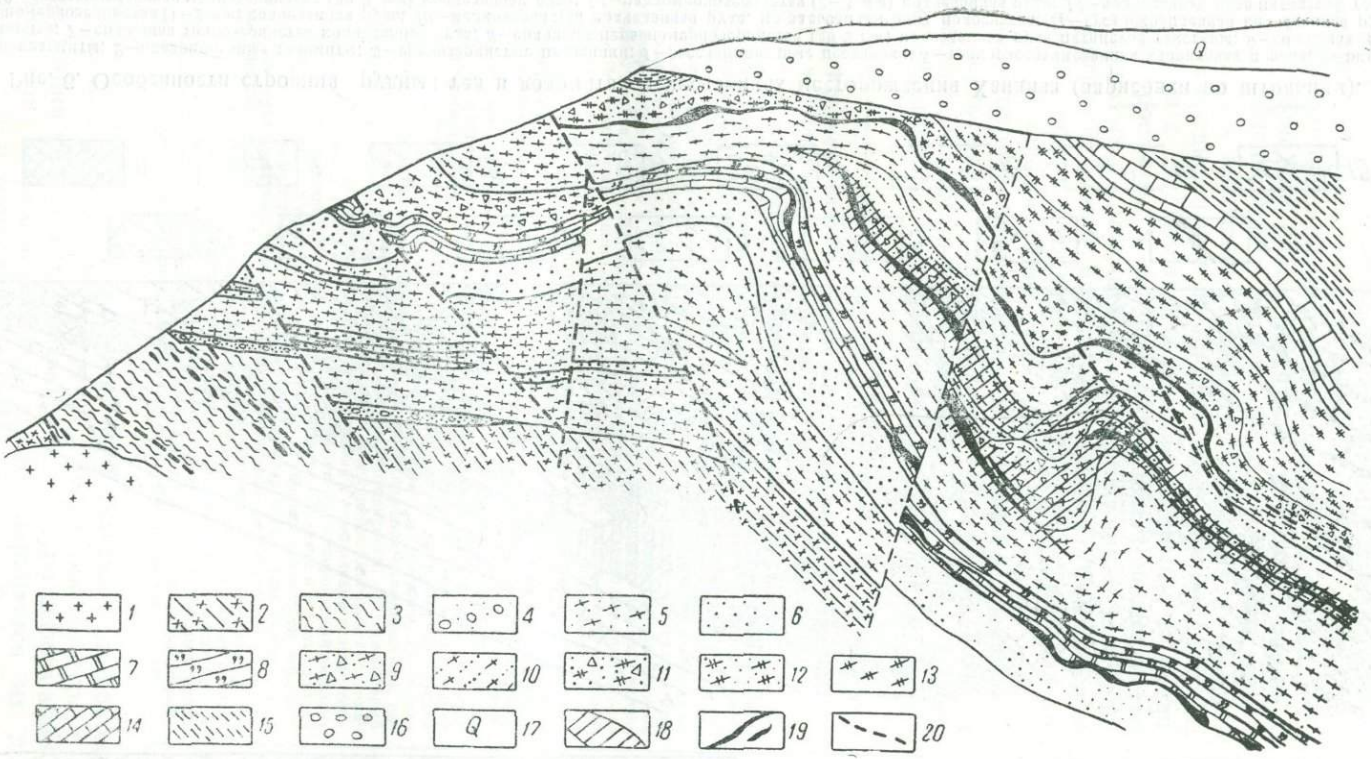


Рис. 5. Схематический геологический разрез Центрального участка месторождения Хандиза.

1—гнейсированные граниты (*D*?). Хандизинская свита (Cm_1): *2*—мусковит-кордиерит-полевошпат-кварцевые гнейсы; *3*—андалузит-мусковит-кордиерит-кварцевые сланцы. Вахшиварская свита ($C_1v_2—n_1$): *4*—базальные конгломераты; *5*—мелкообломочные кристаллокластические туфы липаритового порфира; *6*—песчаники; *7*—доломиты; *8*—микрокварциты; *9*—средне-, крупнообломочные кристалло-, литокластические туфы липаритового порфира; *10*—тонкообломочные кристаллокластические туфы липаритового порфира; *11*—грубообломочные лито-кристаллокластические туфы липарит-дацитового порфира; *12*—среднеобломочные лито-, кристаллокластические туфы липарит-дацитового порфира; *13*—мелкообломочные кристаллокластические туфы липарит-дацитового порфира; *14*—известняки; *15*—филлитовые сланцы; *16*—мезозойские отложения; *17*—четвертичные отложения; *18*—прожилково-вкрапленные руды; *19*—сплошные руды; *20*—нарушения.

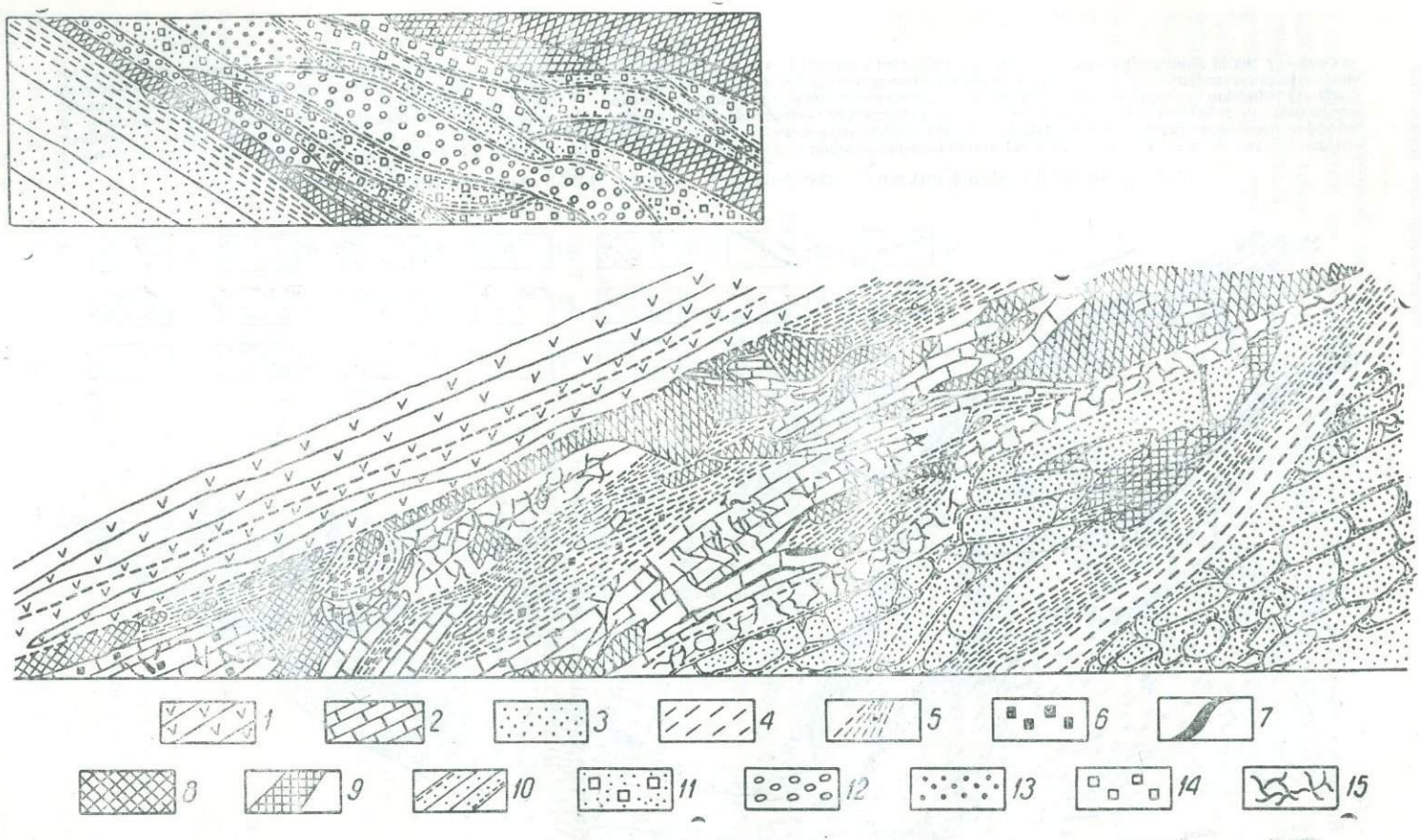


Рис. 6. Особенности строения рудных тел в доломитах и песчаниках месторождения Хандиза (зарисовки по штольням).

1—микрокварциты; *2*—окварцованные доломиты; *3*—грубозернистые песчаники; *4*—рассланцованные песчаники; *5*—тонкорассланцованная хлоритовая порода; *6*—вкрапленность пирита; *7*—сплошная тонкозернистая колчеданная руда; *8*—сплошная неравномернозернистая (до 2 *см*) колчеданная руда пятнистой текстуры; *9*—сплошная массивная равномернозернистая (1—2 *мм*) колчеданная руда; *10*—мелкозернистая колчеданная руда, по зальбандам линз полосчатая; *11*—густовкрапленная колчеданная руда (до 5 *мм*); *12*—густовкрапленная мелкозернистая (до 3 *мм*) колчеданная руда; *13*—равномернозернистая (2—3 *мм*) колчеданная руда; *14*—колчеданная руда пятнистой текстуры (на фоне мелкозернистого—1 *мм* пирита равномерно рассеяны вкрапленники пирита размером 3—5 *мм* и более); *15*—брекчирование.

В рудной залежи установлено 6 основных типов рудных тел, разделенных между собой интервалами (2—15—30 *м*) безрудных зон (пород) и зон бедного прожилково-вкрапленного оруденения (в зонах окварцевания).

I. Вкрапленно-пятнистые и сплошные колчеданно-полиметаллические руды (пирит-сфалеритовые, пирит-галенит-сфалеритовые, пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовые) в интенсивно серицитизированных и окварцованных средне- и крупнообломочных туфах липаритовых порфиров с маломощными невыдержанными по мощности прослоями и линзами сплошных тонкозернистых сланцеватых и полосчатых руд, образованных по сильно хлоритизированным витрокластическим туфам липаритового порфира (лежачий бок рудной залежи — так называемое «слепое рудное тело», рис. 8 *б*).

В окварцованных средне- и крупнообломочных туфах сульфидная минерализация приурочивается к участкам максимальной трещиноватости и дробления, где формируется тонкообломочный материал туфов,

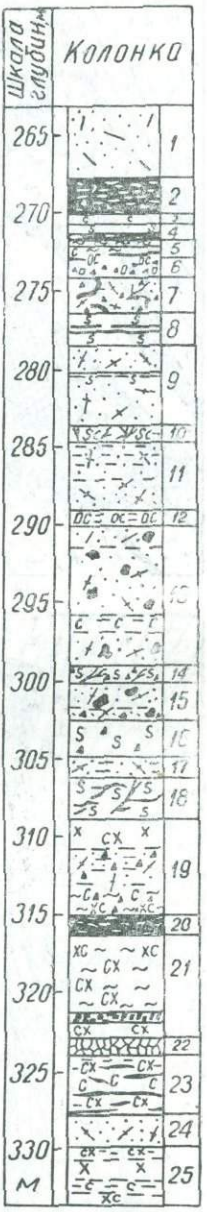
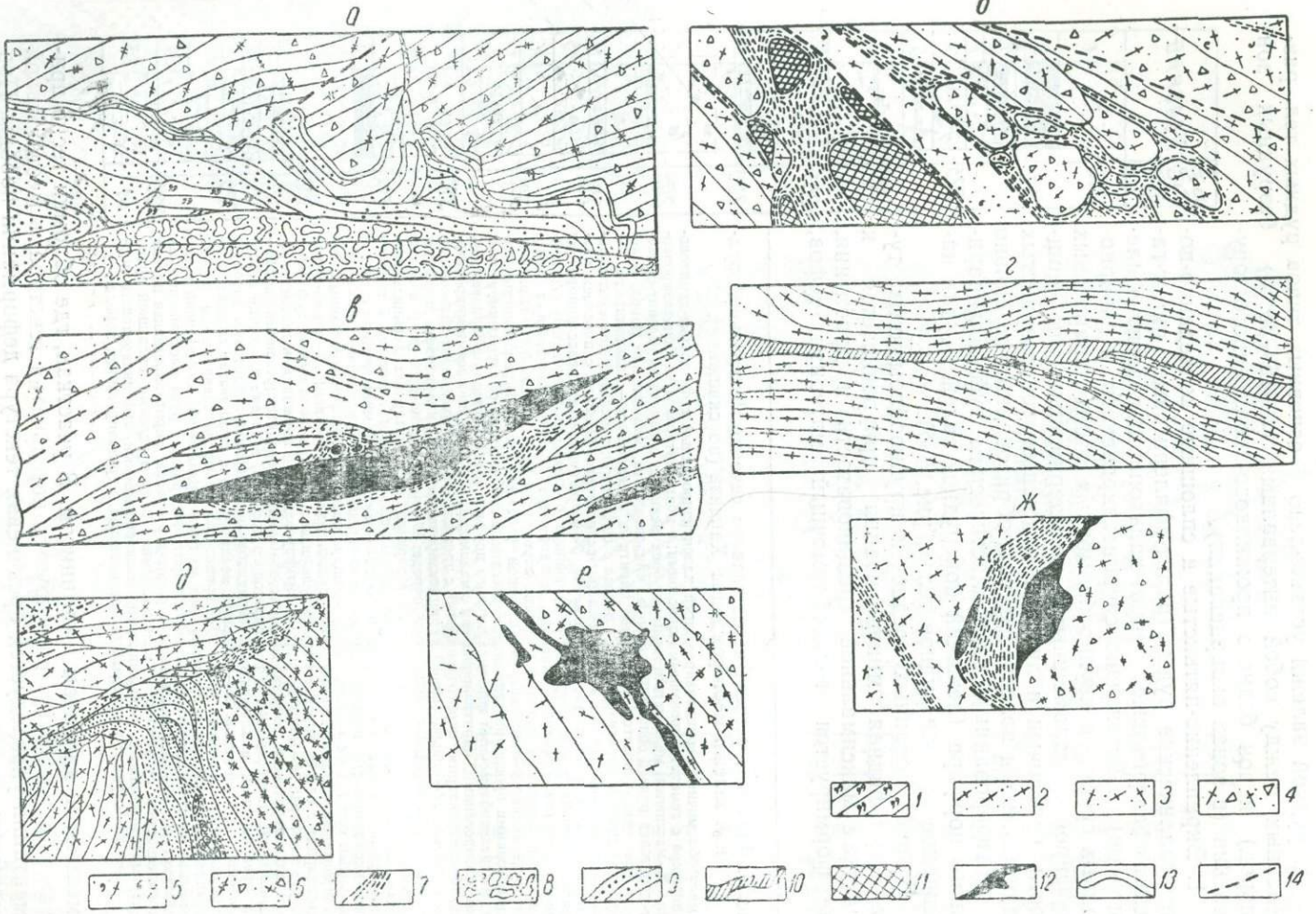


Рис. 7. Фрагмент разреза через главное сечение Центральной рудной залежи месторождения Хандиза (по скважине).

1—мелкообломочный серицитизированный, хлоритизированный туф липарит-дацитового порфира с гематитизированными прослоями; в конце интервала карбонатизированный; *2*—массивная мелкозернистая псевдобрекчиевидная сланцеватая галенит-сфалерит-пиритовая руда с обломками кварца, микрокварцита, яшмовидных пород. В лежачем боку увеличивается количество пирита и уменьшается — халькопирита; *3*—кварц-серицитовая пиритизированная порода с согласными прослоями сфалерит-халькопирит-галенитовой руды; *4*—кварц-хлорит-серицитовая брекчия с прослоем массивно-полосчатой пирит-сфалеритовой руды; *5*—кварц-серицитовая рассланцованная пиритизированная порода с прослоями сульфидов; *6*—окварцованная порода с вкрапленностью пирита, сфалерита, галенита, халькопирита; *7*—среднеобломочный окварцованный и серицитизированный туф липаритового порфира с прожилково-вкрапленным оруденением; *8*—микрокварцит с тонкой (0,01 *мм*) густой вкрапленностью пирита и тонкими прослоями серицита и массивных халькопирит-сфалерит-пиритовых руд; *9*—среднеобломочный туф липаритового порфира (50% обломков) окварцованный, серицитизированный, пиритизированный с маломощными (10 *см*) прослоями микрокварцита; *10*—микрокварцит пиритизированный с прожилками сфалерит-пирит-халькопиритового состава; *11*—окварцованный, серицитизированный туф липаритового порфира; *12*—кварц-серицитовая рассланцованная порода; *13*—мелкообломочный (до 2 *мм*) туф липаритового порфира, рассланцованный в верхней части интервала, серицитизированный, пиритизированный с гнездами галенит-сфалеритового состава. В средней части—прослой серицитового сланца (0.5 *м*); *14*—темно-серый микрокварцит с густой тонкой вкрапленностью пирита и прожилково-вкрапленным оруденением; *15*—тонкообломочный кристаллокластический туф липаритового порфира окварцованный, пиритизированный с вкрапленно-пятнистым сульфидным оруденением; *16*—темно-серый микрокварцит с редкой вкрапленностью сульфидов; *17*—тонкообломочный туф липаритового порфира; *18*—микрокварцит пиритизированный с прожилками галенит-сфалерит-халькопиритового состава; *19*—мелкообломочный серицитизированный, рассланцованный, пиритизированный туф липаритового порфира, в начале и в конце интервала превращенный в хлоритовую, серицитовую и серицит-хлоритовую породу с вкрапленностью сульфидов; *20*—сплошная мелкозернистая сланцеватая галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовая руда; *21*—серицит-хлоритовая рассланцованная порода с вкрапленностью пирита и прослоем (0.5 *м*) густовкрапленной колчеданной руды; *22*—мелкозернистая галенит-халькопирит-пирит-сфалеритовая руда массивно-петельчатой текстуры; *23*—рассланцованная серицит-хлоритовая пиритизированная порода с вкрапленностью сульфидов и маломощными (10 *м*) прослоями сплошной руды; *24*—серицитизированный, окварцованный мелкообломочный туф липаритового порфира; *25*—серицит-хлоритовая рассланцованная, пиритизированная порода.

замещенный хлоритом и серицитом. В участках, где обломки тесно прилегают друг к другу, формируется петельчатая текстура, в местах явной цементации унаследуется брекчиевая текстура деформации породы. При замещении витрокластических туфов сохраняется их дорудное рассланцевание и тонкозернистое строение (рис. 8 *в*).

2. Прожилково-вкрапленно-пятнистые высокосеребряные полиметаллические руды (теннантит-тетраэдрит-галенит-сфалеритовые) в рассланцованных сильно серицитизированных среднеобломочных туфах


а
б
в
г
д
е
ж
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

липаритового порфира. Рудная минерализация в них распределяется неравномерно. Вкрапленно-пятнистые руды переходят в густовкрапленные и сплошные. Последние образуют небольшие линзочки (до 5×20 *см*) и неправильной формы гнезда. Текстурный узор обычно отражает нарушение сплошности породы. В породе нет явной брекчии, намечается лишь направленность ориентировки разлинзования, подчеркнутая серицитом и сульфидами, окаймляющими отдельные линзочки породы и развивающимися по сланцеватости. Наиболее часто линзовидные скопления рудных масс приурочены к участкам рассланцевания; пятнистые образования (гнезда) приурочены к зонам интенсивного дробления пород (стыкам нескольких обломков). Для окварцованных участков более характерны руды петельчатого строения.

3. Сплошные тонкозернистые полосчатые руды колчеданно-полиметаллического состава среди мелко- и среднеобломочных туфов липаритовых порфиров и витрокластических туфов. Для руд этого типа характерна выдержанная пластообразная форма и зональное строение. В лежачем боку руды обогащены пиритом и представлены колчеданно-полиметаллическим типом, в висячем — руды полиметаллические с резким преобладанием цинка над свинцом и медью. Текстуры руд в том и другом случае массивно-полосчатые, ритмически-полосчатые, в образовании которых большую роль играет пирит вулканогенно-осадочного происхождения.

4. Сплошные мелкозернистые гнейсовидно-петельчатые полиметаллические руды, образованные по линзующимся прослоям алевропилитов. Рудные тела имеют пластообразную форму, но с отчетливым линзованием. Петельчатость обусловлена развитием сульфидов в серицитизированном цементе тонкообломочного материала породы, гнейсовидность — общим прерывисто-плойчатым полосовидным строением (рис. 8 *г*).

5. Брекчиевые колчеданно-полиметаллические руды среди окварцованных тонкообломочных кристаллокластических туфов липаритового порфира. Сульфиды замещают серицитизированный тонкообломочный материал и выполняют интерстиции зерен кварца. Образуются петельчатая и брекчиевидная текстуры руд. На участках локальной рассланцованности пород с образованием серицитовых сланцев сформированы линзы сплошных тонкозернистых руд.

6. Сплошные тонкозернистые полосчатые, брекчиевидные колчеданно-полиметаллические и полиметаллические руды, обогащенные халькопиритом на контакте тонкообломочных туфов липаритового и липарит-дацитового порфира (рис 8, *е, ж*). Руды образованы за счет из-

---

Рис. 8. Морфология и особенности строения рудных тел, залегающих в нижней вулканогенной толще месторождения Хандиза (зарисовки по штольне).

а—рудное тело плитчатого строения, образованное за счет замещения тонкообломочных туфов липаритового порфира („ленточных") на контакте их с туфами липарит-дацитового состава; *б*—оруденелые линзовидные обломки средне-, крупнообломочных туфов липаритового порфира в зоне будинажа; *в*—линзовидное рудное тело, образованное в результате замещения хлоритизированных витрокластических туфов липаритового порфира; *г*—пластообразное рудное тело в зоне тектонического срыва среди тонкообломочных туфов липаритового порфира; *д*—апофиза рудного тела плитчатого строения, образованного путем замещения деформированного прослоя тонкообломочных туфов липаритового порфира („ленточных") на контакте среднеобломочных туфов липаритового и липарит-дацитового порфира; *е*—гнездообразное рудное тело на контакте туфов липаритового и липарит-дацитового порфира; *ж*—линзообразное рудное тело на контакте туфов липаритового и липарит-дацитового порфира.

1—кремнистая порода; *2*—тонкообломочные кристаллокластические туфы липаритового порфира; *3*—мелкообломочные кристалло-, литокластические туфы липаритового порфира; *4*—средне-, крупнообломочные кристалло-, литокластические туфы липаритового порфира; *5*—витрокластические туфы липаритового порфира; *6*—грубообломочные лито-, кристаллокластические туфы липарит-дацитового порфира; *7*—рассланцованная хлорит-серицитовая порода; *8*—обрушенная порода; *9*—тонкозернистая полиметаллически-колчеданная руда полосчатой текстуры плитчатого строения; *10*—сплошная тонкозернистая полиметаллическая руда массивно-гнейсовидно-петельчатой текстуры; *11*—полиметаллическая руда вкрапленно-пятнистой и петельчатой текстур; *12*—сплошная тонкозернистая полиметаллическая руда; *13*—кварц-гематитовая оторочка вокруг рудных тел; *14*—разрывные нарушения.

бирательного замещения прослоев тонкообломочных туфов плитчатого строения. На это указывает наличие их обломков в рудном теле и унаследование плитчатого строения. Своеобразной особенностью руд являются также оторочки красного гематита, сменяющегося гематитизированной кремнистой породой, и обогащенность их пиритом и халькопиритом (рис. 8 *а, д*).

В целом по составу руды рассматриваемой рудной залежи колчеданно-полиметаллические и полиметаллические. Количественные соотношения главных рудных минералов зависят главным образом от исходного состава вмещающих пород и степени первичной обогащенности их железом, в связи с чем в висячем боку рудной залежи нередко встречаются руды, обогащенные пиритом, что нарушает нормальную вертикальную зональность. Халькопирита больше всего в рудах, развитых вдоль контакта с перекрывающими рудную зону туфами липарит-дацитовых порфиров и яшмовидными железистыми породами, а также в массивно-полосчатых рудах, обогащенных пиритом.

В результате минералогических исследований (С. Т. Бадалов, Б. Ф. Василевский, И. М. Голованов, З. С. Журавлева, П. В. Панкратьев) в рудах и зонах околорудных изменений выявлено 110 минералов.

Руды месторождения комплексные, помимо главных компонентов (свинец, цинк, медь) они содержат ряд элементов-примесей: серебро, золото, галлий, таллий, индий, кадмий, висмут, германий, сурьма, мышьяк, никель, кобальт, селен теллур и др., из которых серебро, висмут, селен, теллур, кадмий могут представлять практический интерес.

Элементы-примеси распределяются в рудах неравномерно (табл. 4). Так, при одинаковом наборе их в рудах из метаморфических сланцев, карбонатных пород, песчаников и туфов липаритового порфира частота встречаемости и концентрации в последних значительно выше, что связано с наличием в более значительных количествах галенита, халькопирита и сфалерита.

Концентрация элементов-примесей в рудах положительно коррелируется с содержаниями основных элементов руд. Исключение составляют руды, обогащенные серебром при незначительных содержаниях свинца, цинка и меди, что связано с проявлением серебряной минерализации в виде фрейбергита, аргентита, пираргирита, прустита, шапбахита и др.

Содержание серебра в рудах увеличивается снизу вверх по разрезу: от 21,3 *г/т* в рудах из доломитов и песчаников до 114,2 *г/т* (максимально 1055 *г/т*) в висячем боку главной рудной залежи на контакте с туфами липарит-дацитового порфира. Для висмута и кадмия наблюдается обратная закономерность — наивысшие концентрации их находятся в рудах из более нижних горизонтов. В пределах главной рудной залежи максимальное количество кадмия находится в рудах лежачего бока (0,1%), в рудах же висячего бока (на контакте с туфами липарит-дацитового порфира) оно наименьшее (0,01%).

Для таллия, находящегося в рудах в незначительном количестве (не более 0,00085%), характерно увеличение его концентраций в хлоритизированных витрокластических и сильно серицитизированных кристаллокластических туфах липаритового порфира (до 0,003%), что свидетельствует о приуроченности его к силикатным минералам.

В формировании руд Хандизы выделяется три этапа: седиментационно-диагенетический, в процессе которого отложилась основная масса гематита и некоторая часть пирита; этап рудообразования и метаморфический. Второй включает три стадии: предрудного гидротер-

Таблица 4

Элементы-примеси в рудах месторождения Хандиза, вес. %

Типы руд	Cd	Bi	As	Sb	Ge	Au	Ag	Mo	Ga	Ti
						г/т				
Кварц-пиритовые и пирит-сфалеритовые руды в метаморфических сланцах		<0,003	<0,01	<0,01		0,6	14,8	0,001	0,0009	0,00005
Колчеданные руды в доломитах, песчаниках (верхний горизонт)		0,003				0,05	26,0			
То же (нижний горизонт)	0,0017	0,006	0,011	<0,01	0,00007	0,04	12,0	<0,001	0,0015	0,0005
Брекчиевые колчеданно-полиметаллические руды в тонкообломочных туфах липаритового порфира	0,032	0,003	0,008	0,012	0,0007	0,64	43,4	<0,001	0,0018	0,00046
Прожилково-вкрапленно-пятнистые высокосеребряные полиметаллические руды в среднеобломочных туфах липаритового порфира	0,012	<0,003	0,026	0,08	0,0002	0,36	200,8	<0,001	0,002	0,00039
Гнейсовидно-петельчатые полиметаллические руды в алевролитах	0,115	<0,003	0,014	0,04	0,0004	0,4	158,0	0,005	0,0057	0,00054
Полосчатые колчеданно-полиметаллические руды в кристалло-, лито- и витрокластических туфах липаритового порфира	0,09	0,006	0,02	0,013	0,0002	0,42	112,9	0,0022	0,0044	0,00033
Вкрапленно-пятнистые и сплошные колчеданно-полиметаллические руды в туфах липаритового порфира	0,041	0,0036	0,008	0,013	0,0002	0,29	49,2	<0,001	0,0028	0,00031
Полосчатые и брекчиевидные руды в туфах липаритового порфира на контакте с туфами липарит-дацитового порфира	0,01	0,003	0,03	0,002	0,0002	0,43	114,2	<0,001	0,0026	0,00041

мального изменения вмещающих пород, серноколчеданную и первую полиметаллическую (рис. 9).

Стадия предрудного гидротермального изменения вмещающих пород характеризуется ранним гидротермальным метаморфизмом. Наблюдается зависимость минерализации от состава пород. На площа-

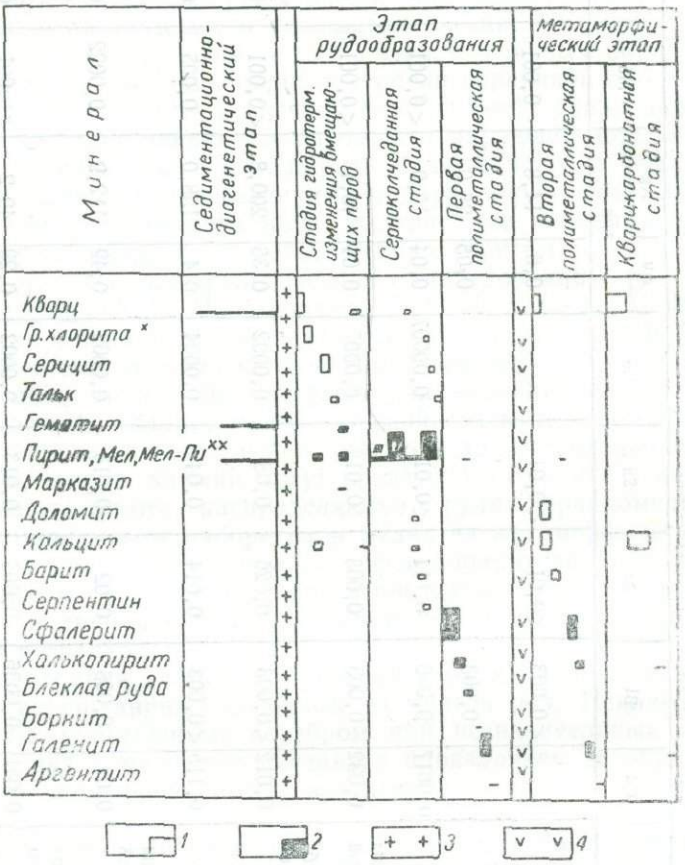


Рис. 9. Последовательность образования руд и околорудных зон месторождения Хандиза (составлено П. В. Панкратьевым).

1—нерудные минералы; 2—рудные минералы; 3—субвулканические дайки гранит-порфиров, кварцевых порфиров и др. (C_1); *4*—дайки среднего состава (C_2-C_3).

ди месторождения установлены окварцевание, хлоритизация, серицитизация, пиритизация. Окварцевание, вплоть до образования вторичных кварцитов и микрокварцитов, широко проявилось в силикатных породах. Хлоритизация наблюдается в доломитах и туфах, серицитизация — в туфах липаритовых и липарит-дацитовых порфиров. Пиритизация характерна для всех разновидностей пород. Особенностью формирования минералов этой стадии является резкое преобладание химических элементов, выщелоченных из вмещающих пород (кремнезема,

калия, магния, алюминия, серы и железа), над привнесенными гидротермами.

В серноколчеданную стадию происходило массовое отложение сульфидов железа и их метаморфическое преобразование (Баталов, Панкратьев, 1962), в результате чего сформированы серноколчеданные руды. В этот период происходило отложение и переотложение кварца, доломита, серицита.

Первая полиметаллическая стадия характеризуется привносом в рудные зоны меди, цинка, свинца, бария, серебра, кадмия, сурьмы, серы и железа; последние два элемента заимствовались главным образом из пиритсодержащих пород и серноколчеданных руд. В эту стадию образовалась большая часть сфалерита, галенита, блеклой руды и халькопирита. Отложение минералов этой стадии происходило преимущественно метасоматическим путем.

Метаморфический этап делится на вторую полиметаллическую и кварц-карбонатную стадии.

Вторая полиметаллическая стадия наиболее поздняя. Она выразилась в переотложении минералов предыдущей стадии и образовании прожилково-вкрапленных руд. Для нее характерен тот же комплекс минералов, что и для первой; отличием является формирование минералов преимущественно путем выполнения пустот; резко увеличивается количество барита, образование которого предшествовало выделению сульфидов; в минералах содержание химических примесей, за исключением кадмия в сфалеритах, понижается.

Кварц-карбонатная стадия на месторождении выразилась в незначительном переотложении кварца, карбоната и халькопирита.

Характерная особенность полиметаллических руд Хандизы — их метаморфизм (Панкратьев, 1966). Наиболее интенсивно и повсеместно он проявился после серноколчеданной стадии и выразился главным образом в метаморфических преобразованиях и катаклазе пирита. После первой полиметаллической стадии он был незначительным и имел локальный характер, выразившийся в слабой деформации галенита и сфалерита. Последнее проявление метаморфизма установлено в небольшом масштабе во второй полиметаллической стадии (тонкие пленки на плоскостях скольжения в карбонатных породах и микрокварцитах).

Галенит-сфалерит-пиритовый минеральный тип

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ЮЖНЫЙ КАРАСАН

Рудопроявление Южный Карасан расположено на юго-восточном склоне гор Чакчар. Оно открыто в 1952 г. К. А. Караболаевым и изучалось А. Д. Шмулевичем, В. М. Бирюковым, Б. Ф. Василевским, С. Т. Бадаловым, П. В. Панкратьевым, Ю. В. Михайловой и др.

В строении рудопроявления участвуют породы метаморфического комплекса докембрия, эффузивно-осадочные образования нижнего карбона и отложения юры (рис. 10).

Породы докембрия представлены метаморфическими гнейсами и мусковито-кварцевыми сланцами. На них со стратиграфическим и угловым несогласием залегает зойская свита (C_1v_1), сложенная в основании конгломератами, выше песчаниками и андезитовыми порфиритами и вверху кислыми туфами (нижняя зойская подсвита). Андезитовые порфириты (по Е. И. Мезенцевой) являются гибридными породами, которые отличаются от пород нормального ряда пониженным содержанием полевошпатовой извести и пересыщенностью глиноземом. По дан-

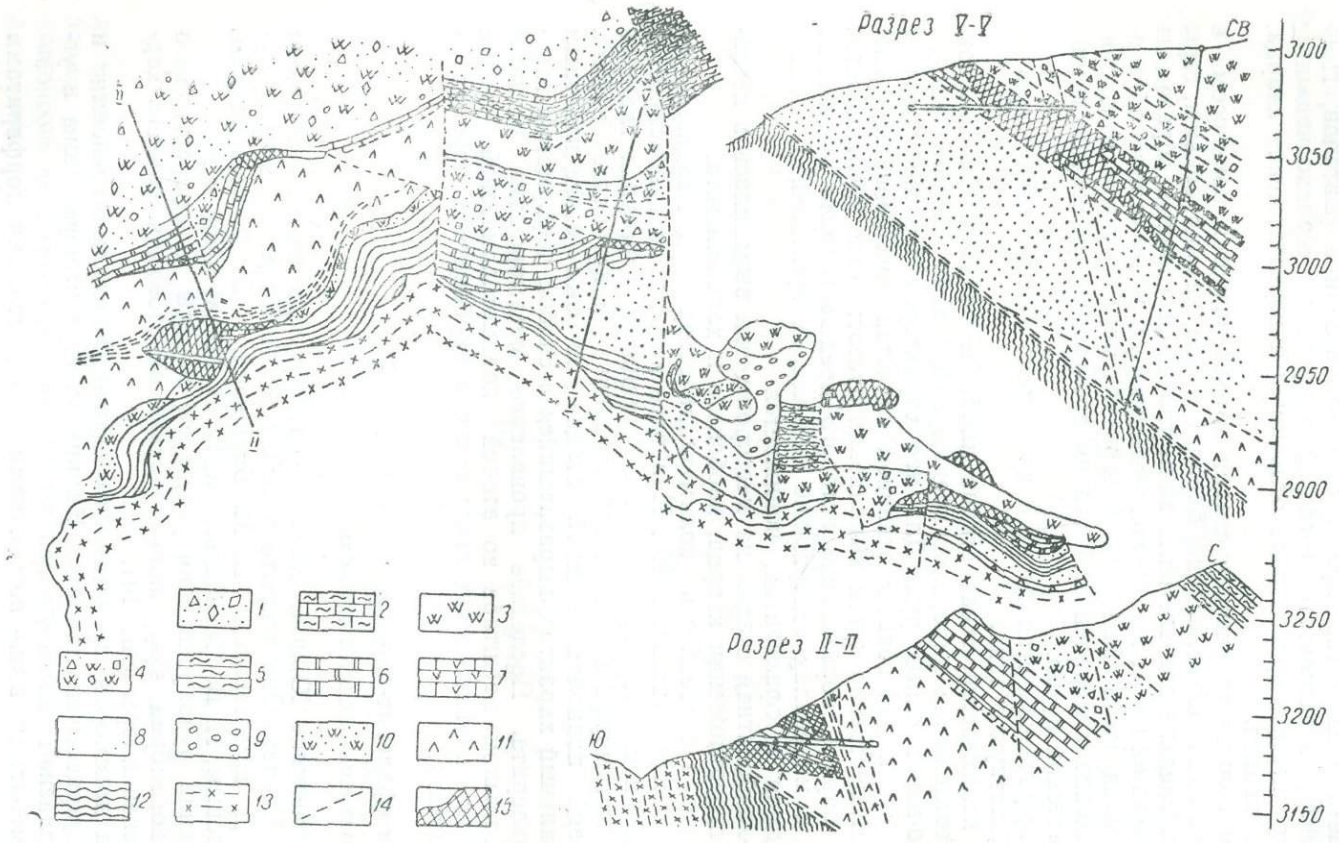


Рис. 10. Схематическая геологическая карта с разрезами рудопроявления Южный Карасан (с использованием материалов А. Д. Шмулевича, К. А. Караболаева, Ю. К. Смолина). Отложения вахшиварской свиты ($C_1v_2-n_1$).

1—туфопесчаники, туфобрекчии; *2*—тонкослоистые, туфогенные породы; *3*—кварцевые порфиры; *4*—туфы липаритовых порфиров; *5*—глинисто-аргиллитовые породы; *6*—доломитизированные известняки: *7*—песчанистый битуминозный известняк. Отложения зойской свиты (C_1v_1); *8*—песчаники; *9*—конгломераты; *10*—туфы липаритового порфира; *11*—андезитовый порфирит. Отложения докембрия (*aCm*): *12*—сланцы; *13*—гнейсы; *14*—тектонические нарушения *15*—рудные тела.

ным В. В. Михайлова и Т. Н. Далимова, андезитовые порфириты как Южного Карасана, так и соседних месторождений (Чакчар, Харкуш, Кызылсай) представляют собой согласную силлообразную субвулканическую залежь, имеющую широкое площадное развитие. В Чакчарских горах разрез зойской свиты очень своеобразен, так как наряду с терригенными осадками присутствуют горизонты андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров.

Зойская свита на рудопроявлении заканчивается конгломератово-песчанистым горизонтом (средняя зойская подсвита). Выше залегают известняки, доломиты, доломитистые известняки (визе), вмещающие основные рудные тела рудопроявления, липаритовые порфиры и их туфы вахшиварской свиты. Наибольшая мощность карбонатных пород (до 140 *м*) наблюдается в восточной части рудопроявления. Разрез заканчивается мощной толщей тонкослоистых туфогенных пород и туфопесчаников, трансгрессивно перекрытых базальными отложениями юры. Интрузивные породы на площади рудопроявления не вскрыты.

Рудопроявление охватывает северо-восточное крыло Карасанской антиклинали. Докембрийские породы обнажаются в ее ядре, нижнекарбоновые и юрские — в крыльях.

Основной рудоподводящей и рудоконтролирующей структурой является крупный пологий надвиг, по которому породы докембрия соприкасаются со всеми горизонтами перекрывающих пород. Выше по разрезу по верхнему и нижнему контактам доломитистых известняков среднего и верхнего визе проходят два межформационных разрывных нарушения, которые обусловили зоны дробления, наиболее благоприятные для локализации рудных тел. Эти структуры осложнены многочисленными сбросами, сдвигами и складками.

Зоны дробления в доломитизированных известняках локализуют линзы сплошных колчеданно-полиметаллических руд, а в андезитовых порфиритах — убогое прожилково-вкрапленное оруденение и линзы сплошного серного колчедана. На площади рудопроявления выявлено четыре рудных тела: Центральное, Восточное, Третье и Четвертое.

Центральное рудное тело приурочено к выходу известняков среди андезитовых порфиритов нижней зойской подсвиты. Рудовмещающими породами являются окремненные, брекчированные, хлоритизированные, доломитизированные известняки, доломиты и андезитовые порфириты. При этом богатые сплошные сульфидные руды приурочены исключительно к доломитам. В андезитовых порфиритах руда бедная, прожилково-вкрапленная, локализуется преимущественно вдоль лежачего бока рудного тела на контакте с карбонатными породами. С удалением от контакта количество руды резко уменьшается. Мощность оруденелой части андезитовых порфиритов не превышает 3 *м*. Контакты рудного тела с андезитовыми порфиритами тектонические.

Рудное тело имеет линзовидную форму с отношением длины к мощности 2 : 1 на верхних горизонтах. С глубиной мощность его уменьшается. На юго-востоке оно разветвляется и прослеживается в метаморфической толще в виде небольших линз сплошных полосчатых сульфидных руд, гнезд и прожилково-вкрапленных руд на контакте сланцев и гнейсов. На северо-западе рудное тело сужается и уходит под андезитовые порфириты.

Отношение свинца к цинку в сплошных рудах — 1 : 1,7 в прожилково-вкрапленных — 1 : 5.

Наличие тел сплошных сульфидных руд среди пород докембрия — своеобразное отличие рудопроявления Южный Карасан, значительно расширяющее его перспективы.

Восточное рудное тело находится в 700 *м* юго-восточнее Центрального. Оно имеет вытянутую (до 600 *м*) пластообразную форму (мощность до 20 *м*), несколько расширяется и разветвляется на северо-западе и сужается на юго-востоке. Оруденение вмещают брекчированные, доломитизированные известняки. Руды представлены сплошным и прожилково-вкрапленным типами. Сплошные руды образуют линзы, прожилково-вкрапленные — ореолы вокруг сплошных руд или самостоятельные зоны сульфидной минерализации. На севере и северо-западе рудное тело покрывают интенсивно пиритизированные липаритовые порфиры, по трещинкам в них фиксируется пирит, сфалерит и галенит. В подстилающих рудное тело песчаниках и метаморфических слюдистых сланцах наблюдается пиритизация, и участки, обогащенные галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Отношение свинца к цинку составляет 1 : 0,54.

Третье рудное тело расположено между Центральным и Восточным. Оно приурочено к зоне дробления доломитизированных известняков. В лежачем боку его лежат битуминозные, доломитизированные песчанистые известняки, в висячем — тектоническая брекчия и глинка трения с обломками липаритовых порфиров. Сульфидная минерализация в рудовмещающих доломитизированных известняках распределяется неравномерно, чаще тяготеет к висячему боку восточного фланга и представлена вкрапленностью пирита, сфалерита, галенита, а также сплошными линзами (1×0,5 *м*) серного колчедана. Отношение свинца к цинку составляет 1 : 0,9.

Четвертое рудное тело расположено в 120—150 *м* к северо-востоку от Центрального. Отношение его длины к мощности около 10. Оно приурочено к тектоническому контакту доломитизированных известняков с андезитовыми порфиритами и локализуется в зоне дробления тех и других пород. Андезитовые порфириты более оруденелые. В зоне контакта они интенсивно окварцованы, пиритизированы и содержат вкрапленность, мелкие прожилки и линзочки галенита, сфалерита с преобладанием пирита. Наибольшая концентрация сульфидов отмечается в зонах интенсивного дробления, где локализуются гнездообразные и линзовидные (0,5—1 *м*) сплошные сульфидные руды, ориентированные параллельно контакту андезитовых порфиритов с известняками.

Менее богатые прожилково-вкрапленные руды размещаются в брекчированных доломитизированных известняках. Отношение свинца к цинку в них 1 : 2,5. Помимо известных рудных тел среди метаморфических пород, доломитизированных известняков и андезитовых порфиритов, на рудопроявлении Южный Карасан в 1963—1965 гг. нами выявлена сульфидная минерализация (вкрапленность галенита и сфалерита) в окварцованных липаритовых порфирах и их туфах верхнего визе. Это свидетельствует о значительно большем размахе оруденения, практически на всю колонку пород рудопроявления, что расширяет его перспективы.

В составе всех рудных тел преобладает пирит, количество которого так же как и отношение свинца к цинку уменьшается от андезитовых порфиритов к известнякам.

Первичные руды представлены сплошными и прожилково-вкрапленными разностями, которые находятся примерно в равных количественных соотношениях. Основная рудная масса как сплошных, так и прожилково-вкрапленных руд сложена мелко- и среднезернистыми агрегатами сульфидов, находящихся в тесном срастании, и переменным количеством жильных минералов.

Всего на рудопроявлении в зонах измененных пород и в гипогенных и гипергенных рудах работами Р. Л. Дунин-Барковского, С. Т. Бадалова, Б. Ф. Василевского, П. В. Панкратьева, Ю. В. Михайловой выявлено 53 минерала. Соотношение основных рудных компонентов в сплошных и прожилково-вкрапленных рудах остается постоянным. Повсеместно преобладает пирит, а затем в убывающей последовательности идут сфалерит, галенит, халькопирит и блеклая руда. Из редких минералов нами описаны шапбахит, аргентит, полибазит, самородные серебро и висмут.

Линзы сплошных сульфидных руд тяготеют к висячему боку рудных тел. Среди них преобладают руды массивной, массивно-полосчатой, массивно-кокардовой, массивно-псевдобрекчиевой и других текстур. Массивная псевдобрекчиевая текстура образовалась в результате метасоматического замещения сульфидами брекчированных доломитизированных известняков. Вообще для описываемого рудопроявления очень характерно широкое развитие сплошных руд, отсюда и разнообразие массивных текстур.

Прожилково-вкрапленные руды на рудопроявлении менее развиты. Они представлены неравномерно распределенной вкрапленностью и прожилками сульфидов во вмещающих породах. При этом наблюдается тяготение различных сульфидов к определенным породам. Так, в доломитизированных известняках главные рудные минералы—сфалерит, галенит, в меньшей мере пирит, халькопирит; в андезитовых порфиритах пирит преобладает над сфалеритом и галенитом.

Окисленные руды на рудопроявлении имеют ограниченное распространение. Они представлены главным образом охрами гидроокислов железа, церусситом, англезитом, каламином, смитсонитом, малахитом и др.

Для гидротермально измененных пород и руд Южного Карасана характерен широкий набор элементов-примесей. Особенностью окварцованных, пиритизированных метаморфических гнейсов и сланцев докембрия является повышенное фоновое содержание золота, превышающее кларк для этих пород в 2,8 раза, что свидетельствует о необходимости переоценки перспектив района на этот элемент (Михайлова, 1970).

Из элементов-примесей в рудах присутствуют: серебро (в массивных до 428 *г/т*), висмут (до 0,05% в массивных рудах среди гнейсов), никель и кобальт (до 0,003%), селен (0,0004%), галлий (до 0,036% в массивных рудах из доломитизированных известняков).

Формирование руд на рудопроявлении происходило в два этапа: рудообразования и метаморфический. Первый включает три стадии. Стадия дорудного гидротермального изменения вмещающих пород проявилась в их окварцевании, хлоритизации, пиритизации, серицитизации. Серноколчеданная стадия широко развита на рудопроявлении Южный Карасан; она проявилась в образовании основной массы пирита, преобладающего почти во всех типах руд. Первая полиметаллическая стадия характеризуется выпадением подавляющей массы сульфидов цинка, меди и свинца. При этом последние подвергались очень слабому метаморфизму, о чем свидетельствует широкое развитие колломорфных образований сфалерита и других сульфидов.

Метаморфический этап состоит из второй полиметаллической стадии, для которой характерен тот же комплекс минералов, что и для первой, но в незначительном проявлении, и кварц-карбонатной стадии, выразившейся в переотложении кварца, карбоната.

Рудопроявление Сулукуль расположено на северо-западном склоне хребта Ишак-Майдан в Яккабагских горах. Оно было открыто в 1951 г. В. В. Андреевым, изучалось А. И. Нуждовым, М. Маденовым, В. М. Бирюковым, М. П. Баскаковым, Б. Ф. Василевским, П. В. Панкратьевым, Ю. В. Михайловой, А. В. Головченко и др.

Рудопроявление приурочено к висячему боку мощного (0,5 *км*) вытянутого в широтном направлении субвулканического тела гранит-порфиров и кварцевых порфиров и размещается среди моноклинально

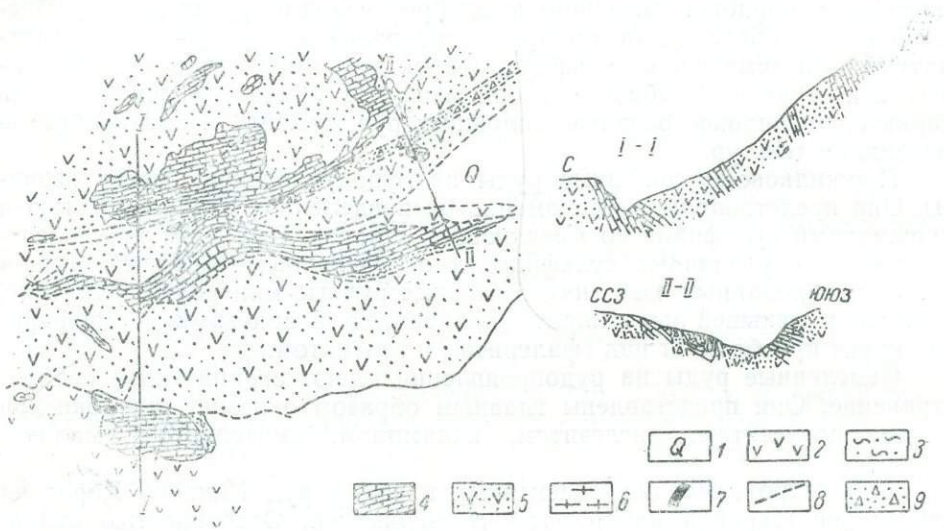


Рис. 11. Схематическая геологическая карта месторождения Сулукуль (с использованием материалов В. М. Бирюкова, М. Маденова).

1—четвертичные отложения. Отложения вахшиварской свиты ($C_1v_2-n_1$): *2*—туфы липаритового порфира и туфобрекчии; *3*—яшмовидные породы; *4*—доломитизированные известняки; *5*—туфопесчаники и средне-, крупнообломочные лито-, кристаллокластические туфы липаритового порфира с прослоями туфобрекчий; *6*—дайки диабазовых порфиритов; *7*—рудные тела; *8*—разрывные нарушения; *9*—зоны дробления.

залегающей осадочно-вулканогенной толщи нижнего карбона (визе) средне-верхневахшиварской свиты (рис. 11).

Гранит-порфиры Сулукуля по своему облику и составу очень сходны с карамкульскими, шильхазорскими и кызылдарьинскими и представляют собой западный фланг единого субвулканического пояса, протягивающегося от р. Шильхазор до рудопроявления Сулукуль и далее на запад. Это крупнозернистые породы порфировой структуры с вкрапленниками калиевого полевого шпата (до 1 *см*), кварца, хлорита и роговой обманки. Кварцевые порфиры отличаются скрытокристаллической (фельзитовой) основной массой и отсутствием темноцветных. Во вкрапленниках встречается и плагиоклаз (1—3 *мм*). Среди кварцевых порфиров и гранит-порфиров имеются небольшие линзы и прослои темно-серых липаритовых порфиров, захваченных при внедрении гранит-порфиров и кварцевых порфиров в осадочно-вулканогенную толщу.

Нижнекарбоновые отложения представлены в основании разреза туфами липаритового порфира с прослоями туфобрекчий и туфопесчаников. Среди них и на субвулканических кварцевых порфирах зале-

гают известняки и доломиты, которые проявляются на площади месторождения в виде трех гряд субширотного простирания (протяженностью до 300 *м*). Имеются также многочисленные более мелкие выходы известняков с различными углами падения (25—70°), что обусловлено их смятием в ряд опрокинутых складок, разбитых нарушениями. Известняки тонкослоистые, ленточные, в зонах изменения сильно рассланцованы, хлоритизированы по сланцеватости и интенсивно пиритизированы, вплоть до образования хлорит-пиритовых сланцев. Мощность горизонта известняков 60 *м*.

Известняки согласно перекрываются яшмовидными породами и туфоаргиллитами, плотными тонкослоистыми породами с редкой вкрапленностью сульфидных минералов.

В южной части рудопроявления на известняках залегают средне- и крупнообломочные лито-кристаллокластические туфы липаритового порфира, в которых меняются состав обломков от кварца и полевого шпата до фельзита и кремнистых пород и их размеры — от 1 *мм* до 7—10 *см*.

Из интрузивных пород присутствуют только дайки диабазовых порфиритов мощностью до 5 *м*, которые секут все породы.

Структура площади рудопроявления Сулукуль сложная, здесь развиты как пликативные, так и дизъюнктивные нарушения. Породы смяты в три широтные опрокинутые на север антиклинальные и синклинальные складки. Ядра антиклинальных складок сложены туфами липаритовых порфиров, синклинальных — аргиллитами и туфобрекчиями, крылья — преимущественно известняками. Эти основные складки осложнены антиклинальными и синклинальными складками более мелких порядков.

Дизъюнктивные структуры также широко развиты. Среди них выделяется пять широтных и субширотных структур (сбросы и надвиги), которые имеют характер межпластовых и межформационных нарушений. Вдоль них в породах устанавливаются структуры более мелких порядков: разрывы, сбросы, надвиги, сопровождающиеся зонами брекчирования, межпластовыми и межслоевыми отслоениями, многочисленными трещинами, благоприятными для рудоотложения. Эти нарушения обычно проявляются среди известняков, на контакте их с туфами липаритового порфира, в самих туфах и реже в перекрывающих аргиллитах.

Вдоль нарушений формируются зоны гидротермального изменения пород. При этом для карбонатных пород более характерна хлоритизация, для алюмосиликатных (туфов) — образование серицит-кварцевых и хлоритовых метасоматитов.

Рудные тела располагаются главным образом в карбонатных породах и лишь в незначительной степени в подстилающих кварцевых порфирах и перекрывающих туфах липаритового порфира и аргиллитах.

Основные рудные тела располагаются в центральной части рудопроявления вдоль главных субширотных тектонических структур среди сильно передробленных доломитизированных известняков вблизи их контакта с интенсивно рассланцованными туфами липаритового порфира. Рудные тела межпластовые, по форме линзовидные (мощность от 0,1 до 2—5 *м*, длина от 1—2 до 20—40 *м*). Отмечается также несколько пластообразных рудных тел, не выдержанных как по мощности, так и по простиранию. Сочетание рудных тел межпластового характера с секущими рудными прожилками обусловливает возникновение сложных рудных тел типа штокверковых.

Среди хлоритизированных туфов липаритового порфира имеются линзы густовкрапленного колчедана.

Руды делятся на сплошные и прожилково-вкрапленные. Сплошные руды — метасоматические в доломитизированных известняках — слагают основную массу рудных тел; прожилково-вкрапленные образуют ореолы вокруг них.

В вещественном составе руд преобладает пирит, участвуют сфалерит и в подчиненном количестве галенит и халькопирит; встречается также борнит, пирротин. Из нерудных преобладают доломит, кварц, присутствует флюорит, анкерит.

Состав руд во многом зависит от насыщенности пиритом подстилающих пород. Так, в доломитизированных известняках, подстилающихся бедными пиритом туфопесчаниками, руды в основном медно-свинцово-цинковые и медно-цинково-свинцовые. При почти равных соотношениях свинца и цинка они относительно бедны медью. Руды в тех же породах, но залегающих на сильно пиритизированных туфах кварцевого порфира, обогащены медью. Для них характерны свинцово-цинково-медные и медно-цинковые типы руд.

Из текстур для руд Сулукуля можно отметить вкрапленную, густовкрапленную, прожилково-вкрапленную. Для широко развитых сплошных руд в доломитистых известняках наиболее характерна массивная полосчато-сланцевая текстура. Она обусловлена рассланцованностью пород и избирательным метасоматическим замещением с последующей метаморфической дифференциацией, в результате чего образуются ориентированные полоски различного состава, обычно пирита, пирита с халькопиритом и сфалерита, галенита, халькопирита.

Необходимо отметить, что для рудопроявления Сулукуль по сравнению с другими описываемыми рудопроявлениями, характерно наличие широко развитой зоны окисления, типичной для колчеданно-полиметаллических месторождений. Большая часть рудных тел с поверхности представлена окисленными рудами — рыхлым, пористым лимонитом, переходящим местами в «железные шляпы», и пористым кварцевым каркасом, заполненным, в результате выщелачивания пирита, рыхлыми гидроокислами железа.

Из элементов-примесей в гипергенных рудах присутствуют селен — 0,001%, теллур — 0,001%, таллий — 0,0005%, висмут — до 0,02%, мышьяк — 0,016%, сурьма — 0,004%, кобальт — 0,004%, золото — 0,01 *г/т*, серебро — до 0,04%. Данные о содержании тех же элементов в гипогенных рудах свидетельствуют об обогащенности гипергенных руд серебром, висмутом, селеном, теллуром.

Процесс рудообразования протекал в два этапа: гидротермальный и метаморфический. Первый включает стадии: дорудного изменения пород, колчеданную (широко проявившуюся на месторождении), первую полиметаллическую; второй — вторую полиметаллическую и кварц-карбонатную, развитые незначительно.

Следует подчеркнуть, что рудопроявление Сулукуль по своим геологическим данным, характеру изменения вмещающих оруденение доломитизированных известняков и туфов липаритового порфира, интенсивно проявленному метаморфизму руд, очень сходно с Хандизинским месторождением. Это, а также наличие древних выработок, широко развитой зоны гипергенеза и обогащенности руд медью, ставит рудопроявление Сулукуль в ряд наиболее перспективных.

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ КЫЗЫЛСАЙ

Рудопроявление Кызылсай находится на юго-восточном склоне горы Чакчар; открыто в 1953 г. Ш. Э. Эргашевым, и позже его изучали А. Шамансуров, В. М. Бирюков, А. Д. Шмулевич, Е. К. Тепикин, С. Т. Бадалов, И. М. Голованов, Б. Ф. Василевский, Е. И. Мезенцева, П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова и др.

В геологическом строении рудопроявления участвуют породы метаморфической толщи докембрия и эффузивно-осадочные образования нижнего карбона (рис. 12).

Метаморфическая толща представлена орто- и парагнейсами и мусковито-кварцевыми сланцами. На ее размытой поверхности с угловым и азимутальным несогласием залегают породы зойской свиты: угли-

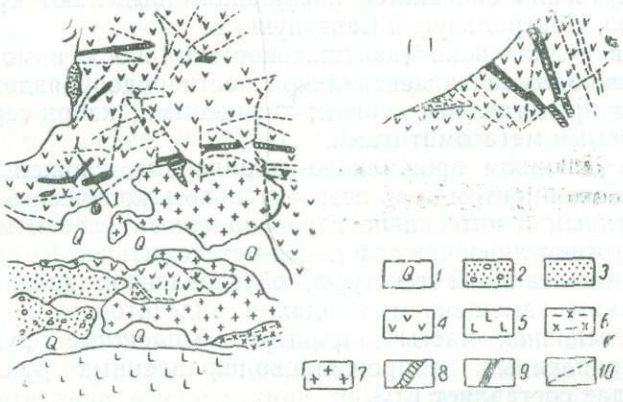


Рис. 12. Схематическая геологическая карта и разрез Восточной части рудопроявления Кызылсай (составлена по материалам А. Шамансурова, М. Шумова).

1 — четвертичные отложения. Отложения вахшиварской свиты ($C_1v_3—n_1$): 2—конгломераты; *3*—песчаники; *4*—андезитовые порфириты; *5*—фельзиты. Отложения докембрия: *6*—сланцы и гнейсы: *7*—гнейсированные граниты; *8*—зоны прожилково-вкрапленных руд; *9*—сплошные руды; *10*—тектонические нарушения.

стые аргиллиты, углисто-глинистые известняки и сланцы, песчаники, конгломераты, известняки, фельзит-порфиры и рудовмещающие андезитовые порфириты.

Мощность толщи андезитовых порфиритов до 150 *м*. Макроскопически они представляют собой темно-зеленую и зеленовато-серую массивную породу с различными по крупности (до 1 *см*) миндалинами (до 25—30%) хлорита (делессита), кварца, халцедона, пирита; текстура ее миндалекаменная. Порода сильно хлоритизирована. Ее состав, по Е. И. Мезенцевой (вес, %): SiO_2 — 63,3; TiO_2 — 0,65; Al_2O_3 — 11,32; Fe_2O_3 — 2,44; FeO — 3,62; MgO — 4,45; MnO — 0,08; CaO — 1,05; Na_2O — 1,67; K_2O — 4,1; H_2O — 0,32; CO_2 — 0,4; P_2O_5 — 0,12.

В настоящее время андезитовые порфириты относятся к субвулканическим образованиям. По нашему мнению, здесь имеются также и эффузивные разности.

На севере по тектоническому контакту с андезитовыми порфиритами и фельзит-порфирами соприкасаются средневизейские известняки вахшиварской свиты, на юге — верхние горизонты зойской свиты.

Отложения зойской и вахшиварской свит слагают северо-западное крыло Карасанской антиклинали, в ядре которой вскрыты породы ме-

таморфической толщи докембрия и гнейсированные биотитовые граниты докарбонового возраста.

Из жильных образований распространены кварцевые порфиры, альбитофиры и диабазовые порфириты.

Главной рудоконтролирующей структурой является крупный субширотный надвиг метаморфической толщи на нижнекарбоновые отложения. Параллельно этому надвигу в северо-западном крыле антиклинали проходят три внутриформационных нарушения, которые и обусловили дробление и трещиноватость пород, являющихся наиболее благоприятными для рудоотложения. К ним приурочиваются протяженные (до 1,5 *км*) зоны интенсивно пиритизированных, хлоритизированных, серицитизированных, окварцованных, реже карбонатизированных андезитовых порфиритов.

Соответственно описанным нарушениям выделяют три рудные зоны: Главную, Центральную и Северную.

Главная рудная зона (протяженностью 1500 *м* и мощностью от 5 до 20 *м*) расположена в центральной части рудопроявления. Вмещающие породы представлены серицит-кварцевыми, кварц-серицитовыми и монокварцевыми метасоматитами.

Руды в основном прожилково-вкрапленные, сложены сфалеритом, пиритом, халькопиритом и в незначительном количестве галенитом. К рассланцованным и интенсивно передробленным участкам пород лежачего бока тяготеют линзочки сплошных метасоматических руд, в основном массивно-миндалевидной текстуры, обусловленной избирательным метасоматическим замещением миндалин андезитового порфирита сфалеритом, а основной массы — пиритом. Сплошные руды окружены ореолом вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд. Отношение Pb : Zn в рудах составляет 1 : 3.

Центральная рудная зона расположена к северу от Главной, параллельно ей. Прослеживается по простиранию на 1200 *м* при мощности 5—25 *м*. Оруденение прожилково-вкрапленное, локализовано в интенсивно передробленных пиритизированных, серицитизированных и хлоритизированных андезитовых порфиритах. Из рудных минералов распространены галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, реже пирротин и борнит. Из нерудных — кварц, барит, кальцит, доломит.

Северная рудная зона расположена параллельно Центральной и простирается на 1000 *м* при мощности от 10 до 30 *м*. Вмещающие оруденение андезитовые порфириты отличаются интенсивной пиритизацией, вплоть до образования участков с густовкрапленным пиритом. Руды преимущественно прожилково-вкрапленные галенит-сфалеритового состава.

Среди эндогенных руд и околорудных зон изменения пород С. Т. Бадаловым, Б. Ф. Василевским, Д. И. Штейнбаумом, П. В. Панкратьевым, Ю. В. Михайловой к настоящему времени установлено 40 минералов. Главные из них: пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, находящиеся в различных соотношениях; присутствуют также пирротин и блеклая руда; из нерудных минералов — кварц, хлорит, доломит, реже барит.

В распределении минеральных типов четко проявляется вертикальная зональность. В нижней части разреза андезитовых порфиритов (Главная рудная зона) преобладают халькопирит-сфалерит-пиритовые руды с галенитом; в средней и верхней частях (Центральная и Северная зоны) — сфалерит-галенит-пиритовые или сфалерит-галенитовые с халькопиритом. Отношение свинца к цинку и меди с глубиной заметно уменьшается.

По степени насыщенности руд сульфидами мы выделяем три основных типа руд: сплошные, смешанные и прожилково-вкрапленные.

Сплошные руды известны в пределах Главной рудной зоны, состоят из сфалерита, халькопирита (реже галенита), пирита и характеризуются массивно-пятнистой и массивно-миндалевидной текстурами.

Прожилково-вкрапленные руды широко распространены во всех рудных зонах. Они слагают самостоятельные рудные тела, а также образуют ореолы вокруг сплошных сульфидных линз. Вкрапленники и прожилки сульфидов распределяются неравномерно, что обусловливает разнообразие текстур: вкрапленных, прожилковых, густовкрапленных, вкрапленно-пятнистых и др. Руды сложены главным образом сфалеритом, галенитом, пиритом с примесью халькопирита.

Смешанные руды представляют собой сочетание прожилково-вкрапленного оруденения с маломощными линзами сплошных руд; особенно характерны для Главной рудной зоны.

В рудах в качестве примесей установлены обычные для данного типа месторождений элементы: золото, хотя и в небольшом количестве (0,5 *г/т*), присутствует постоянно; серебро (0,02%), висмут (0,004%), кобальт (0,007%), селен (0,025%), теллур (0,0003), галлий (0,001%).

Руды Кызылсайского рудопроявления, как и других месторождений колчеданно-полиметаллического типа, сформированы в два этапа: рудообразования и метаморфический. Первый состоит из трех стадий: дорудного гидротермального изменения вмещающих пород, колчеданной и первой полиметаллической; второй — из полиметаллической и кварц-карбонатной.

В стадию дорудного гидротермального изменения вмещающих пород андезитовые порфиры подвергались пропилитизации (окварцеванию, серицитизации, хлоритизации, пиритизации и карбонатизации). По интенсивности изменений вокруг рудных тел образовалось три зоны. Внешняя зона представлена измененными андезитовыми порфиритами, в которых сохранилась структура первичной породы, следующая за ней — кварц-карбонат-хлорит-пиритовой породой; внутренняя — кварц-серицитовой или серицит-кварцевой породами, заключающими в себе сплошные руды.

В серноколчеданную стадию были сформированы колчеданные руды, имеющие очень широкое развитие на рудопроявлении.

В первую полиметаллическую стадию возникли различные виды колчеданно-полиметаллических руд.

Во вторую полиметаллическую стадию, в результате переотложения минералов первой полиметаллической стадии, образовались редкие маломощные секущие прожилки сфалерита, галенита, кварца, доломита, барита, халцедона и других. Стадия проявилась очень слабо.

Кварц-карбонатная стадия выражена в незначительном переотложении кварца, карбоната, реже сульфидов свинца и меди ранних стадий.

Галенит-сфалеритовый минеральный тип

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ЧАКЧАР

Рудопроявление Чакчар расположено в Чакчарских горах юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

В строении рудного поля участвуют метаморфические породы докембрия, представленные кварц-хлорит-серицитовыми сланцами с линзами кварца и биотитовыми гнейсами, с маломощными прослоями кварцитов. Их несогласно перекрывают нижнекарбоновые отложения,

относимые Ф. Р. Бенш к нижнему визе. Среди них отмечаются (снизу вверх): мелко- и среднегалечные конгломераты; среднезернистые кварц-серицит-полевошпатовые песчаники; альбитофиры, залегающие среди песчаников, имеющие с ними тектонические контакты; андезитовые порфириты (аналогичные южнокарасанским); аркозовые песчаники; слюдистые полимиктовые песчаники; рассланцованные кремнистые алевролиты; туфобрекчии, среди которых отмечаются карбонатные породы, считавшиеся ранее секущими жилами. Наши исследования 1963—1965 гг. показали, что это линзы анкеритизированных известняков среди эффузивов, которые подвергаются избирательному замещению сульфидными рудами. Все перечисленные породы содержат большое количество прожилков и жил мощностью до 2 *м* молочно-белого кварца с убогой вкрапленностью галенита, пирита, халькопирита.

На палеозойских породах трансгрессивно с угловым несогласием лежат отложения юры.

Интрузивные породы представлены массивом сильно разрушенных осветленных гранитов докарбонового возраста, которые занимают значительную площадь рудного поля. Граниты секутся маломощными жилами аплитовидных гранитов.

Рудопроявление Чакчар приурочено к сводовой части Чакчарской антиклинальной складки, ядро которой сложено массивом сильно разрушенных гранитов.

Широко развиты на площади рудопроявления дизъюнктивные структуры. Среди них четыре основные параллельные структуры сбросо-надвигового характера широтного и субширотного простирания. Разломы протяженные (до 1—3 *км*), мощность зон изменения и дробления пород вдоль них составляет от нескольких до 20—30 *м*. Основные структуры осложнены нарушениями более мелких порядков.

Характерна приуроченность всех рудных тел и рудной минерализации к зонам описанных тектонических нарушений. Всего на рудопроявлении выделено три рудных тела, приуроченных к породам различных литологических разностей.

Северо-восточное рудное поле находится в зоне одноименного разлома и представлено оруденелыми линзами анкеритизированных известняков. Отношение его протяженности к мощности составляет 27 : 1. Рудная минерализация неравномерная, рассеянная, вкрапленная, прожилковая и сплошная метасоматическая. Соотношения свинца к цинку и меди составляют на поверхности 1 : 1 : 0,1.

Центральное рудное тело приурочено к северному сбросу и расположено в сильно измененных алевролитах и песчаниках, прослеживается на 80 *м* при мощности 8—10 *м*. Минерализация представлена неравномерной вкрапленностью сульфидов, в карбонатизированных участках более густая. Отношение свинца к цинку и меди на поверхности составляет 1 : 2 : 1. С глубиной содержание свинца не меняется, количество цинка возрастает в пять, а меди в 1,5 раза.

Юго-западное рудное тело также находится в зоне разлома среди гранитов и андезитовых порфиритов; по простиранию прослеживается на 120 *м* при мощности 15 *м*. Оруденение аналогично вышеописанным рудным телам, в основном прожилково-вкрапленное. Отношение свинца к цинку и меди 1 : 0,4 : 0,06, с глубиной более чем вдвое увеличивается количество цинка и в 1,5 раза количество меди.

В различных по составу породах отношение свинца к цинку меняется. Минимально оно для руд, располагающихся в песчаниках и алевролитах, несколько более в анкеритизированных известняках и

максимально в андезитовых порфиритах. Относительный процент содержания меди наивысший для рудных зон в песчаниках и алевролитах.

Помимо описанных рудных тел выделяется три минерализованные зоны, также приуроченные к зонам нарушений среди альбитофиров, гранитов, гнейсов и андезитовых порфиритов. Оруденение в них убогое, вкрапленное.

Рудовмещающие породы подвержены интенсивному гидротермальному метаморфизму, проявившемуся в различных по составу породах по разному. Песчаники и туфобрекчии в основном серицитизированы, пиритизированы, окварцованы, реже карбонатизированы и хлоритизированы. В альбитофирах наиболее широко развита серицитизация и менее — доломитизация. Для андезитовых порфиритов характерны хлоритизация, окварцевание. Граниты сильно брекчированы, пиритизированы. Известняки анкеритизированы.

В работах Д. И. Штейнбаума, С. Т. Бадалова, Б. Ф. Василевского, Ю. В. Михайловой и др. описано 24 минерала гипогенных руд. Наиболее распространены пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклая руда; из нерудных — кварц, кальцит, доломит, анкерит, брейнерит. Имеются редкие находки самородного серебра, арсенопирита, молибденита.

Для пирита, главного минерала руд, характерно широкое развитие колломорфных образований. Сфалерит преобладает над галенитом и халькопиритом; содержит в большом количестве эмульсионную вкрапленность халькопирита.

Среди руд можно выделить два типа, в зависимости от характера выполнения пород рудными минералами. Прожилково-вкрапленные руды характерны практически для всех рудовмещающих пород. В анкеритизированных известняках руды по составу сфалеритовые и сфалерит-пиритовые; в андезитовых порфиритах прожилки имеют кварц-хлорит-сульфидный, пирит-сфалерит-галенитовый с халькопиритом состав; в альбитофирах и песчаниках широко развит халькопирит, сфалерит, пирит, а галенит находится в подчиненном количестве.

Массивные руды развиты широко только в анкеритизированных известняках, где слагают участки сфалерит-пирит-галенитового состава с преобладанием сфалерита или пирита; халькопирит почти отсутствует.

Текстуры руд зависят от способа отложения сульфидов. Для руд, образованных выполнением пустот в породе, характерны вкрапленная, прожилковая, прожилково-вкрапленная текстуры. Отмечается текстура цементации — брекчиевая — результат катаклаза вмещающих пород, цементирующихся сульфидами. В метасоматических рудах развиты массивная текстура в карбонатных породах сфалерит-пирит-галенитового состава и полосчатая, так называемая «бурундучная», характеризующаяся закономерным чередованием полос незамещенного анкеритизированного известняка и прерывистых полосок сфалеритового состава.

Гипогенные руды содержат ряд элементов-примесей, характерных и для вышеописанных месторождений. Среди них наибольший интерес представляют серебро (0,02%), висмут (0,003—0,03%), селен (до 0,03%), присутствуют также теллур, никель, кобальт и др.

На рудопроявлении мы выделяем два этапа минералообразования: рудообразования и метаморфический. Первый включает стадии дорудного изменения вмещающих пород, серноколчеданную, первую полиметаллическую; второй — вторую полиметаллическую и послерудную кварц-карбонатную.

Стадия дорудного изменения вмещающих пород проявилась очень широко и выразилась в окварцевании, хлоритизации, доломитизации,

серицитизации, развитыми в различной степени в тех или иных породах в зависимости от их химического состава.

В серноколчеданную стадию образовалась основная масса пирита и в подчиненном количестве марказит. Хорошая сохранность пирита колломорфно-зонального строения свидетельствует о слабом проявлении метаморфических преобразований, выразившихся лишь в брекчировании, что четко отделяет образование основной массы пирита от полиметаллов.

Первая полиметаллическая стадия характеризуется как широкой перегруппировкой, переотложением вещества, так и привносом основных рудообразующих компонентов; в эту стадию отложилась основная масса галенита, сфалерита, халькопирита, блеклой руды.

Вторая полиметаллическая стадия — метаморфического переотложения — проявилась в образовании прожилков кварц-доломит-сульфидного состава. Послерудная стадия переотложения выразилась в образовании безрудных прожилков кварц-карбонатного состава.

Глава III

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

В Южном Узбекистане колчеданно-полиметаллическое оруденение размещается среди гидротермально измененных пород. Их изменения происходили на различных стадиях рудообразовательного процесса, но особенно интенсивно проявились в период, предшествовавший рудоотложению. Главными и наиболее интенсивными процессами изменения рудовмещающих пород являются окварцевание, хлоритизация, серицитизация, пиритизация, пропилитизация, образование вторичных кварцитов и джаспероидов.

При этом на тип околорудных изменений большое влияние оказывал состав рудовмещающих пород. Для карбонатных пород наиболее характерна хлоритизация, окварцевание, образование джаспероидов; для вулканогенных пород кислого и среднего состава — окварцевание, серицитизация, хлоритизация, пиритизация, образование вторичных кварцитов и пропилитов.

Эти процессы в некоторой степени были затронуты выше при описании месторождений. Здесь будут охарактеризованы наиболее типичные из них.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТУФОВ ЛИПАРИТОВОГО ПОРФИРА

Наиболее богатые полезными компонентами и значительные по размерам рудные тела приурочены к нижней вулканогенной толще (C_1v_3) и в частности лито-, кристалло-, витрокластическим туфам липаритового порфира (месторождение Хандиза и др.).

В пределах рудных площадей рассматриваемая толща интенсивно тектонически нарушена. Наиболее крупные нарушения зафиксированы на контакте с подстилающей терригенно-карбонатно-пирокластической толщей (микрокварцитами) и липарит-дацитовыми («пестрыми») туфами, менее значительные — в самих туфах липаритового порфира. Около этих тектонических нарушений, имеющих характер межформационных и внутриформационных зон дробления (согласные и секущие надвиги), породы интенсивно изменены. К ним и приурочены наиболее богатые рудные тела.

Характер и степень изменения пород меняются с удалением от зон нарушений, в результате чего образуется зональность. Непосредственно у рудных тел породы представлены серицитолитом, нередко нацело замещенным сульфидной рудой, далее они сменяются серицит-хлоритовой, монохлоритовой, монокварцевой и, наконец, серицит-квар-

цевой зонами изменения туфов. Породы, не затронутые метаморфизмом, практически не наблюдаются. Такие метасоматические колонки в разрезе повторяются неоднократно и по отношению друг к другу располагаются кулисно.

В пределах рудной зоны широко проявлены субсогласные субвулканические дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Четкую зональность изменения с удалением от них установить пока не удалось, однако, вблизи них нередко вмещающие породы превращены в серицит-кварцевые и монокварцевые, да и сами дайки гидротермально изменены.

Таким образом, изменённые туфы липаритового порфира представляют собой образования, обусловленные деятельностью гидротермальных растворов, парагенетически связанных с субвулканическими дайками кислого состава. Геологическое положение измененных туфов, значительное содержание в них вторичного кварца, серицита, а также исходный состав пород аналогичны вторичным кварцитам в Казахстане, Грузии и других районах. Но имеются и отличия, заключающиеся в сланцеватом строении серицит-кварцевых, монохлоритовых и кварц-серицитовых пород; развитии только серицитовой и монокварцитовой минеральных фаций вторичных кварцитов, по Н. И. Наковнику; высокоглиноземистые минералы являются лишь минералогическими находками.

В строении измененных пород участвуют кварц, серицит (в том числе гидрослюды), гематит, пирит, хлорит, редко рутил. Это постоянно встречающиеся минералы, количественные соотношения которых резко меняются с переходом от одной метасоматической породы к другой. Размеры зерен и чешуек минералов колеблются от 0,01 до 0,5 *мм*. Высокоглиноземистые минералы — корунд, диаспор, андалузит, пирофиллит, алунит очень редки.

В любом поперечном сечении измененных туфов липаритового порфира сохраняется вышеупомянутая последовательность метасоматитов и их повторение, которые не всегда резко и отчетливо выражены вследствие неоднородности вулканогенной толщи (в том числе наличие прослоев микрокварцитов многоярусности оруденения и наложения зон друг на друга). Нередко в подзоне, примыкающей к рудному телу, вместо серицитовой, развивается хлоритовая порода и т. д.

Ниже приводится краткая характеристика наиболее распространенных метасоматических подзон на примере одной из скважин Хандизинского месторождения (рис. 13). На рис. 13 показано также изменение концентраций свинца, цинка, меди, железа и серебра в различных метасоматических зонах и рудных телах.

Слабо измененные туфы липаритовых порфиров встречаются редко, в самых верхних частях разреза.

Продукты гидротермально-метасоматического изменения — кальцит, серицит, пирит, хлорит распространены неравномерно в основной массе кварц-полевошпатового состава и развиваются преимущественно в интерстициях составляющих ее зерен.

Серицит-кварцевая порода слагает наиболее мощную (10—15 *м*) подзону (внешнюю). Это плотная серая порода, не сохранившая структуру первичной породы (порфировые выделения отсутствуют).

Главные составляющие минералы — серицит и кварц (последний преобладает), второстепенные пирит и хлорит. Зерна кварца и чешуйки серицита располагаются по сланцеватости породы. Кварц слагает участки равномерно-крупнозернистого (до 0,5 *мм*) и мелкозернистого (0,05 *мм*) строения. Серицитовые агрегаты обволакивают кварцевые

зерна, образуя участки гнейсовидной текстуры. Среди серицит-кварцевой массы встречаются участки хлорита. Во флюидальной массе серицита наблюдается неравномерная вкрапленность пирита.

Существенно кварцевая порода — плотная, часто передробленная светло-серая до белой. Сложена изометричными, неправильными и удлиненными (в результате перекристаллизации) зернами кварца. Строение породы неоднородное. Выделяются участки с размерностью зерен: 0,01—0,02 *мм*; 0,05—0,08 *мм;* до 3 *мм*. По трещинкам

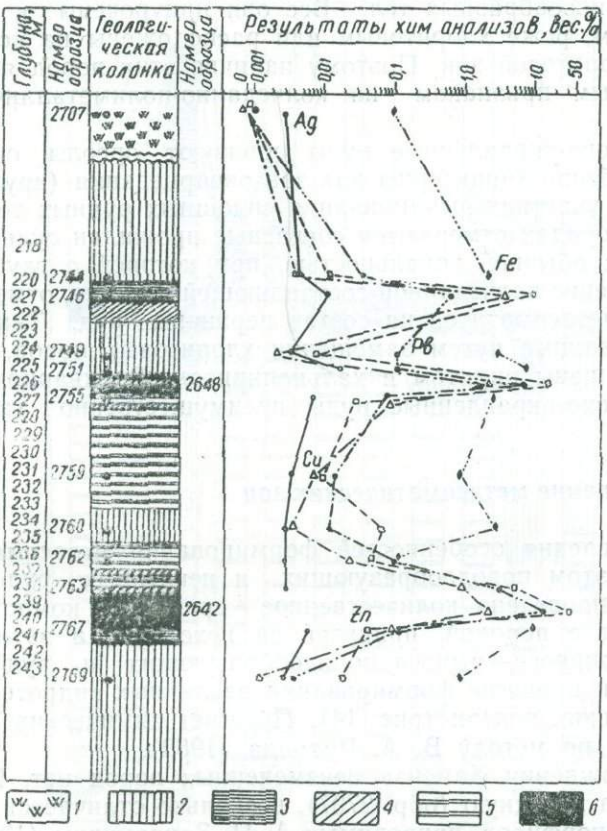


Рис. 13. Строение гидротермально измененных рудовмещающих вулканогенных пород месторождения Хандиза (фрагмент разреза по скважине) и распределение в них рудных элементов.

1—туфы липаритового порфира; *2*—серицит-кварцевая порода; *3*—кварц-серицитовая и серицитовая порода; *4*—хлоритовая и серицит-хлоритовая порода; *5*—кварцевая порода; *6*—рудное тело.

и в интерстициях зерен кварца встречаются серицит и карбонат. Редкую вкрапленность и гнезда образует пирит.

Хлоритовая порода имеет зеленовато-серый цвет. Состоит из хлорита клинохлор-корундофиллитовой группы. Ориентированное расположение волокнистых зерен хлорита придает породе сланцеватость. Встречаются пирит, серицит, кварц.

Серицитовая порода располагается непосредственно на контакте с рудным телом. Резко выделяется своей темно-серой, почти черной окраской, за счет тонкодисперсной вкрапленности пирита. Основ-

ные минералы породы — тонкочешуйчатый серицит и фингит, располагающиеся в породе ориентированно, изобилуют вкрапленностью тонкодисперсного пирита. Среди серицита распространены изометричные и неправильные зерна кварца.

Положение рудных тел по отношению к метасоматическим зонам

Сплошные сульфидные руды в гидротермально измененных породах слагают несколько крупных и большое количество мелких пластообразных и линзообразных тел. Все они приурочены к серицитовым метасоматитам, реже хлоритовым или расположены на контакте серицитовой и хлоритовой зон. Поэтому наличие этих пород является прямым поисковым признаком на колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Прожилково-вкрапленные руды образуют ореолы около сплошных. Они особенно характерны для зон окварцевания (хрупких пород); кроме того, в участках выклинивания сплошных рудных тел в серицит-хлоритовых породах отмечаются согласные прожилки сульфидов.

Наряду с обычной зональностью, при которой с глубиной увеличивается значение колчеданной составляющей и цинка, отмечается влияние состава метасоматитов на состав первичных руд. Так, сплошные руды, образованные путем замещения хлоритовых пород, значительно больше обогащены пиритом и халькопиритом. В окварцованных породах прожилково-вкрапленные руды преимущественно галенит-сфалеритовые.

Формирование метасоматических зон

Для выявления особенностей формирования метасоматитов и поведения при этом породообразующих и некоторых рудообразующих компонентов проведено количественное сравнение компонентов измененных пород с породой, принятой за исходную, а затем построена диаграмма привноса—выноса породообразующих и рудообразующих компонентов в процессе формирования различных гидротермальных и метасоматических подзон (рис. 14). Пересчет химических анализов пород проведен по методу В. А. Рудника (1962).

На месторождении Хандиза неизмененных пород нет. Порода, принятая нами за исходную (обр. 2707), несколько отличается от типичных липаритовых порфиров, приводимых А. Н. Заварицким (1960) по Дэли. Она также характеризуется отсутствием свинца, цинка и меди (с точностью до 0,0п%) и незначительным содержанием серы.

В результате пересчета химических анализов образцов, взятых из соответствующих, чередующихся в разрезе различных метасоматических зон (рис. 13), построены табл. 5 и диаграмма (рис. 14) привноса и выноса химических компонентов.

Зона серицит-кварцевых пород характеризуется относительной инертностью кремния, алюминия, магния. В ней наиболее подвижны натрий и кальций, что обусловливает изменение плагиоклазов вплоть до полного замещения их серицитом. Серицитизация плагиоклаза происходит с одновременным выпадением SiO_2, что фиксируется наличием кварца. Увеличение закисного железа и серы обусловили развитие пиритизации.

В зоне существенно кварцевых пород происходит привнос кремния, в результате чего его количество увеличивается более чем на четверть (обр. 2762). Алюминий, магний характеризуются

резким выносом из зоны (до 85%). Обогащение закисным железом обусловливает наличие пирита в породе. Натрий и кальций очень подвижны: калия выносится от 12 до 60%, натрия до 96%, кальция до 53%. За счет выноса перечисленных компонентов происходит окварцевание пород.

Большая подвижность алюминия, магния, калия, натрия, кальция, а также присутствие такого минерала как диккит, который по данным

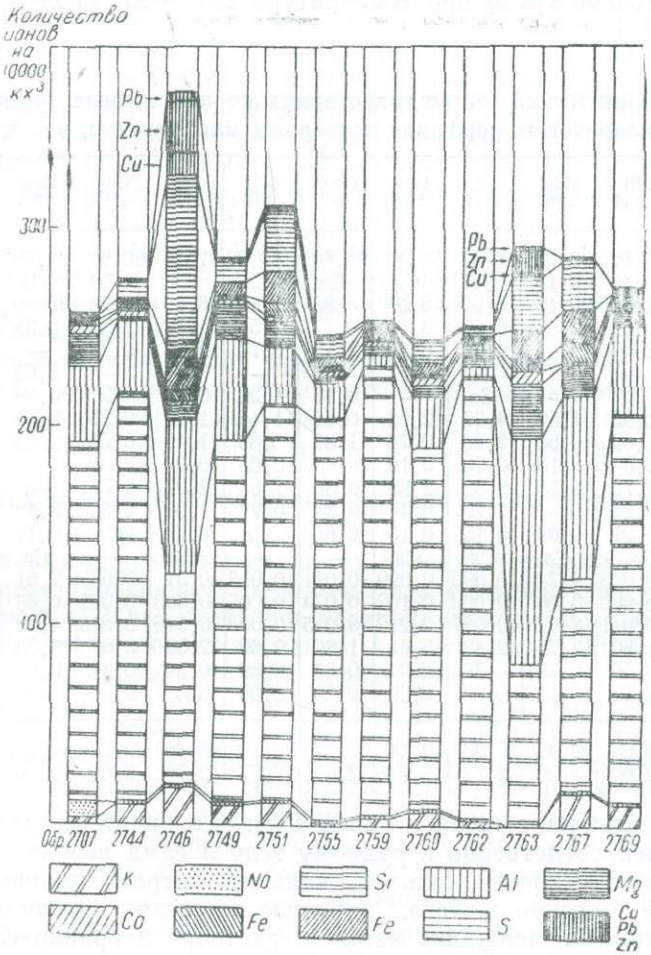


Рис. 14. Диаграмма привноса-выноса породообразующих компонентов в процессе формирования различных гидротермально измененных зон рудовмещающих вулканогенных пород месторождения Хандиза.

2707—туф липаритового порфира; 2744, 2749, 2751, 2760, 2769—серицит-кварцевая порода; 2755, 2759, 2762—существенно кварцевая порода; 2746, 2767—кварц-серицитовая и серицитовая порода.

экспериментов образуется в кислых средах, свидетельствует о том, что растворы, формирующие существенно кварцевую зону, имеют кислую реакцию.

Зона хлоритовых пород. Монохлоритовые породы обычно занимают промежуточное положение между монокварцевой и серицитовой зонами. Нередко она получает локальное развитие в сущест-

венно кварцевых и кварц-серицитовых породах или фиксируется на контакте с рудным телом (рис. 13). Подзона характеризуется резким выносом кремния (более 50%) и полным выносом натрия и калия. Остальные компоненты — алюминий, магний, окисное и закисное железо, кальций привносятся, что приводит к образованию хлорита, серицита и пирита.

Формирование хлоритовой зоны, по всей вероятности, происходило в слабо щелочной среде при температуре 250—300° (Толок, 1964).

Таблица 5

Химический состав гидротермально измененных туфов липаритовых порфиров месторождения Хандиза, вес %

Компонент	Обр. 2707	Обр. 2744	Обр. 2746	Обр. 2749	Обр. 2751	Обр. 2755	Обр. 2759	Обр. 2760	Обр. 2762	Обр. 2763	Обр. 2767	Обр. 2769
SiO_2	72,22	77,62	33,02	66,89	67,12	84,80	89,32	77,61	89,90	29,58	38,22	74,40
TiO_2	0,0	0,13	0,18	0,17	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,30	Сл.
Al_2O_3	12,67	11,51	20,17	15,97	8,07	5,85	1,76	8,16	1,78	35,56	27,06	13,83
Fe_2O_3	1,50	0,64	2,58	0,68	3,40	0,77	2,51	1,18	1,55	2,35	4,9	0,67
FeO	0,88	2,07	—	2,90	6,29	2,15	0,74	2,33	0,78	—	7,34	0,72
Fe	—	—	6,11	—	—	—	—	—	—	5,63	—	—
MnO	0,03	Сл.	—	Сл.	—	0,17	Сл.	0,06	Сл.	0,19	0,11	сл
MgO	4,35	0,95	1,52	4,37	2,98	0,62	1,46	1,23	2,27	3,40	3,80	3,55
CaO	1,60	1,00	0,60	0,80	0,70	1,30	0,80	1,40	0,70	2,00	0,40	0,50
Na_2O	1,72	0,04	0,13	0,13	0,10	0,05	0,05	0,08	0,05	—	0,12	0,08
K_2O	0,87	2,79	4,15	2,92	2,85	0,34	1,03	2,20	0,77	—	4,67	2,92
CO_2	—	0,22	—	1,20	0,44	0,33	0,77	1,98	0,33	3,40	1,21	0,33
P_2O_5	—	0,21	0,09	0,15	0,13	0,65	Сл	0,20	Сл.	0,17	0,23	0,39
SO_3	—	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	—	—	Сл.	—	Сл.	Сл.	—
Pb	—	0,023	4,74	0,096	0,099	0,071	0,013	0,01	0,08	2,61	0,096	0,003
Cu	—	0,003	3,66	0,002	0,102	0,074	0,005	0,003	0,021	0,63	0,062	0,001
Zn	—	0,011	8,52	0,007	0,212	0,015	0,008	0,046	0,028	4,29	0,033	0,014
S	0,47	1,80	13,76	2,43	5,61	1,89	0,62	2,09	0,67	9,28	4,83	0,39
H_2O	0,84	0,50	0,70	0,78	0,84	0,60	0,69	0,89	0,84	0,93	1,26	0,78
П.п.п.	2,83	0,14	—	0,38	0,20	0,00	0,00	0,0	0,00	—	4,44	1,54
Сумма	99,74	99,65	99,93	99,86	99,14	99,67	99,76	99,46	99,76	100,02	99,07	100,11
Объемный вес	2,51	2,66	3,26	2,72	2,94	2,67	2,57	2,70	2,62	2,76	2,77	2,69

Зона кварц-серицитовых и серицитовых пород примыкает непосредственно к рудному телу и сама нередко рудоносна. Из нее выносятся кремний, магний, кальций, натрий; привносятся алюминий, калий, окисное железо, закисное железо (увеличивается в 15 раз). Высокое содержание калия в растворе и сравнительно более высокая температура растворов, чем в хлоритовой зоне, обусловливают кислотные свойства растворов в соответствии с данными Фаука (Курек, 1954).

Таким образом, подзона хлоритовых и кварц-серицитовых пород характеризуется большой подвижностью всех компонентов, и вследствие выноса из них кремнезема на некотором удалении от рудного тела возникает фронт окварцевания.

В целом, процесс формирования измененных зон происходил следующим образом.

Гидротермальные растворы поступали по межформационным и внутриформационным тектонически ослабленным зонам, и, просачиваясь по сланцеватости и порам, в силу своих слабокислотных свойств, выщелачивали основания, глинозем, щелочи. Первоначально выщелачивание охватывало всю зону, что свидетельствует о наступлении волны

кислотности (Коржинский, 1955). Обогащенные выщелоченными компонентами растворы с понижением температуры обладали сначала нейтральными, а затем слабощелочными свойствами, в результате чего повышалась активность оснований. Выпадение глинозема из раствора в присутствии калия приводило к образованию серицита в серицитовой и кварц-серицитовой подзонах; затем из растворов выпадали соединения железа, титана, марганца. Одновременно происходил переход в раствор кремнезема и его вынос. Нейтральная и кислая реакция растворов способствовали массовому отложению кремнезема в виде кварца.

Перешедшее в раствор железо с проявлением кислотных свойств растворов, в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала, отсутствия или наличия в растворе ионов серы, выпадало в форме окислов или сульфидов железа. Наиболее благоприятными в этом отношении были серицитовая и хлоритовая зоны, которые, благодаря своим нейтральным и слабощелочным свойствам, способствовали выпадению из растворов железа.

Процессы гидротермального метаморфизма сопровождались значительным привносом воды, так как главнейшие породообразующие минералы, особенно внутренних зон, в значительной степени представлены водными силикатами.

Отложение полиметаллов происходило избирательно, путем метасоматического замещения в средах, где повышалось pH рудоносных растворов (серицитовые, хлоритовые породы), что благоприятно для образования сульфидов свинца, цинка и меди (Бетехтин, 1955).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ АНДЕЗИТОВЫХ ПОРФИРИТОВ

Андезитовые порфириты являются главными рудовмещающими породами на рудопроявлениях Кызылсай и в меньшей степени Чакчар и Южный Карасан. В них отчетливо устанавливаются признаки гидротермально-метасоматического изменения, интенсивность которого увеличивается с приближением к рудным телам. Вблизи тектонических зон эта закономерность нарушается, что выражается в локальном усилении метаморфизма. В общем для андезитовых порфиритов выдерживается следующая смена зон изменения. В периферийных частях, наиболее удаленных от рудного тела, располагаются слабо измененные андезитовые порфириты; далее они сменяются кварц-серицит-хлоритовой породой с пиритом и, наконец, центральная часть зоны (в контакте с рудой) сложена серицит-кварцевыми и кварц-серицитовыми породами.

Для выяснения характера поведения породообразующих компонентов, а также свинца, цинка, меди и серебра составлен разрез через рудную зону рудопроявления Кызылсай, а также произведен химический анализ проб, отобранных из различных зон изменения (табл. 6). При сравнении данных с химическими анализами андезитов по Дэли (Заварицкий, 1960) видно, что они несколько отличаются по составу. Отклонения в содержании тех или иных компонентов объясняются гидротермальной измененностью пород вблизи рудных зон. Так, повышенные содержания кремния объясняются окварцеванием, железа — пиритизацией, магния — хлоритизацией, калия — серицитизацией и т. п.

В зонах оруденения (рис. 15) происходит привнос SiO_2, что связано с интенсивным окварцеванием пород (обр. 2295, 2296, 2308). Повышенное содержание CaO вызвано, по-видимому, разложением плагиоклазов и выделением кальция, идущего на образование кальцита. Некоторое повышение K_2O в первой рудной зоне (обр. 2295, 2296) объясняется серицитизацией породы, а резкое снижение MgO свиде-

тельствует о ее выносе из рудной зоны. Действительно, исследования подтверждают интенсивное окварцевание пород вблизи рудных тел,

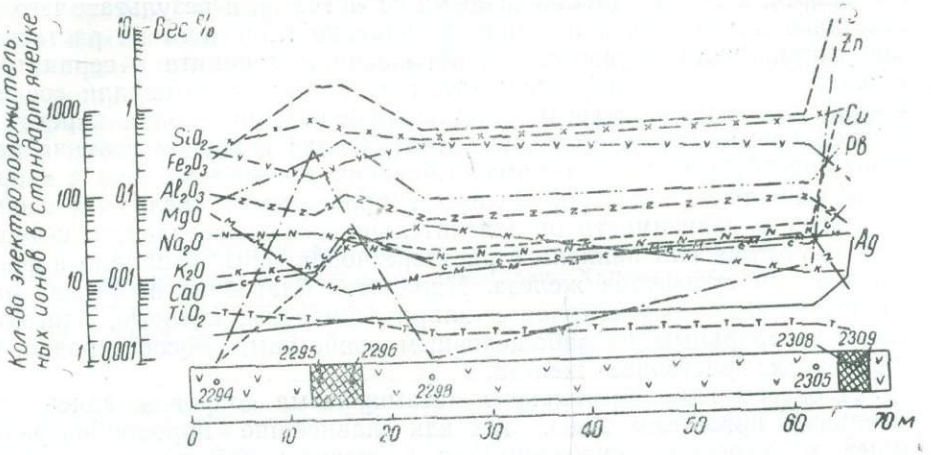


Рис. 15. График привноса-вноса породообразующих элементов и распределение железа, свинца, цинка, меди, серебра в гидротермально измененных андезитовых порфиритах и рудных зонах рудопроявления Кызылсай.

Образцы 2295, 2296, 2308, 2309—гидротермально измененные андезитовые порфириты, оруденелые.

тогда как удаленные участки более хлоритизированы. Незначительные отклонения в химическом составе измененных, вмещающих оруденение

Таблица 6

Химический состав гидротермально измененных андезитовых порфиритов рудопроявления Кызылсай, вес. %

Номер обр.	SiO_2	Общ. Fe_2O_3	TiO_2	MnO	Al_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Cu
2294	60,08	7,40	0,90	0,14	14,76	1,20	6,45	3,12	1,39	0,00
2295	80,08	5,20	0,50	Сл.	5,70	1,40	0,70	2,32	1,31	0,01
2296	68,14	6,64	0,60	Сл.	10,96	4,60	0,58	1,97	2,52	0,03
2298	67,68	8,68	0,56	Не обн.	6,64	2,40	1,54	1,46	5,06	0,02
2305	72,64	6,40	0,53	Не обн.	7,87	2,80	2,40	2,14	0,99	0,03
2308	63,36	13,0	0,18	Сл.	2,62	4,00	1,60	0,27	0,66	0,57

Номер обр.	Zn	Pb	S	SO_3	CO_2	$-H_2O$	$+H_2O$	$-O$	Ag	Сумма
2294	0,00	0,08	0,52	0,08	0,00	0,00	3,96	0,19	0,0024	99,89
2295	0,28	0,25	2,14	0,25	0,00	0,00	0,71	0,73	0,0029	100,12
2296	0,05	1,42	2,12	0,30	0,00	0,00	2,24	0,76	0,0032	100,41
2298	0,00	0,08	0,57	0,32	0,77	0,00	4,05	0,21	0,0029	99,92
2305	0,01	0,09	0,77	0,00	0,60	0,00	2,65	0,28	0,0034	99,70
2308	3,87	0,23	11,73	0,14	0,00	0,00	1,49	3,45	0,0064	100,27

Примечание. Анализы выполнены в Химической лаборатории ИГГАН УзССР. Аналитик Н. Куракина.

пород указывают на то, что здесь происходили в основном процессы перекристаллизации, перераспределения вещества с изменением структуры пород без значительного привноса компонентов извне. Резко

подчеркнута обратная зависимость в изменении содержания окисного и закисного железа, что указывает на заимствование железа при образовании пирита из вмещающих пород (рис. 15).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

В карбонатных рудовмещающих породах наибольшее распространение получили процессы окварцевания, хлоритизации, пиритизации, реже серпентинизации, баритизации, отальковання, дедоломитизации. Наиболее специфическим и характерным для месторождений Хандиза, Южный Карасан, Сулукуль и др. является процесс окварцевания, нередко приводящий к образованию джаспероидов (Панкратьев, 1966).

Джаспероиды, также как и рудные тела, контролируются зонами дробления, разлинзования и рассланцевания. Они обычно образуют оторочки вокруг сплошных сульфидных руд или маломощные зонки (0,5—1 *м*) на некотором удалении от них. Переход между джаспероидами и карбонатными породами вкрест простирания рудных зон резкий, а по простиранию — постепенный. С приближением к рудному телу интенсивность окремнения и потемнения увеличивается. Кроме того, устанавливается зависимость между мощностями рудного тела и джаспероида.

К внутренней части яшмовидной оболочки приурочивается внешний контур сульфидных руд, сложенных главным образом пиритом, в то время как в центре рудных тел располагаются галенит-сфалерит-пиритовые и другие разности в ассоциации с магнезиальным хлоритом.

Макроскопически джаспероиды имеют большое сходство с обычными микрокварцитами и отличаются от них лишь более темной окраской.

Под микроскопом джаспероиды представлены скрытокристаллической роговиковой массой кварца (до 0,01 *мм*), среди которой отмечаются редкие гломеробласты (0,1—0,5 *мм*) и прожилки перекристаллизации. Благодаря насыщенности породы пылевидной вкрапленностью пирита, она в шлифах полупрозрачна.

С приближением к рудному телу участки перекристаллизации и идиоморфные кристаллики пирита встречаются чаще. Причем в роговиковой массе они более мелкие (0,001 *мм*), чем в перекристаллизованных участках (до 0,05 *мм*). Это связано, по-видимому, с процессом перекристаллизации основной массы кварца, при которой тонкодисперсная пыль пирита собиралась в сгустки, из которых затем формировались правильные кристаллы пирита. На контакте с рудами роговиковый кварц полностью перекристаллизован и содержит густую вкрапленность пирита, который, в свою очередь, окружен оторочками фламбоидального или стебельчатого кварца. В джаспероидах встречаются также серицит, хлорит, реже гидробиотит.

Карбонатные породы вблизи джаспероидов окварцованы. На этих участках встречаются гломеробласты кварца ромбической формы (в срезе шлифа), унаследованной от доломита в результате его замещения, и реликты карбоната. В некотором удалении от контакта с джаспероидом последние встречаются чаще и распределяются более или менее равномерно; далее окварцованные породы переходят в доломит.

Вполне вероятно, что карбонатные породы при окварцевании растворялись под действием горячих водных растворов, содержащих кремнезем и свободную кислоту (Ловеринг, 1951). Как правило, при наличии в растворе силикатов щелочей, а также анионов HCO_3^- и CO_3^- углекислота, взаимодействуя с $MgCO_3$ и $CaCO_3$, растворяет их, а силикаты щелочей, например натрия, могут взаимодействовать с CO_2

или $Mg\,CO_3^{=}$ по следующему уравнению: $NaSiO_3 + CO_2 \rightarrow Na_2CO_3 + SiO_2$ (с понижением t°). Так как анион CO_3, возникающий в водных растворах, более сильный, чем анион SiO_4 (Бетехтин, 1955), реакция приводит к выпадению кремнезема.

Замещение карбонатных пород кремнеземом наблюдается в основном по периферии зон дробления, где скорость течения растворов несколько замедляется, что способствует лучшему протеканию химических реакций. В то же время на этих участках снижается температура — один из факторов, способствующих выпадению кремнезема из растворов.

Таким образом, широкое распространение джаспероидов на рудоносных площадях и тесная ассоциация их с сульфидными рудами позволяет рассматривать их как индикатор скрытого оруденения на колчеданно-полиметаллических месторождениях Южного Узбекистана.

Хлоритизация является также одним из важнейших и характерных типов гидротермальных изменений рудовмещающих карбонатных пород месторождений Хандиза, Южный Карасан, Сулукуль. Она проявилась в зонах дробления и рассланцевания доломитов вдоль согласных и секущих межпластовых срывов. В этих участках порода нередко нацело замещалась хлоритом с образованием монохлоритовых зон, заключающих колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Глава IV

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЭНДОГЕННЫХ РУД

Минеральный состав руд и околорудных измененных пород рассматриваемых месторождений и рудопроявлений изучали Р. Л. Дунин-Барковский (1956), Э. Штейнбаум (1956), С. Т. Бадалов и И. М. Голованов (1959), Б. Ф. Василевский (1960, 1962), З. С. Журавлева (1963), П. В. Панкратьев (1962, 1965, 1968), Ю. В. Михайлова (1967, 1968).

В результате установлено более 130 минеральных видов и их разновидностей (табл. 7).

Главные минералы всех месторождений — пирит, сфалерит, галенит, халькопирит. К числу основных в отдельных рудных телах месторождений Хандиза и Южный Карасан относятся также блеклая руда (теннантит и тетраэдрит), на рудопроявлении Кульдара — пирротин. Нерудные минералы в сплошных рудах имеют подчиненное значение, составляя 30—40% общей массы, а в прожилково-вкрапленных разностях они явно преобладают. Главные среди них — кварц, серицит, хлорит (клинохлор), карбонаты (доломит, кальцит).

Месторождения различаются между собой в основном соотношением главных минералов руд, а также парагенезисом и количественным содержанием второстепенных и редких минералов (рис. 16). Парагенезис нерудных минералов и их количественные соотношения в значительной мере зависят от состава вмещающих пород, рудных — от состава вмещающих пород и дорудных метасоматитов.

Пирит. Наиболее распространенный рудный минерал, а для медно-колчеданного (Кульдара) и галенит-сфалерит-пиритового (Кызылсай, Сулукуль) минеральных типов является преобладающим. Количество его в рудах часто составляет более 50% от общего содержания сульфидов, что придает изучаемым месторождениям черты, характерные для колчеданно-полиметаллического типа.

Мы выделяем четыре генерации пирита.

К пириту первой генерации отнесен пирит, образование которого тесно связано с процессом околорудных изменений вмещающих пород и предшествовало отложению основных сульфидов, слагающих рудные тела месторождений. Он встречается в виде неравномерной рассеянной вкрапленности, от субмикроскопических (0,002 *мм*) до средних размеров (0,2—2 *мм*) во всех породах. Наиболее густая его вкрапленность приурочена к зонам хлоритизации, серицитизации и окварцевания туфов липаритового порфира, а также песчаников Центрального участка Хандизы, андезитовых порфиритов Кызылсая, Южного Карасана и Майдансая, туфов липаритового порфира Янгаклыка,

Таблица 7

Состав руд и околорудных измененных пород

Минералы	Гипогенные		Гипергенные
	рудные	нерудные	
Главные	Пирит	Кварц	
	Сфалерит	Доломит	Лимонит
	Галенит	Кальцит	Смитсонит
	Халькопирит	Клинохлор	
		Серицит	
Второстепенные	Клейофан	Прохлорит	Гетит
	Тетраэдрит	Корундофиллит	Гидрогетит
	Теннантит	Репидолит	Лепидокрокит
	Тетраэдрит-теннантит	Пеннин	Церуссит
		Серпентин	Плюмбоярозит
	Гематит	Альбит	Азурит
	Мельниковит-пирит	Гидромусковит	Аурихальцит
		Барит	Малахит
	Марказит	Анкерит	Хризоколла
		Сидерит	Англезит
		Брейнерит	Халькозин
		Арагонит	Ковеллин
		Тальк	Халькантит
		Андалузит	Кальцит
			Гипс
			Квасцы гр.
			Ярозит
Редкие и очень редкие	Медь	Магнезит	Борнит
	Серебро	Халцедон	Каламин
	Висмут	Опал	Гринокит
	Золото	Горный хрусталь	Опал
	Мельниковит		Халцедон
	Мельниковит—марказит	Аметист	Мартит
		Халцедон	Куприт
	Пирротин[1]	Алунит	Тенорит
	Арсенопирит	Виттерит	Пиролюзит
	Борнит	Целестин	Лепидокрокит
	Буланжерит	Флюорит	Псиломелан
	Вольфрамит	Гидробиотит	Гидраргиллит
	Гессит	Диккит	Бемит
	Шеелит	Графит	Гидроцинкит
	Аргентит	Флюорит	Монгеймит
	Галеновисмутит	Рутил	Мелантерит
	Молибденит	Эпидот	Халькантит
	Шапбахит	Гельвин?	Пизанит
	Полибазит	Сера	Алуноген
	Кобальтин	Силлиманит	Кокимбит(?)
	Бравоит	Биотит	Паралюминит
	Никель-пирит		Галотрихит гр.
	Акантит		Копиалит
	Вюртцит		Биверит
	Фрейбергит		Госларит
	Пираргирит		Эпсомит
			Гидроцинкит
			Ванадинит
			Эритрин
			Брошантит
			Платнерит
			Вульфенит
			Миметезит
			Каолинит
			Галлуазит
			Аллофан
			Соконит
			Линарит

[1] На рудопроявлении Кульдара—главный

кварц-хлоритовым и кварц-серицитовым сланцам Кульдары; менее пиритизированы микрокварциты и совсем незначительно карбонатные породы, что связано с исходным составом вмещающих пород.

Пирит I, наряду с рассеянной вкрапленностью, часто образует прожилки и агрегаты зерен и, наконец, значительные скопления. Вкрапленники его имеют кубическую форму, ромбододекаэдрические кристаллики встречаются очень редко. Присутствуют также субмикроскопические шаровидные включения. Особенно они характерны для

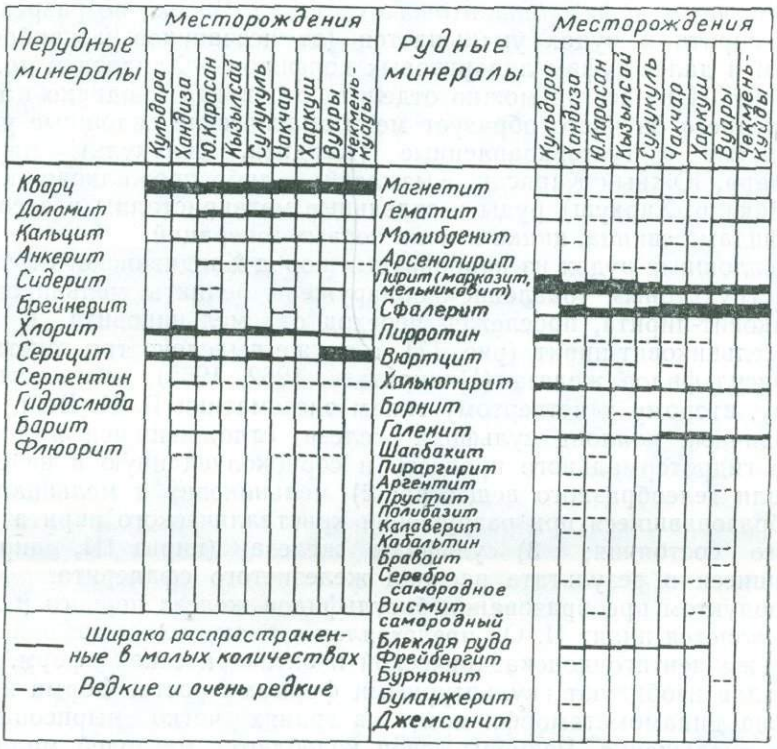


Рис. 16. Количественное соотношение минералов руд колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Юго-Западного Гиссара.

витрокластических туфов Хандизы, карбонатных пород Южного Карасана и Харкуша. Кристаллики пирита располагаются по границам зерен кварца, доломита, кальцита, содержатся в виде мельчайших включений в чешуйках хлорита и серицита. Относительно равномерная распыленность пирита I во вмещающих породах, его частая ассоциация с кварцем, серицитом и хлоритом свидетельствуют об образовании этих минералов в период гидротермального изменения вмещающих пород.

Пирит второй генерации образовался в серноколчеданную стадию и является одним из главных минералов руд, а на некоторых месторождениях преобладающим (Кульдара, Кызылсай и др.). В сплошных колчеданных рудах его содержится до 80—90%.

В колчеданно-полиметаллических или существенно полиметаллических рудах пирит располагается в виде полос, пятен и равномерной вкрапленности мелких (1 *мм*) кристаллов и округлых зерен. Часто наблюдается приуроченность его идиоморфных кристаллов к местам отслоения интенсивно рассланцованных туфов липаритового состава,

доломитов. В микрокварцитах пирит обычно образует жилкообразные агрегаты в местах отслоения. Порода в зальбандах таких жилок выполнена значительно более светлым кварцем, нежели центральная часть пластов, что свидетельствует о возможном очищении породы от примесей, в том числе от железа, которое заимствовано из нее при образовании пирита.

Важным фактором, обусловливающим количество пирита в рудах, является химический состав вмещающих пород и глубина формирования руд. Так, в рудах из андезитовых порфиритов и доломитов пирита большем, чем в туфах липаритового состава. Вверх по разрезу количество пирита в рудах уменьшается (от песчаников к карбонатным породам и далее туфам липаритовых порфиров — Хандиза и др.).

Пирит II не всегда можно отделить от пирита I, однако в отличие от последнего он часто образует метасоматические сплошные раздельнозернистые и густовкрапленные (Хандиза, Сулукуль), массивные (Кульдара, Южный Карасан, Кызылсай), либо прожилково-вкрапленные (Чакчар, Харкуш) руды и отдельные метакристаллы в ассоциации с сульфидами свинца, цинка и меди первых генераций.

В сплошных рудах из карбонатных пород Хандизинского месторождения структурным травлением обнаружены реликты мельниковита и мельниковит-пирита, прослежен переход от мельниковита к пириту через мельниковит-пирит (рис. 17), а также выделено три генетических типа бисульфидов железа (Панкратьев, 1962, 1965), соответствующих первому, второму и четвертому типам систематики Б. И. Вейц (1957): 1) первичный коллоид сульфида железа, отложившийся в дорудную стадию гидротермального процесса и серноколчеданную в виде сажистого или гелеобразного вещества; 2) мельниковит и мельниковит-пирит, образовавшиеся при разрушении кристаллического пирита до дисперсного состояния; 3) сульфиды железа (пирит III, пирротин), появившиеся в результате распада железистого сфалерита.

Продуктом преобразования бисульфидов железа первого и второго типов является пирит II. Он представлен зернами идиоморфной кубической, реже пентагондодекаэдрической и октаэдрической форм. Грани кристаллов изобилуют скульптурными формами роста. Форма их часто искажена динамометаморфизмом, на гранях четко вырисовываются штрихи скольжения. Размеры зерен колеблются от долей миллиметра до 3—4 (Сулукуль) — 6 *см* (Хандиза). Наиболее крупные зафиксированы в колчеданных и галенит-сфалерит-пиритовых рудах из карбонатных пород этих месторождений (рис. 18). Они образуются в результате перекристаллизации мелкозернистых пиритовых агрегатов и замещения благоприятной среды. Структурным травлением в аншлифах обнаруживается зональное строение кристаллов пирита и изменение их морфологии в процессе роста (рис. 19), выражающееся в смене сложных форм (октаэдрической) простыми (кубической), что указывает на изменения условий кристаллизации, вероятнее всего вызванных колебаниями pH рудообразующих растворов (Попов, 1969).

В результате тектонических подвижек, наиболее интенсивно проявившихся после образования пирита II первого генетического типа (Хандиза, Сулукуль, Кульдара), большая часть идиоморфных зерен его раздробилась и поэтому несет признаки отчетливо выраженной гранокластической и порфирокластической структур; как правило, крупные кристаллы катаклазированы сильнее, чем мелкие. Многие из них под воздействием давления приобрели неправильную форму. Периферийные части кристаллов пирита раздроблены сильнее, чем центральные, что указывает на перетирание краевых частей в момент катаклаза. При частич-

ном давлении и истирании возникают линзовидные формы и сглаженные края зерен. Своеобразные формы пирита, резко отличающиеся от пирита II Хандизы, встречаются на месторождении Южный Карасан. Это пластинчатые агрегаты относительно равномернозернистых кристаллических зерен пирита и их сростков. Некоторые участки пластин-

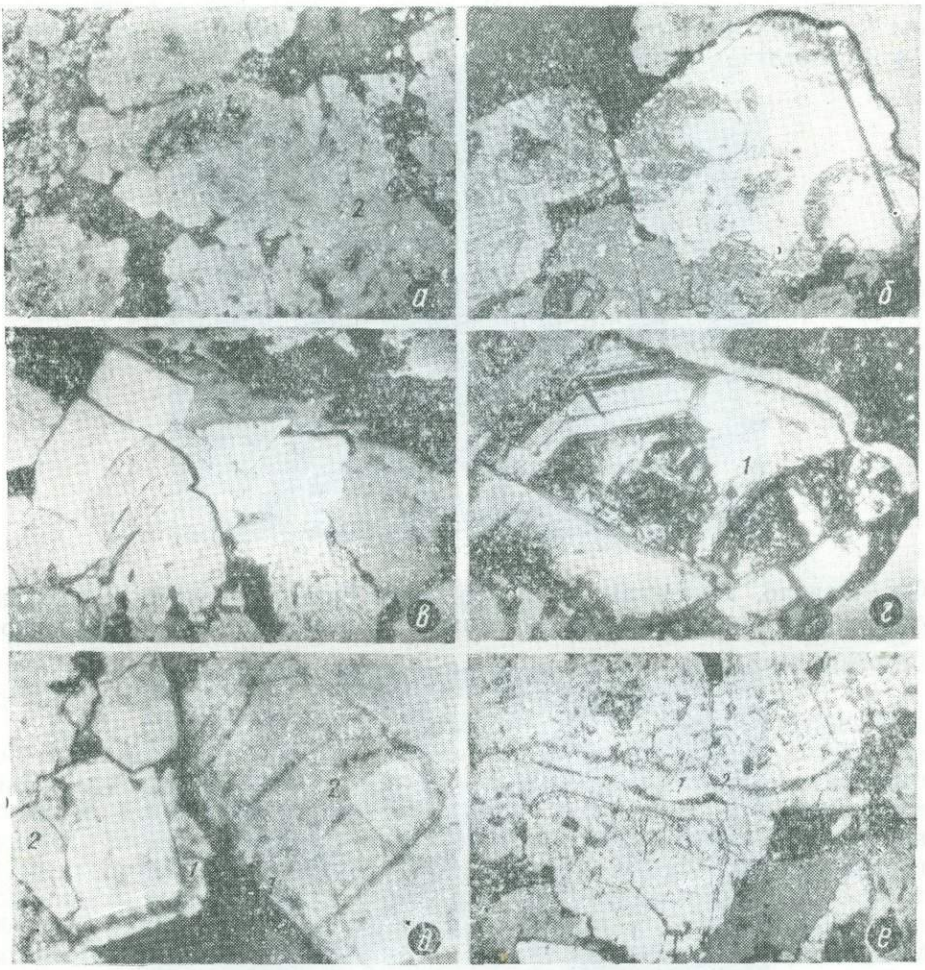


Рис. 17. Генетические типы сульфидов железа месторождения Хандиза.

а—мельниковит (1) среди сильно катаклазированных кристаллов пирита (2), пл. шлиф 1169, ув. 90; *б*—сферические образования в пирите по периферии имеют мелкозернистое строение и содержат посторонние включения. Выявлено травлением, пл. шлиф 1110, ув. 90; *в*—сильно раскристаллизованная разность мельниковит-пирита (серое) среди скоплений пиритовых зерен. Выявлено травлением, пл. шлиф 1120, ув 630; *г*—мельниковит-пирит (1) приурочен к одной из трещин зонального пирита. Выявлено травлением, пл. шлиф 1120, ув. 630; *д*—метаморфическая полоска мельниковит-пирита (1) вокруг кристаллов пирита (2). Выявлено травлением, пл. шлиф 898, ув. 90; *е*—промежутки между кристаллами раннего пирита, окруженного тонкой полоской мельниковит-пирита (2), заполнены метаморфическим пиритом (1). Прожилок не выходит за пределы раннего пирита. Выявлено травлением, пл. шлиф 1117 ув. 270.

чатых агрегатов имеют скрытокристаллическое и колломорфное строение и окаймляются тонкой полоской пирита. Удлиненная форма, тесная ассоциация с марказитом, встречающимся в виде реликтовых участков, свидетельствуют о том, что пластинчатые образования являются параморфозой пирита по марказиту. Они встречаются в виде сноповидных

и звездчатых сростков или беспорядочно расположенных пластинок среди сульфидов и нерудных минералов. Размеры пластинок от 0,02×0,3 *мм* до 0,5×5 *см*.

Интерес представляют грубо радиальнолучистые венчики пирита вокруг изометричных зерен кварца или других нерудных минералов.

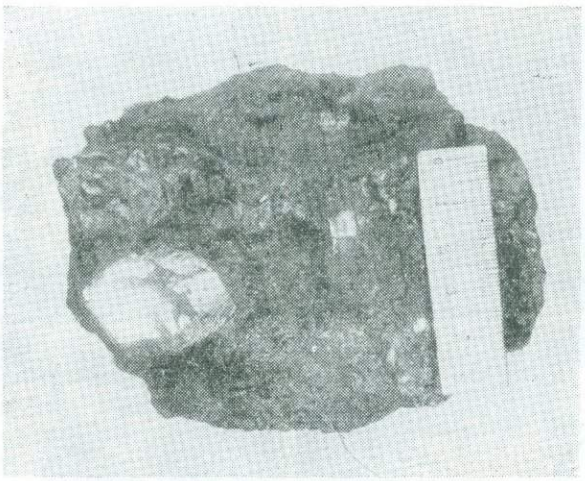


Рис. 18. Относительно крупный кристалл пирита среди хлорит-пиритовой массы. Хандиза, обр. 1629.

Как правило, кристаллы, расположенные ближе к центру, несколько удлинены и ориентированы радиально. В основании лучей при микро-

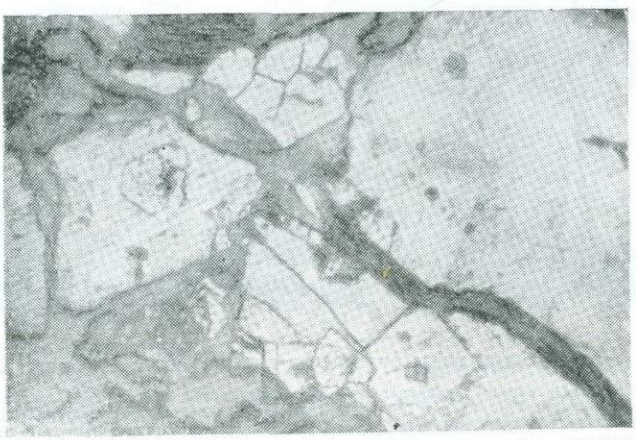


Рис. 19. Изменение морфологии кристаллов пирита во время их роста. Выявлено травлением, Хандиза, пл. шлиф 1114, ув. 141.

скопическом изучении установлена геометрическая зона отбора, что свидетельствует о росте кристаллов вокруг нерудных образований, которые служили, по-видимому, затравкой (Григорьев, 1961).

Наряду с идиоморфными зернами для Южного Карасана и в меньшей степени для Чакчара, Хандизы и Харкуша характерны натечные образования пирита: почковидные выделения радиальнолучистого

и концентрически-зонального строения, шаровидные образования с тонкозернистым строением (0,01 *мм*), тонкозернистые глобули (0,001—0,0001 *мм*) типа «оруденелых бактерий» (рис. 20). Шаровидный пирит, состоящий из мельчайших изометричных плотно прилегающих зерен, аналогичный рассматриваемому, описывается Б. И. Вейц (1959) для полиметаллических руд Рудного Алтая, Т. Н. Шадлун (1959)—для свинцово-цинковых руд Текелийского месторождения, С. Т. Бадаловым (1958)—для Алмалыка и многими другими. П. Рамдор (1962) отмечает, что шаровые формы пирита явились результатом деятельности бак-

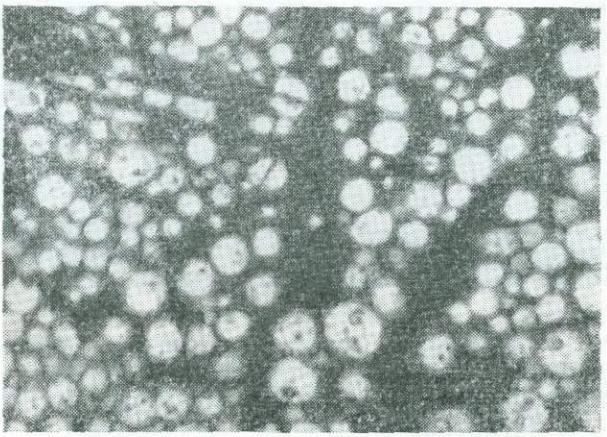


Рис. 20. Шаровидные образования пирита. Южный Карасан, пл. шлиф 2426, ув. 150.

терий. Однако имеются данные и об их гидротермальном происхождении.

Среди натечных образований пирита нередко наблюдаются оолиты, имеющие концентрически-зональное строение, центральная часть которых целиком или частично выполнена кварцем, галенитом, блеклой рудой, сфалеритом. По зонам также в ряде случаев развивается галенит и сфалерит (рис. 21). Оолиты бывают сдвоены, строены. Нередко вокруг них венчиком располагаются мелкозернистые кристаллы пирита. И, наконец, на месторождении Хандиза нередко встречаются фестончатые полоски скрытокристаллического пирита, окаймляющие агрегаты сульфидов. Ассоциируя со сфалеритом, халькопиритом, галенитом и блеклой рудой, пирит II по отношению к ним является более ранним минералом. Образование его отделено динамометаморфизмом, в результате чего его идиоморфные кристаллы часто деформированы, раздроблены, а развитие между ними перечисленных сульфидов приводит к образованию брекчиевидных и петельчатых текстур. Эти же минералы, замещая пирит II, располагаются в нем по трещинкам в виде включений, прожилков, по концентрическим зонам в почках пирита II, в интерстициях его зерен. Хлорит II и серицит образуют оторочки вокруг кристаллов пирита II.

В «тенях давления» отдельные грани пирита обрастают стебельчатым кварцем и халцедоном, которые образовались за счет перекристаллизации и переотложения кварца вмещающих пород. Перекристаллизованный кварц развивается и по трещинкам в пирите, где в рудах из карбонатных пород часто ассоциирует с доломитом II и кальцитом II. В виде микровключений пирит II содержит самородный висмут,

который находится в ассоциации с галенитом и халькопиритом (Южный Карасан).

На рудопроявлениях Чакчар и Южный Карасан встречены пириты с никель- и кобальтсодержащими участками, образующими каемки по

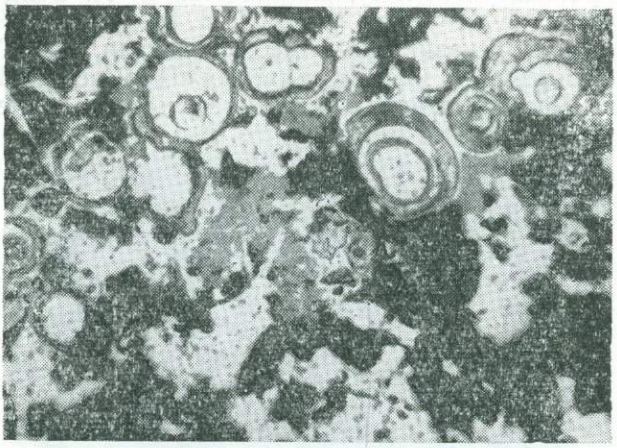


Рис. 21. Образования галенита, халькопирита и пирита округлой формы концентрически-зонального строения. Зонки галенита и халькопирита чередуются с зонками пирита. Южный Карасан, пл. шлиф 2436.

зонам роста и по границам зерен, включения неправильных форм, выполняющие центральные части зерен и т. д. (рис. 22). В отраженном свете эти зоны имеют розовый оттенок, усиливающийся в иммерсии.

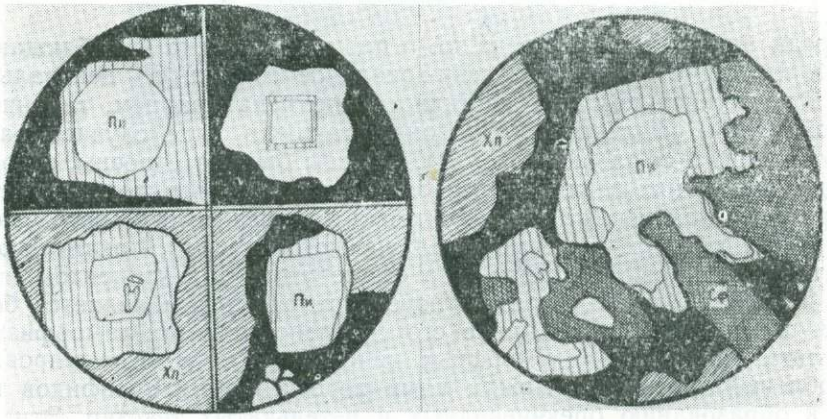


Рис. 22. Характер развития никель-кобальтовых зон (вертикальная штриховка) в пирите (Пи); Хп—халькопирит, Сф—сфалерит, черное—порода. Чакчар, пл. шлиф 5343, схематическая зарисовка.

По относительному рельефу они неотличимы от пирита, двуотражение и анизотропия отсутствуют. Микрохимические реакции на никель методом отпечатка (растворитель — «царская водка», проявитель — диметилглиоксим и аммиак; Юшко, 1949) дали положительный результат. Данные количественного спектрального анализа пирита с описываемыми зонами показали наличие 0,26% никеля и 0,1% кобальта по

сравнению с 0,007% и 0,01% соответственно для пиритов без таких зон. Кроме того, микротвердость «розовых» зон составляет в среднем 1706 *кг/мм*^{2}, тогда как микротвердость пирита, не включающего их, не превышает 1458 *кг/мм*^{2}.

Для пиритов различных рудопроявлений определена микротвердость на приборе ПМТ-3. Результаты замеров усреднены и сопоставлены с абсолютной твердостью (Пудовкина, 1957). Средние значения абсолютной твердости пиритов рудопроявлений Чакчар (1998 *кг/мм*^{2}), Южный Карасан (1570 *кг/мм*^{2}), Харкуш (1745 *кг/мм*^{2}) близки между собой. Низкая микротвердость пиритов Хандизы (1267 *кг/мм*^{2}) и Кызылсая (1047 *кг/мм*^{2}) обусловлена, по-видимому, большим количеством поверхностей раздела между кристалликами и их обломками, возникшими при интенсивном динамометаморфизме. При вдавливании алмазной пирамидки кристаллики растрескиваются, разделяются, получается увеличенный отпечаток, не отражающий истинную твердость (Прахова, Рокачев, 1969). Значительные колебания микротвердости (794—2303 *кг/мм*^{2}) также связаны с различной кристаллической зрелостью пирита и степенью его деформации. Микротвердость пирита возрастает по мере перекристаллизации. Наиболее отчетливо это видно на примере бисульфидов первого генетического типа месторождения Хандиза (от 334—614 до 1213 *кг/мм*^{2}). Повышенная твердость пирита второго генетического типа (2040 *кг/мм*^{2}) связана с перекристаллизацией и очищением его от механических примесей.

Пирит третьей генерации распространен незначительно и установлен лишь в результате структурного травления в ассоциации со сфалеритом. Его идиоморфные кристаллы приурочиваются к интерстициям зерен сфалерита I, окаймляют их в виде цепочек, образуя микропетельчатую текстуру. Формирование его, вероятнее всего, связано с распадом железистого сфалерита (пирит третьего генетического типа). Нередко выделения пирита имеют призматическую форму и ориентированы по кристаллографическим направлениям сфалерита. Удлиненная форма свидетельствует о возможно пирротиновом первичном характере включений, которые впоследствии преобразовались в пирит.

Пирит четвертой генерации встречается редко и устанавливается в ассоциации с минералами второй полиметаллической (метаморфической) стадии, где выделялся раньше клейофана, халькопирита II, галенита II, блеклой руды. Его трудно отличить от пирита серноколчеданной стадии, вовлеченного в ассоциацию с сульфидами второй полиметаллической стадии во время его дробления и цементации.

Кроме охарактеризованных выше четырех генераций пирита на ряде месторождений (Хандиза, Южный Карасан, Сулукуль и др.) имеется пирит, образованный синхронно с вмещающими породами. Для него характерны мельчайшие глобули и глобулиты (0,001—0,01 *мм*) и мелкие кубики, группирующиеся в агрегаты шаровидной формы и розетки. Они слагают полосчатые тонкозернистые руды с типичной седиментационной ритмичностью, асимметричным строением и специфической формой рудных прослоев, отличающихся прямолинейной нижней и бугорчатой верхней границей и т. п., что сближает их с вулканогенно-осадочными пиритами Ридер-Сокольного месторождения (Покровская, Ковриго, 1970).

Химические анализы пиритов вторых генераций (табл. 8) после пересчета их на примеси галенита, сфалерита и халькопирита, свидетельствуют о близости расчетной формулы исследуемого пирита к теоретической. Помимо основных составляющих компонентов — железа и серы, в качестве изоморфных примесей к катионной части могут быть

Таблица 8

Химический состав пиритов второй генерации, вес. %

Элемент	Чакчар		Южный Карасан			Харкуш		Хандиза				
	2208	2239	2453	5203	5205	2572	2599	14	1083	1241	1341	899
Fe	42,43	44,95	42,91	44,12	44,68	36,00	44,08	44,29	43,27	46,46	46,46	46,46
Pb	0,40	0,24		0,40	0,66	5,61		0,32	0,80	0,00	0,00	0,00
Zn	0,17	0,16		0,45	0,06	3,46		0,09	0,22	0,05	0,01	0,01
Cu	0,29	0,06	0,08	0,41	0,13	6,82	0,06	0,01	0,85	0,12	0,01	0,01
As	0,041	0,02	0,02	0,09	0,12		0,20	0,074	0,01	0,004	0,004	0,002
Ni	0,014	0,05		0,01	0,006			0,001	0,00			
Co	0,015	0,01		0,01	0,015			0,00	0,002			
S	48,06	51,45	48,54	0,001	50,62	43,97	51,05	52,40	51,00	49,43	48,62	47,71
Se	0,002	0,002	0,001	50,35	0,0004	0,0006	0,007	0,0026	0,0027	0,00	0,0008	0,0042
Нераст. ост.	6,20	1,58	3,26	3,26	2,40	1,76	2,60	0,88	1,34	1,00	1,95	1,90
Сумма	97,41	98,52	95,81	99, 0	98,68	97,62	98,06	98,18	97,50	97,07	97,05	96,06

Примечание. Анализы выполнены в Химических лабораториях САИГИМСа под руководством Е. Т. Ильиной (Чакчар, Южный Карасан, Харкуш) и ИГГ АН УзССР, аналитик В. В. Прасолова (Хандиза).

введены мышьяк, никель, иногда кобальт, являющиеся характерными для рассматриваемых пиритов.

Из элементов-примесей в пирите установлены мышьяк, сурьма, никель, кобальт, галлий, таллий, ртуть, селен, теллур, висмут, золото, серебро. Он является основным концентратором никеля, кобальта, мышьяка, рения, таллия.

Количество никеля и кобальта в пирите I выше, чем в пирите II, что связано, вероятно, с извлечением их из вмещающих пород, а количество мышьяка — ниже.

Характерной примесью пирита I является селен, концентрация которого максимальна в Кульдаре и Кызылсае (0,01%), тогда как на остальных месторождениях она составляет 0,001—0,007%. Пириты II Южного Карасана отличаются более высокими концентрациями мышьяка (0,15%), висмута (0,02%), серебра (258 *г/т*). Высокие содержания висмута (0,015%) характерны и для Сулукуля. Повсеместно в пиритах II присутствуют никель и кобальт, соотношения их различны. Содержания золота в пиритах II обычно не превышают 0,5 *г/т* и только в Южном Карасане достигают 1 *г/т*. Наличие галлия, таллия (0,0001—0,0003%) и реже германия представляет геохимический интерес[1].

Сфалерит. Один из главных минералов руд, широко распространенный во всех месторождениях и рудопроявлениях, кроме Кульдары. Количественные соотношения между галенитом и сфалеритом, а также пиритом варьируют в широких пределах. В рудах Южного Карасана и Хандизы галенит, сфалерит и пирит находятся в одинаковых количествах, в Кызылсае и Сулукуле пирит значительно преобладает, в Чакчаре и Харкуше сфалерита и галенита в рудах больше, чем пирита. Руды с преобладанием сфалерита встречаются чаще в туфах липаритовых порфиров. Выделяются две генерации сфалерита, соответственно двум основным разновидностям: темноокрашенный—почти черной или темно-коричневой, и светлоокрашенной различных оттенков; последняя распространена значительно меньше.

Сфалерит первой генерации — один из основных рудных минералов. Содержание его в рудах во много раз превышает галенит и халькопирит, достигая 25% и более; встречается главным образом в агрегатных сростках.

В сплошных галенит-сфалерит-пиритовых, существенно полиметаллических и других рудах сфалерит в ассоциации с галенитом и халькопиритом слагает мелкозернистые участки. В рудах массивно-полосчатой и массивно-сланцеватой текстур сфалерит с галенитом образует полосы, чередующиеся с пирит-халькопиритовыми; в петельчатых рудах, ассоциируя с халькопиритом, галенитом и тонкозернистым пиритом, сфалерит окаймляет округлые обломки окварцованных туфов. В рудах густовкрапленной текстуры сфалерит располагается между сильно деформированными кристаллами пирита II.

Своеобразными формами отложения сфалерита являются миндалевидные выделения среди пирита в галенит-сфалерит-пиритовых рудах Кызылсая и «бурундучная» текстура — в карбонатных породах Чакчара.

Наиболее характерна для сфалерита I приуроченность его к серицитовым, хлорит-серицитовым зонам туфов липаритового порфира и доломитам.

---

[1] Все эти результаты по элементам-примесям и приводимые далее при описании других сульфидных минералов основываются на данных таблиц 20—38.

Микроскопические исследования показывают, что сфалерит I встречается в виде кристаллов аллотриоморфнометазернистого строения неправильной, изометричной и ветвистой форм. Отмечаются агрегаты сфалерита, ориентированные в одном направлении и совместно с кварцем, хлоритом и серицитом, обусловливающие сланцеватую микроструктуру. Размер зерен сфалерита обычно 0,05—0,1 *мм*, в рудах из вулканогенного горизонта — 0,1—0,04 *мм*.

Сфалерит I непрозрачен. С увеличением содержания железа заметно увеличивается его отражательная способность. Структурным травлением в аншлифах выявляется полисинтетически-двойниковое внутреннее строение сфалерита I. Сфалериты I Южного Карасана, в отличие от Хандизинских, часто имеют гексагональные срезы кристаллических зерен и зональное внутреннее строение. Они также встречаются в виде



Рис. 23. Почковидные образования сфалерита с полостями звездчатой формы (серое). Южный Карасан, пл. шлиф 2430, ув. 150.

округлых образований с полостями звездчатой формы, сходных с «усохшей почкой» (рис. 23).

Сфалерит I испытал незначительный динамометаморфизм, который проявился в катаклазе, не сопровождающемся перекристаллизацией, и в образовании серии трещин. Лишь в локальных участках руд наблюдаются следы пластической деформации, перекристаллизации и образования тонких двойников давления.

Сфалерит I выделился позже кварца II, серицита II, хлорита II, пирита II, вместе с халькопиритом I первого зарождения и раньше халькопирита I второго зарождения, галенита I, блеклых руд.

С галенитом I и халькопиритом I он обычно образует субграфические структуры прорастания; с пиритом II — гипидиоморфнометазернистые, пойкилитовые и периферийных оторочек структуры срастания, часто переходящие в коррозионные структуры замещения. Нередко пирит II замещается сфалеритом по зонам роста (рис. 24). При этом сфалерит разъедает грани пирита II, проникает в него в виде бухтообразных заливов и содержит его реликты.

Сфалерит I выделяется также раньше халькопирита. Наряду с этим он содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита, которая наиболее широко распространена в рудах нижней вулканогенной толщи Хандизы, рудах Чакчара и Харкуша.

Различаются два вида эмульсионной вкрапленности халькопирита: густая тончайшая и более крупная каплевидная, пластинчатая, гексагональная (размером от 0,001 до 0,006 *мм*), возможно, образованная путем концентрации точечной. Распределение ее весьма неравномерное: в центре зерен сфалерита в виде пятен, по краям — в виде каемок, а также по направлениям спайности, двойниковым швам, зонам роста, трещинкам и т. д. (рис. 25). В рудопроявлениях Харкуш и Кульдара наряду с халькопиритом в подчиненном количестве присутствует пирротин. Густота эмульсионной вкрапленности влияет на окраску сфалерита. Так, в случае очень густой эмульсионной вкрапленности он приобретает сероватый, металлический оттенок. Многие исследователи (Borchert, 1934; Рамдор, 1962 и др.) считают, что наличие эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите является результатом распа-

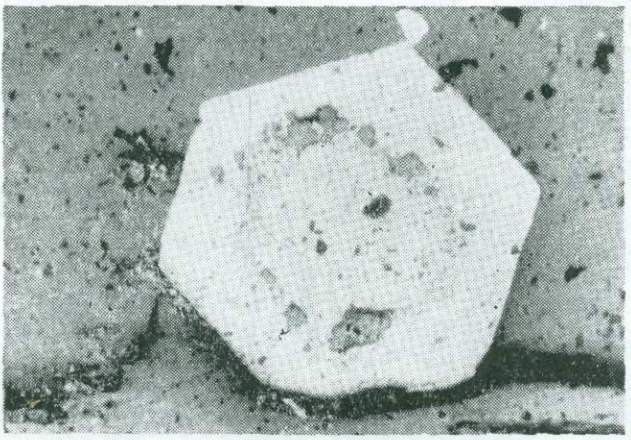


Рис. 24. Замещение пирита II сфалеритом (серое) по зонам роста. Окружающая масса—сфалерит. Хандиза, пл. шлиф 1122, ув. 270.

да твердого раствора и говорит о температуре их образования (350—400°).

С. Янкович (Филимонова, 1959) выдвигает ряд особенностей, указывающих на происхождение эмульсионной вкрапленности халькопирита в сфалерите под действием метаморфических процессов; некоторые из них имеют место и у нас: 1) совместное нахождение участков со структурами распада твердых растворов халькопирита и сфалерита; 2) наличие местами эмульсионной вкрапленности халькопирита лишь в периферических частях зерен сфалерита, при отсутствии ее в центральных частях; 3) непостоянство количественных соотношений срастающихся минералов в пределах небольших участков.

Таким образом, распад твердых растворов сфалерит — халькопирит может быть результатом метаморфизованности руд, признаки которой широко развиты в описываемых рудопроявлениях (Панкратьев, 1966).

Сфалерит в свою очередь в виде характерных звездчатых образований отмечается в халькопирите I и реже в пирите II. Некоторые исследователи (Вейц, Покровская, 1957) рассматривают это как результат распада твердого раствора, другие (П. Рамдор, Г. Шнейдерхен) объясняют быстрой раскристаллизацией при высоких температурах.

Сфалерит второй генерации по отношению к сфалериту I составляет не более одного процента, но распространен на всех

месторождениях, за исключением Кульдары. В прожилково-вкрапленных рудах в микрокварцитах Хандизы он является главными минералом. Сфалерит II представлен светлоокрашенной (от медово-желтой до буро-красной) разностью (клейофаном). Содержание железа в нем составляет 0,13—0,31%.

Сфалерит II в виде кристаллов тетраэдрического габитуса (размером до 2 *см*) совместно с халькопиритом II и галенитом II присутствует в кварц-карбонат-баритовых прожилках. От сфалерита I он отлича-

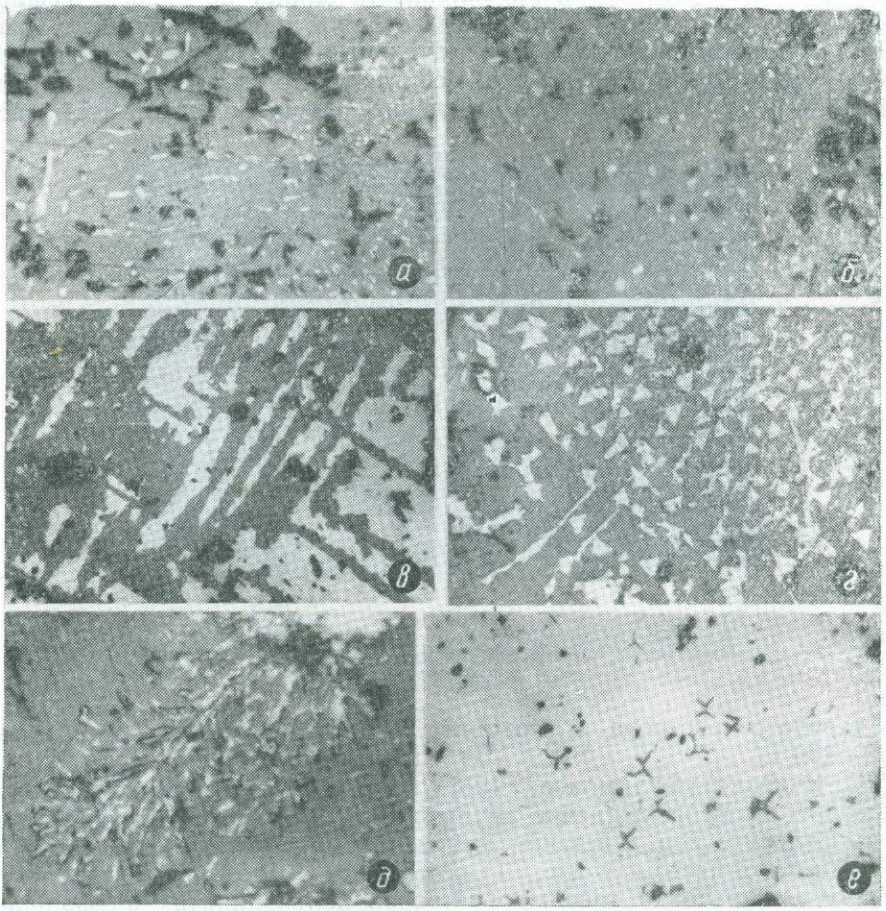


Рис. 25. Характер развития эмульсионной вкрапленности:

пластинчатого пирротина в сфалерите (*а*); халькопирита в сфалерите: по трещинам спайности (*б*); решетчатый (*в*); тригональный (*г*); дендритовидный (*д*); сфалерита в халькопирите—звездчатый (*е*).

ется наличием четких бесцветных, желто-бурых, красноватых внутренних рефлексов и отсутствием эмульсионной вкрапленности халькопирита. Внутреннее строение зерен аллотриоморфнозернистое, размеры их 0,3—0,4 *мм*, имеются полисинтетические двойники.

Микротвердость сфалеритов I различных рудопроявлений очень близка (233—241 *кг/мм*^{2}) и только в Чакчаре и Харкуше она несколько выше (272—286 *кг/мм*^{2}), что может быть связано с большим количеством эмульсионной вкрапленности халькопирита. Однако микротвердость сфалеритов всех рудопроявлений укладывается в интервал (153—270 *кг/мм*^{2}), установленный С. И. Лебедевой (1963).

Микротвердость сфалеритов II изменяется от 161 до 198 *кг/мм*^{2} и в среднем из 15 замеров составляет 180 *кг/мм*^{2}, что значительно ниже микротвердости сфалерита I.

Данные химических анализов сфалеритов I (табл. 9) после пересчета их на галенит и халькопирит, присутствующих в виде вкрапленности, дали возможность ввести в формулу сфалерита железо, кадмий как изоморфные к цинку.

Среди темноокрашенных сфалеритов содержание железа составляет 2,30%, причем максимально оно в сфалеритах Чакчара. Сфалериты с содержанием железа 1,33—0,13% приближаются к клейофану.

Таблица 9

Химический состав сфалеритов, вес. %

Элемент	Чакчар		Южный Карасан			Харкуш			Хандиза	
	2241	2208	2453	5203	2385	5019	2572	2599	44	42
	Сфалерит I генерации					Сфалерит II генерации				
Pb	2,67	0,10	13,03	3,18		3,18	19,82	3,92	6,48	0,08
Cu	0,96	5,48	2,48	0,67	2,87	0,67	3,08	1,36	0,62	0,02
Zn	54,0	50,44	44,68	56,52	57,45	56,52	42,18	56,54	53,25	65,47
Fe	8,09	6,70	6,08	2,94	2,95	2,94	3,57	2,84	2,52	0,13
Mn	0,18	0,07	0,10	0,18	0,07	0,02	0,06	0,001	0,25	Сл.
Cd	0,30	0,30	0,32	0,28	0,32	0,24	0,30	0,40	0,25	0,40
S	31,57	31,49	29,58	31,47	31,63	31,47	27,78	30,39	28,61	31,38
Нераст. ост.	1,68	3,84	2,70	3,44	2,30	5,47	0,86	3,89	2,30	0,66
Сумма	99,34	98,42	99,17	98,68	97,59	99,51	97,65	99,35	94,08	98,14
Количество Fe после пересчета на 100% сфалерита	7,59	2,30	5,51	3,21	0,47	3,22	1,33	0,60		

Из элементов-примесей в сфалеритах обеих генераций наиболее характерны кадмий, железо, марганец, сурьма, кобальт, никель, присутствуют также селен, теллур, висмут, таллий, галлий, кобальт, золото, серебро и др. Сфалериты являются концентраторами кадмия, индия, галлия, таллия.

Надо отметить, что сфалериты I богаче примесями, чем сфалериты II. В них в больших количествах находятся железо, марганец, чаще встречаются серебро, висмут, олово, кобальт, индий и только концентрации некоторых элементов повышаются от первой генерации ко второй. Так, количество сурьмы в Хандизе от 0,004% в сфалерите I повышается до 0,2% в сфалерите II. Сфалериты I Чакчара и Южного Карасана отличаются значительным (0,12%) содержанием марганца.

Максимальные количества селена и теллура характерны для сфалеритов I Чакчара (0,01%) и Харкуша (0,02%); висмута—Чакчара и Хандизы (0,01%). Значительно содержание кобальта в сфалеритах I Чакчара (0,01%) и Харкуша (0,02%). Концентрации кадмия очень близки для всех рудопроявлений (от 0,02 до 0,4%).

Геохимический интерес представляет наличие в сфалеритах I индия (до 0,01% в Чакчаре), галлия (до 0,01% в Южном Карасане), ртути (0,001%), редко германия (0,0002%).

Галенит. Один из главных рудных минералов всех рудопроявлений, за исключением Кульдары, где он присутствует в виде редкой вкрапленности. По степени распространения галенит занимает третье место после пирита и сфалерита. Относительная роль его возрастает в

рудопроявлениях кварц-барит-галенитовой формации — Уолсахе и Апжуре.

Выделяются две генерации галенита, причем в сплошных рудах в основном представлена первая генерация (99,9%).

Галенит первой генерации вместе с другими сульфидами слагает массивные метасоматические руды, при этом в рудах из песчаников Харкуша, известняков Южного Карасана и доломитов Майдансая играет существенную роль. Среди прожилково-вкрапленных он наиболее характерен для руд из андезитовых порфиритов Чакчара, Южного Карасана, Кызылсая. Чаще всего галенит I ассоциирует с халькопиритом I, сфалеритом I, блеклой рудой I. Галенит I образует мелко- и среднезернистые агрегаты кубических зерен размером 0,02—2 *мм*. Для руд вулканогенного горизонта Хандизы, образованных по витрокластическим туфам липаритового порфира, характерен тонкозернистый (0,01—0,001 *мм*) галенит; для галенит-сфалеритовых руд Майдансая — более крупнозернистый. В Харкуше встречен галенит шаровидной формы (размером 0,01 *мм*).

В галенитах I, богатых серебром и висмутом (Майдансай), наблюдается заметная анизотропия, что является следствием образования твердых растворов с $AgBiS_2$. Структурным травлением соляной кислотой с электрическим током выявляется их идиоморфнозернистая структура.

Галенит I образовался в первую полиметаллическую стадию рудного процесса. Находясь в срастании с другими сульфидами первой полиметаллической стадии, он входит в состав различных минеральных и текстурных типов руд. Так, в сплошных массивных рудах между кристаллами пирита отмечаются редкие выделения галенита, в массивно-полосчатых он совместно со сфалеритом слагает полосы, чередующиеся с пирит-халькопиритовыми, или развивается в зальбандах рудных линз (в доломитах), заполняя межзерновые пространства сфалерита или вмещающих пород (доломита, кварца). В массивно-сланцевых рудах галенит I на фоне сплошной массы сфалерита образует тончайшие прерывистые полоски микроплойчатого строения, которые подчеркивают сланцеватость руды. В массивно-петельчатых рудах галенит I в виде ветвистых образований распределяется в интерстициях зерен сфалерита.

В сплошных рудах, сложенных пиритом II, сфалеритом I, халькопиритом I, галенитом I, последний, как правило, тяготеет к участкам развития сфалерита. В прожилково-вкрапленных рудах галенит I часто ассоциирует с халькопиритом I и заполняет интерстиции породообразующих минералов, трещинки, а также образует вкрапленность. В брекчиевых рудах он совместно с пиритом II, сфалеритом I, халькопиритом I цементирует обломки дробленых вмещающих пород.

Обладая относительно небольшой силой кристаллизационной способности, галенит I приспосабливается к интерстициальным пустотам и трещинкам ранее образованных кварца II, пирита II, сфалерита I, халькопирита I, образуя интерстициальную микротекстуру, и характеризуется большим разнообразием форм выделения. Проникая в виде заливов в замещаемые им минералы, галенит I образует неправильные формы выделений. Совместно с халькопиритом I он окаймляет деформированные кристаллы пирита II, формируя оторочки вокруг отдельных зерен, заполняет промежутки между ними или трещинки в них, создавая петельчатую микротекстуру.

В большинстве случаев галенит имеет аллотриоморфнозернистую и аллотриоморфнометазернистую структуру, реже — колломорфное строение (рис. 26).

Нередко наблюдается субграфическая структура замещения галенитом I сфалерита, последовательные стадии образования которой можно проследить в аншлифах. Первоначально точечные выделения галенита возникают в интерстициях между зернами сфалерита, по трещинкам или в периферийных участках. Затем они разрастаются и

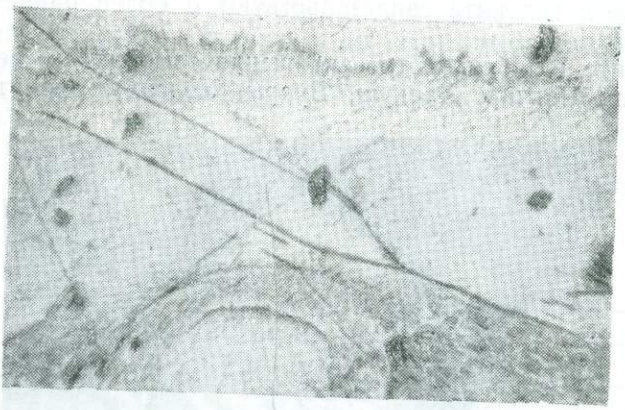


Рис. 26. Колломорфное строение галенита. Выявлено травлением. Харкуш, пл. шлиф 2573, ув. 90.

принимают червеобразную форму, в результате чего и возникает субграфическая структура (рис. 27). Замещение сфалерита продолжается и далее. Червеобразные выделения галенита соединяются, окаймляют

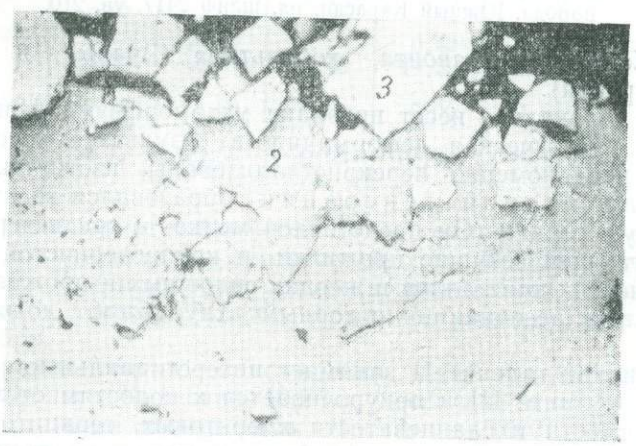


Рис. 27. Переход субграфической структуры в петельчатую.

1—галенит, *2*—сфалерит, *3*—пирит. Хандиза, пл. шлиф 1174, ув. 90.

зерна или агрегаты зерен сфалерита и образуют петельчатую микротекстуру, которая в своем развитии переходит в реликтовую.

Галенит I выделился после сфалерита I и пирита II, о чем свидетельствует также пересечение сфалерита I галенитом I, замещение сфалерита I с периферии галенитом I и цементация сфалерита галенитом совместно с другими сульфидами. Привлекает внимание избирательный характер замещения сфалерита, при котором включения пирита или халькопирита в сфалерите остаются незамещенными и сохраняются

в галените в виде реликтовых включений. В колломорфном пирите галенит иногда располагается по концентрическим зонам (рис. 28).

Признаки замещения, которые легко устанавливаются для сфалерита, выступают нечетко во взаимоотношениях галенита I с халькопиритом I. Лишь структура периферийных оторочек гипогенного отложения галенита I и редко встречающиеся реликтовые структуры халькопирита в галените свидетельствуют о более раннем отложении халькопирита.

В галените I наблюдаются включения самородного серебра (Южный Карасан, Чакчар, Харкуш, Вуары, Уолсах), висмута (Южный



Рис. 28. Расположение галенита (серое) по концентрическим зонам в колломорфном пирите (белое), черное — порода. Южный Карасан, пл. шлиф 2417, ув. 210.

Карасан, Харкуш), бравоита, кобальтина (Вуары) и шапбахита (Южный Карасан).

Галенит I локально несет признаки метаморфизма. Наиболее ярко проявляется пластическая деформация, в результате которой зерна галенита I неравномерно перекристаллизованы, изогнуты.

Галенит второй генерации образовался во вторую полиметаллическую стадию. Он представлен мелко- и среднезернистой разностью, слагающей секущие прожилки, и крупнозернистой (до 2 *см*), в виде кубических кристаллов в жеодах сплошных и прожилково-вкрапленных руд (в ассоциации с горным хрусталем, доломитом или баритом).

В прожилках галенит II занимает интерстициальные пустотки в кварце III, доломите III и приурочивается к полостям отслоения.

По слоистости и сланцеватости хлоритовых, серицитовых метасоматитов в туфах липаритового порфира, а также на стенках трещин других рудовмещающих пород отмечаются пленки растертого галенита II, которые указывают на проявление метаморфизма после его отложения (Хандиза, Южный Карасан, Чакчар, Кызылсай).

В зоне окисления галенит переходит в англезит, церуссит, плюмбоярозит, охры свинца.

Результаты значений замеров микротвердости галенитов I колеблются от 75 до 103 *кг/см*^{2}, находясь в пределах цифр, которые дает для галенитов С. И. Лебедева (1963).

Галениты II Хандизы отличаются несколько повышенными значениями микротвердости (81 *кг/мм*^{2}) от галенитов I (63 *кг/мм*^{2}).

Результаты пересчета химических анализов галенита (табл. 10)

на примеси сфалерита, халькопирита, а также, в случае высоких содержаний серебра и висмута, на шапбахит (обр. 2599), показали, что состав галенитов близок к теоретическому. В качестве изоморфных примесей к свинцу в формулу могут быть введены висмут и серебро, к сере — селен.

Характерные примеси в галенитах — серебро, висмут, селен, теллур, сурьма, хотя присутствуют и мышьяк, марганец, кадмий, ртуть, галлий, германий, таллий и др. При этом галенит является концентратором селена, серебра, висмута, сурьмы.

Галениты из рудопроявлений кварц-карбонат-барит-галенитовой формации (Уолсах, Апжур) отличаются бедным набором элементов-примесей. В них практически отсутствуют селен, теллур, кобальт, таллий, галлий, кадмий и др., характерные для галенитов остальных формаций.

Таблица 10

Химический состав галенитов, вес. %

Элемент	Южный Карасан		Харкуш			Хандиза
	2385	5165	2672	2599	5009	1210
	Галенит I генерации					Галенит II генерации
Pb	82,50	81,60	77,23	78,82	82,10	82,0
Cu		0,16	0,50	0,17	0,80	0,13
Zn	1,11	0,70	5,70	4,30	0,27	0,88
Fe		0,50			0,32	Не обн.
Bi	0,27	0,20		0,40	0,36	
Ag		0,08	0,10	0,20	0,16	
Sb	0,07		0,11			0,001
Se	0,15	0,10		0,42	0,22	
S	14,12	13,74	15,45	14,29	12,34	14,01
Нераств. остаток	0,98	1,60	0,00	0,00	1,60	1,70
Сумма	99,20	98,68	99,09	98,80	98,17	98,72

Количество элементов-примесей и их содержание в галенитах II меньше, чем в галенитах I. Это отчетливо видно на примере Хандизы, где в галените II присутствует индий, в значительно меньших количествах находятся таллий, галлий, германий, никель, кобальт, селен, теллур, серебро.

Концентрация селена максимальна для галенитов I Харкуша (0,15%) и Южного Карасана (0,1%), несколько меньше для Хандизы (0,01%) и минимальна для Чакчара (0,007%) и Кызылсая (0,0005%). Содержания теллура значительно ниже, чем селена.

Висмут в максимальном количестве находится в галенитах I Харкуша (019%) и Южного Карасана (0,16%), несколько в меньшем в Чакчаре (0,099%) и Хандизе (0,02%) и в минимальном в Кызылсае (0,001%), Чекмень-Куйды (0,005%), Уолсахе (0,003%) и Апжуре (0,009%).

Содержание серебра максимально в галенитах I Чакчара (1352 *г/т*), Южного Карасана (9852 *г/т*), ниже в Сулукуле (462 *г/т*), Хандизе (300 *г/т*), Уолсахе (224 *г/т*), Вуары (188 *г/т*) и Апжуре (112 *г/т*).

Наличие никеля и кобальта в галенитах II объясняется присутствием включений их минералов — бравоита и кобальтина (Вуары, Чекмень-Куйды).

Таллий отмечен лишь в галенитах II Хандизы (до 0,001%) и Чакчара (0,00001%); галлий — Харкуша (0,003%), Южного Карасана (0,0002%) и Хандизы (0,0004%); следы германия отмечаются только в галените Хандизы.

Почти повсеместно в галенитах I присутствует кадмий (обычно сотые доли процента). Наличие его объясняется как включениями сфалерита, так и частично изоморфным замещением свинца (Golchmidt 1954; Иванов, 1961 и др.).

Характерно для галенитов I присутствие сурьмы, в близких количествах на всех рудопроявлениях (сотые доли процента), за исключением Чакчара (0,001%).

Халькопирит. По степени распространения и относительному количеству среди рудных минералов он занимает четвертое место после пирита, сфалерита и галенита. Наибольший практический интерес представляет он на месторождении Сулукуль, Хандиза и Южный Карасан. В рудах из силикатных пород его больше, чем из карбонатных. Наблюдается тяготение халькопирита к участкам развития пирита, в результате чего формируется пирит-халькопиритовая ассоциация. Отложение халькопирита происходило в первую и вторую полиметаллическую, а также кварц-карбонатную стадии, соответственно которым устанавливаются три его генерации. Основная масса (95%) образовалась в первую полиметаллическую стадию.

Халькопирит первой генерации распространен на месторождениях неравномерно. Заметно обогащены им массивно-полосчатые руды из докембрийских сланцев Южного Карасана и висячий бок главной рудной залежи Хандизы (на контакте с туфами липарит-дацитового порфира).

Халькопирит I слабо анизотропен, при травлении в парах «царской водки» проявляет зернистое и полисинтетически-двойниковое внутреннее строение; размеры зерен от 0,01—0,02 до 0,4—1 *мм*.

В рудах, тесно ассоциируя с другими сульфидами, халькопирит образует гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые структуры срастаний, замещая ранее выделившийся пирит и сфалерит. В серицит-хлоритовых метасоматитах встречается в виде согласных со сланцеватостью прожилков.

В рудах из карбонатно-кремнистого горизонта Хандизы и Сулукуля, в которых четко проявляется катаклаз пирита, халькопирит располагается по зонам роста в пирите, по сети тончайших трещинок в нем с образованием штокверковой структуры, выполняет промежутки между кристаллами и обломками пирита, окаймляет их, часто образуя петельчатую микротекстуру, брекчиевые и брекчиевидные структуры и структуры краевых каемок замещения.

Замещение пирита II халькопиритом I обычно происходит в следующей последовательности: 1) выполнение трещин в пирите или цементация его обломков; 2) разъедание их с образованием брекчиевидной микротекстуры; 3) реликты пирита в халькопирите.

Закономерно встречающийся парагенезис халькопирита с пиритом привлекает особое внимание, особенно в тех случаях, когда халькопирит, выполняя трещинки в пирите II, образует прожилки, которые не распространяются за его пределами. Эти наблюдения хорошо согласуются с высказанным Д. П. Григорьевым (1948) представлением об образовании халькопирита путем обменной реакции между медьсодержащими растворами и ранее отложившимся пиритом. Следует подчеркнуть, что отмеченный факт встречается не повсеместно и не распространен на всю массу халькопирита. Халькопирит I замещает сфалерит I, обра-

зуя червеобразные и петельчатые выделения, и присутствует в нем в виде эмульсионной вкрапленности (размером 0,001 *мм*). Обильные включения халькопирита в сфалерите особенно характерны для руд вулканогенного горизонта Хандизы. На рудопроявлении Кызылсай халькопирит сам содержит звездчатую эмульсионную вкрапленность сфалерита.

В виде микровключений в халькопирите II присутствует самородный висмут и шапбахит, нередко в сростках с галенитом (Южный Карасан).

Взаимоотношения халькопирита I с галенитом I более однообразны. Во многих случаях устанавливаются каемки галенита вокруг зерен халькопирита. Структурным травлением выявляется приуроченность галенита к интерстициям отдельных зерен халькопирита и пересечение его двойников, что указывает на более позднее образование галенита.

Халькопирит второй генерации образовался во вторую полиметаллическую стадию рудного процесса и развит незначительно. Он представлен хорошо ограненными кристаллами тетраэдрической формы (размером до 1 *см*). Встречается в ассоциации с горным хрусталем, доломитом III, кальцитом III, баритом II, сфалеритом II, галенитом II, в тесном срастании с которыми образует прожилки, секущие вмещающие породы и руды, а также в виде единичной вкрапленности и гнезд.

Халькопирит II выделялся после сфалерита II. В форме эмульсионной вкрапленности в сфалерите II встречается редко. Галенит II корродирует халькопирит II и образует с ним сростки.

В зоне гипергенеза халькопирит II замещается борнитом, ковеллином, малахитом, азуритом, линаритом и гидроокислами железа.

Халькопирит третьей генерации встречается очень редко и выделяется условно. Его тетраэдрические кристаллики (до 1 *мм*) установлены нами в ассоциации с кварцем IV, в котором он образует неравномерно рассеянные включения. Прожилки кварц IV—халькопирит III фиксируются в различных породах визе, а также отмечены в туфопесчаниках и конгломератах намюра. Образование халькопирита III произошло в кварц-карбонатную стадию переотложения.

По микротвердости халькопириты разделяются на две группы. Для халькопиритов Кызылсая, Южного Карасана, Сулукуля и Хандизы она в среднем не превышает 227—229 *кг/мм*^{2} и соответствует данным (184—223 *кг/см*^{2}) для других месторождений Советского Союза (Лебедева, 1963); для халькопиритов Харкуша и Чакчара микротвердость несколько выше (245—265 *кг/мм*^{2}). Генерации халькопирита по микротвердости не различаются.

Химические анализы халькопиритов I (табл. 11) после пересчета их на примеси галенита, сфалерита и пирита показали близость их состава к теоретическому. Кроме того, изоморфно с катионной частью присутствуют серебро, висмут, индий, а с анионной (серой) — селен.

Из элементов-примесей для халькопиритов наибольший интерес представляют серебро, олово, висмут, кадмий, селен, теллур, индий.

Халькопириты II отличаются от халькопиритов I меньшим набором элементов-примесей; более низкими содержаниями молибдена, кобальта, никеля, кадмия; большей частотой встречаемости серебра.

Для халькопиритов I, как и для остальных сульфидов, характерно присутствие селена, максимальное в Харкуше (0,016%).

Висмут в наибольшем количестве также находится в халькопиритах I Харкуша (0,027%); в Южном Карасане и Хандизе оно составляет 0,005% и 0,002%.

Концентрация серебра максимальна в халькопиритах I Чакчара (1114 *г/т*), меньше — Харкуша (408 *г/т*) и Южного Карасана (401 *г/т*), минимальна в Хандизе (260 *г/т*).

В халькопиритах I Южного Карасана содержится 0,36% мышьяка. Кобальт находится всегда в более высоких количествах, чем никель. Галлий в халькопиритах I различных месторождений распределяется довольно равномерно (0,0004%), увеличиваясь лишь в Хандизе (до 0,0045%). Повсеместно в халькопиритах I присутствует индий 0,0006—0,0009% (в Харкуше до 0,012%) и олово (до 0,0004% в Хандизе).

Таблица 11

Химический состав халькопиритов первой генерации, вес. %

Элемент	Харкуш		Южный Карасан
	2599	5024	5165
Fe	28,73	30,72	31,28
Cu	31,55	33,36	31,77
Pb			0,13
Zn		0,16	0,40
Bi		0,05	
Ag		0,04	0,024
In		0,01	
Se		0,03	0,012
S	34,00	33,45	30,47
Нераств. остаток	1,84	0,92	0,36
Итого	96,12	99,00	94,45

Блеклая руда. Встречается обычно в небольшом количестве. Наиболее широко развита в полиметаллических рудах вулканогенного горизонта Хандизы, в рудах Южного Карасана, Харкуша, несколько менее в Чакчаре, Кызылсае и Сулукуле. Вследствие мелкозернистости и тесной ассоциации с остальными сульфидами макроскопически наблюдается лишь в Хандизе и Южном Карасане, где в отдельных рудных телах составляет до трех процентов от общего количества сульфидов.

Выделены две генерации блеклой руды.

Блеклая руда первой генерации представлена в основном теннантитом — мышьяковистой разностью и тетраэдритом — сурьмянистой разностью. Теннантит под микроскопом имеет зеленоватый оттенок и отчетливые буро-красные внутренние рефлексы. Тетраэдрит обладает сероватым оттенком и бурыми внутренними рефлексами. О наличии двух разновидностей свидетельствуют и спектральные анализы. Обе разновидности находятся в тесном срастании. Теннантит наиболе широко развит в Харкуше. В незначительном количестве в рудах вулканогенного горизонта Хандизы присутствует фрейбергит — серебросодержащая блеклая руда (по Н. В. Зеленской).

Данные замеров микротвердости блеклых руд также говорят о наличии двух их разновидностей. По данным С. И. Лебедевой (1963), тетраэдрит обладает несколько более высоким значением микротвердости (407 *кг/мм*^{2}), чем теннантит (339 *кг/мм*^{2}). Мы также наблюдали повышенные (436 *кг/мм*^{2}) величины для теннантита Харкуша по сравнению с тетраэдритом Южного Карасана (326 *кг/мм*^{2}) и Хандизы (318 *кг/мм*^{2}).

Блеклая руда I тесно ассоциирует с пиритом II, сфалеритом I, халькопиритом I и галенитом I. Развивается по трещинкам в виде прожилков в пирите II, марказите, сфалерите I, халькопирите I, замещает их, содержит их реликты. При замещении халькопирита I, блеклая руда I часто унаследует формы выделения халькопирита. Замещая сфа-

лерит, образует субграфическую структуру, при этом нередко отмечается избирательность, в результате которой в блеклой руде встречаются включения халькопирита, содержавшиеся ранее в сфалерите в виде эмульсии. Взаимоотношения блеклой руды I с галенитом I нечеткие, в большинстве случаев они прорастают друг друга, напоминая мирмекитовые срастания. При изучении руд Харкуша установлено развитие блеклой руды вдоль направления спайности галенита и в Кызылсае — по концентрическим зонам в колломорфном галените I (рис. 29). Эти факты указывают на более позднее выделение блеклой руды I по отношению к галениту I.

Блеклая руда второй генерации зафиксирована нами в кварц-доломит-сфалерит-халькопирит-пиритовых прожилках второй полиметаллической стадии, где она замещает сфалерит II. Иногда наблюдаются псевдо-брекчиевая или петельчатая микротекстуры, обусловленные избирательным замещением сфалерита, раньше цементировавшего катаклазированный пирит, причем в блеклой руде сохранились унаследованные от сфалерита включения галенита и халькопирита. На рудопроявлении Южный Карасан блеклая руда II обнаружена Б. Ф. Василевским (1962) в жеодах среди прожилков, секущих массивную руду совместно с горным хрусталем, клейофаном, халькопиритом II и галенитом II Выделения блеклой руды II имеют неправильную форму и небольшие размеры (1—2 *мм*).

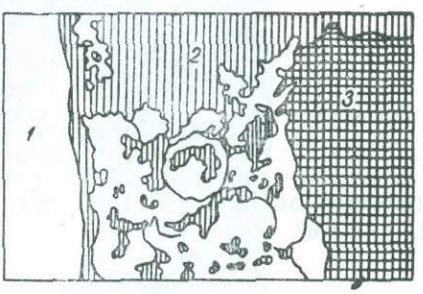


Рис. 29. Развитие блеклой руды (*2*) по концентрическим зонам в колломорфном галените (*1*), *3*—сфалерит. Чакчар, пл. шлиф 2321, ув. 210 (зарисовка с фотографии).

Микротвердость блеклой руды II по данным 8 замеров изменяется от 306 до 357, в среднем составляя 342 *кг/мм*^{2}.

В зоне гипергенеза блеклая руда замещается халькозином и ковеллином.

Из элементов-примесей в результате спектрального анализа в блеклых рудах Южного Карасана, Хандизы и Чакчара установлены марганец, серебро, мышьяк, кобальт, висмут, олово, ртуть, кадмий, медь, свинец, цинк. Наличие последних трех элементов обусловлено, по-видимому, тончайшими включениями их минералов.

Блеклые руды из месторождения Хандиза, по данным С. Т. Бадалова, содержат кадмий (0,27%), серебро (0,0032%).

Буланжерит является относительно редким минералом. Установлен на рудопроявлении Янгаклык в интенсивно рассланцованных и хлоритизированных туфах липаритового порфира вблизи рудных тел. Здесь встречаются макроскопически заметные скопления (участки до 20 *см*) его игольчатых кристалликов в виде прожилков и гнезд.

Под микроскопом наблюдаются агрегаты неправильных ветвистых форм буланжерита, которые располагаются среди кремнистых обломков вмещающей породы, образуя интерстициальную микроструктуру, а также развиваются по сфалериту. Наряду с неправильными формами встречаются игольчатые зерна, не имеющие концевых граней. Поперечные сечения иголок — тупые ромбические, длина их при весьма ограниченной толщине достигает 1 *мм*, редки сноповидные сростки (рис. 30). В отраженном свете цвет буланжерита серовато-белый; двуотражение

несколько слабее, чем у джемсонита; анизотропия сильная, с цветным эффектом от голубоватого до коричневато-желтого. Микротвердость ко-

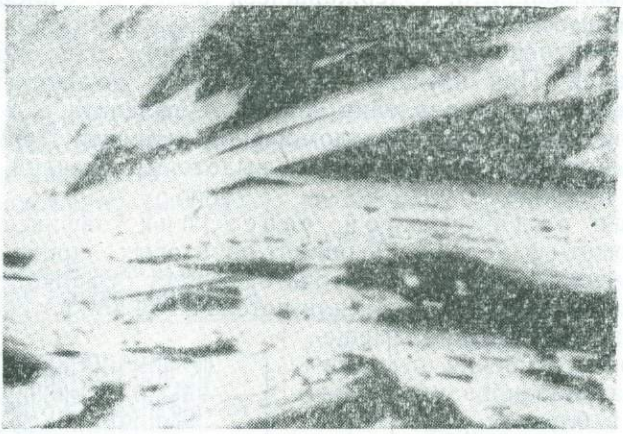


Рис. 30. Сноповидные сростки пластинчатого буланжерита. Янгаклык, пл. шлиф 4138, ув 150.

леблется от 108 до 155, в среднем по 5 измерениям составляет 136 *кг/мм*^{2}.

Таблица 12

Межплоскостные расстояния буланжерита

Обр. 4138		Эталон по Михееву, 1957		Обр. 4138		Эталон по Михееву, 1957	
I	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*	*I*	*d/n*
Сильн.	3,73	0,5	6,74			1	1,967
Средн.	3,35	1	6,13			2	1,920
Сильн.	3,05	0,5	5,20	Средн.	1,87	7	1,861
		0,5	4,86			0,5	1,829
		0,5	4,61	Средн.	1,73	6	1,757
		1	4,36	Средн.	1,70	2	1,726
		10	3,71			1	1,668
		1	3,43			2	1,657
		3	3,32			0,5	1,588
		5	3,21			0,5	1,537
Средн.	3,09	4	3,02			1	1,504
Сильн.	2,81	8	2,815			1	1,465
		3	2,691			2	1,408
		1	2,578			1	1,738
		0,5	2,515			0,5	1,303
		1	2,435			1	1,239
Средн.	2,39	5	2,337			0,5	1,202
		0,5	2,303			0,5	1,159
		0,5	2,226			0,5	1,122
		4	2,145			1	1,068
		2	2,056				

Примечание. Анализ проведен в Институте геологии АН УзССР. Аналитик Н. Мухтарова.

От других сходных сульфосолей свинца буланжерит отличается рентгенограммой. Тонкие включения минераграфически охарактеризованного буланжерита отбирались с помощью увлажненной желатиновой

иглы из аншлифа. Результат анализа приведен в табл. 12, где отражены характерные линии буланжерита, а также кварца и кальцита, находящихся в виде примеси.

Джемсонит — довольно редкий минерал. Встречается в тесном срастании с буланжеритом и в ассоциации со сфалеритом и пирротином на рудопроявлении Янгаклык. Очень сходен с буланжеритом, но отличается тонким двойниковым строением (рис. 31), значительно большим двуотражением, анизотропией с цветовым эффектом, от синего до грязно-зеленого или розовато-коричневого, в зависимости от среза. По форме выделения игольчатый, встречаются срезы ромбической формы.

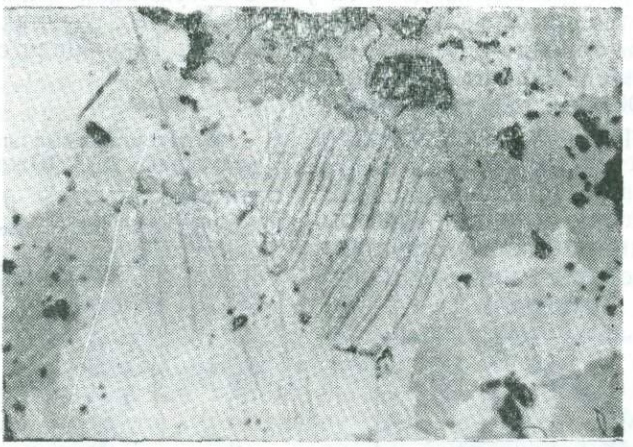


Рис. 31. Двойниковое строение джемсонита. Янгаклык, пл. шлиф 4138, Николи +, ув. 150.

Пирротин является главным минералом только на рудопроявлении медноколчеданной формации Кульдара, где слагает сплошные руды массивной, полосчатой, брекчиевидной и сланцеватой текстур и ассоциирует с пиритом и халькопиритом. В месторождениях и рудопроявлениях колчеданно-полиметаллической формации — редкий минерал. На месторождении Хандиза встречается в виде мелких гнезд ($2{,}5 \times 7$ *мм*) в хлоритизированных туфах липаритового порфира совместно с вкрапленниками халькопирита и пирротина; на Янгаклыкском рудопроявлении образует редкие зерна в ассоциации с пиритом, халькопиритом и буланжеритом; кроме того, встречается в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите I в ассоциации с халькопиритом и в сростках с ним, в халькопирите (рис. 25 а) вместе с пиритом и сфалеритовой звездчатой эмульсионной вкрапленностью и реже в пирите II. Форма включений обычно неправильная, реже пластинчатая, размер 0,008—0,04 *мм*. Микротвердость колеблется от 260 до 320 *кг/мм*^{2} (по 4 замерам). Образовался пирротин, судя по особенностям нахождения и парагенезису, одновременно с пиритом в результате распада железистого сфалерита.

Марказит. Чаще всего встречается в рудах Южного Карасана и Чакчара. Развивается среди пирита в виде зернистых и сноповидных агрегатов или обособленных кристаллов призматического и таблитчатого габитуса (длиной до 1—1,5 *мм*). Характерно двойниковое строение зерен.

Марказит замещается халькопиритом I, сфалеритом I, галенитом I, блеклой рудой I с образованием коррозионных структур, переходящих к раскрошенным.

Широко распространенные в галенит-сфалерит-пиритовых рудах пластинчатые агрегаты пирита указывают на полиморфное преобразование марказита в пирит.

Борнит — редкий минерал, установлен в Южном Карасане, Харкуше, Кызылсае, Сулукуле; присутствует среди пирита в виде единичных изометричных, каплевидных включений размером в сотые доли миллиметра. В Сулукуле несколько чаще встречается в виде участков неправильных форм (размером до 1 *мм*) и в ассоциации с халькопиритом, в виде решетчатых структур распада. В некоторых случаях наблюдаются структуры распада борнита с халькозином. Тончайшая сетка халькозина разбивает борнит на мельчайшие (0,004 *мм* и менее) изометричные зернышки, в результате чего образуется «сотовидная» структура. Тесный парагенезис борнита с пиритом и халькопиритом, их совместные сложные структуры распада говорят о гипогенном происхождении борнита.



Рис. 32. Форма выделения шапбахита (заштриховано) в халькопирите (белое); черное — порода. Южный Карасан, пл. шлиф 2384, ув. 90 (зарисовка с фотографии).

Таблица 13

Рентгенограмма шапбахита (пл. шлиф. 2384, Южный Карасан)

Эталон по В. И. Михееву, 1957		Исследуемый образец	
I	*d/nz*	*I*	*d/nz*
10	3,42	10	3,45
10	3,28	7	3,31
10	2,95	10	2,99
10	2,82	9	2,85
9	2,08	8	2,11
9	2,00	2	2,01
9	1,780	7	1,803
9	1,705	4	1,729
2	1,640	3	1,598
2	1,476	1	1,500
1	1,410	1	1,441
1	1,355	1	1,369
4	1,255		
1	1,205	2	1,217

Анализ выполнен в САИГИМСе Белоцерковской.

Повсеместно борнит замещается гипергенным халькозином.

Шапбахит описывается для Южного Узбекистана впервые. Встречен он в Южном Карасане в массивной полосчатой руде из жилы на контакте со сланцами.

В отраженном свете имеет белый цвет, отражательная способность очень близка к галениту. Отличается от него наличием двуотражения с цветным эффектом: от белого до кремоватого и отчетливой анизотропией. Результаты рентгеноструктурного анализа шапбахита приведены в табл. 13.

Шапбахит образует ксеноморфные выделения размером от 0,004××0,004 до 0,08×0,08 *мм*, которые располагаются в интерстициях зерен халькопирита, по их границам, образуя прерывистые каемки и прожилки с раздувами (0,02 *мм*) и пережимами (0,004 *мм*). Характер развития его в халькопирите особенно отчетливо проявился после протравливания в парах «царской водки». Внутреннее строение агрегатов, характерное для шапбахита, представлено тонкими пластинками, располагающимися в двух перекрещивающихся почти под прямым углом направлениях, что создает решетчатое строение.

Особенности форм выделения шапбахита, ассоциация с галенитом и халькопиритом (рис. 32) дают основание полагать, что они близки по времени образования и что шапбахит является результатом распада твердого раствора состава $AgBiS_2$—PbS в случае небольшого количества галенита в растворе. Если же галенит преобладал, шапбахит оставался в нем в виде твердого расплава. Процесс распада описываемого твердого раствора возможен при температуре не ниже 220° (Рамдор, 1958).

Аргентит. Встречен микроскопически на месторождении Хандиза, Южный Карасан и рудопроявлении Вуары в виде α-модификации — аргентита и β-модификации — акантита.

Акантит находится в тесной ассоциации с галенитом и полибазитом. В отраженном свете имеет слабый зеленоватый оттенок по сравнению с галенитом и более низкую отражательную способность; двуотражение и анизотропия заметны в иммерсии. На воздухе покрывается пленкой, легко подвергаясь воздушному травлению. При травлении азотной кислотой и хлористым железом сначала буреет, а затем чернеет; форма зерен неправильная, игольчатая. Образует тончайшие (0,001 *мм*) каемки по краям выделений галенита, развивается вокруг зерен полибазита. Аргентит оптически почти не отличим от акантита, но имеет двойниковое строение, в результате чего эффекты двуотражения и анизотропии выражены в нем более отчетливо. Двойниковое строение аргентита говорит о его образовании при температуре выше 179° (Рамдор, 1962). Характер развития его также несколько иной: наряду с бурнонитом он в виде включений размером 0,08×0,08 *мм* находится на контакте зерен галенита, по границам их, подчеркивая его мелкозернистую структуру. Характер выделения аргентита, температура его образования (более 179°), тесная ассоциация с галенитом, говорят о его более позднем выделении, чем галенита, и гипогенном характере.

Полибазит. Описывается для Южного Узбекистана впервые. Он встречен в Южном Карасане (рудное тело в доломите на контакте с андезитовым порфиритом Центральной рудной залежи) и Хандизе (в прожилково-вкрапленно-пятнистых рудах). Развивается по галениту, замещая его, приобретает форму выделений галенита. Присутствует в породе в виде включений размером 0,08×0,01 *мм* вблизи галенита и в галените (0,12×0,08 *мм*). Полибазит содержит многочисленные тончайшие включения самородного серебра.

По сравнению с галенитом имеет серовато-зеленоватый оттенок, отражательная способность ниже галенитовой, относительный рельеф также чуть ниже, двуотражение явное, анизотропия отчетливая с цветным эффектом: от коричневато-желтого до синеватого. Наличие явно выраженной анизотропии П. Рамдор объясняет повышенным содержанием меди и, возможно, мышьяка. Внутренние рефлексы не наблюдаются. При травлении хлористым железом слабо тускнеет.

Бурнонит. В Южном Узбекистане этот минерал впервые упоминается З. С. Журавлевой для месторождения Хандиза (хр. Сурхантау), однако характеристика его не приводится. Нами бурнонит встречен в галените рудопроявлений Вуары и Уолсах. По сравнению с галенитом он имеет отчетливый зеленоватый оттенок, его отражательная способность чуть ниже галенитовой, по относительному рельефу от него практически не отличается. Двуотражение слабое, заметно в иммерсии главным образом за счет тонкого полисинтетически-двойникового строения зерен, что очень характерно для бурнонита. Анизотропия заметная. В порошке в иммерсии устанавливаются отчетливые красные внутрен-

ние рефлексы. При травлении соляной кислотой появляется чуть заметный кремоватый налет. Развивается бурнонит в виде включений размером 0,08×0,08 *мм* и менее между зернами галенита, по границам их, в виде прерывистых каемок вокруг них; находится в сростках со сфалеритом, присутствующим в виде изометричных включений в галените. *Характер развития бурнонита говорит о его более позднем выделении* по сравнению с галенитом. Образуется он позже блеклой руды, как отмечает Г. О. Григорян (1962), объясняя это тем, что для него требуется меди меньше, чем для блеклой руды. Мельчайшие выделения бурнонита и тесная ассоциация с галенитом не позволяют исследовать

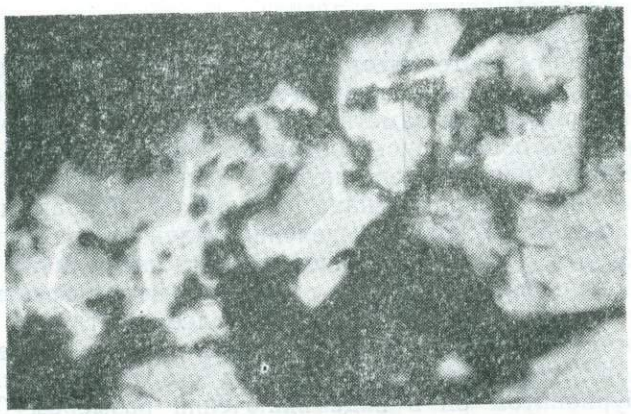


Рис. 33. Группа зерен бравоита зонального строения в галените, черное—порода. Вуары, пл. шлиф 4054, ув. 400 (в иммерсии).

минерал более точными методами. Однако наличие в галените повышенных содержаний сурьмы (0,03—0,1%) косвенно также указывает на наличие бурнонита.

Бравоит — *первая находка в Южном Узбекистане.* П. Рамдор (1962) предлагает рассматривать пирит с повышенными содержаниями никеля как самостоятельный минерал — бравоит, отдельно от пирита. Образование его объясняется обычно наличием твердого раствора FeS_2 и NiS_2, в котором может присутствовать также CoS_2. В зависимости от колебания этих компонентов в растворе и образуется пирит с зонами, обогащенными никелем, никелем и кобальтом, а при больших содержаниях никеля (*почти чистый* NiS_2) — *бравоит.*

Таким образом, бравоит представляет собой природную смесь пирита и ваэсита (дисульфида никеля); в нем может также присутствовать кобальт в количестве, не превышающем 6% (Крутов, 1959).

Бравоит встречен в рудах рудопроявления Вуары. Он образует вкрапленность мельчайших идиоморфных зернышек вдоль прожилков в породе на границе с галенитом. Размеры их обычно 0,008×0,008 *мм.*

Зерна бравоита имеют характерное для него зональное внутреннее строение (рис. 33), обусловленное изменением условий кристаллизации. Проявляется зональность в смене кристаллографических очертаний зон роста, которые еще больше подчеркиваются их различной окраской, что связано с изменением концентрации никеля и кобальта в растворе. А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин (1951) доказали физическую неоднородность зон бравоита.

Центральная часть зерен, обладающая гексагональными очертаниями, имеет цвет и отражательную способность, близкую к пирротино-

вой — это наиболее обогащенная никелем зона. Далее идет каемка, повторяющая очертания внутренней зоны, желтого цвета — с меньшим содержанием никеля; и, наконец, внешняя зона, обретающая уже очертания правильного четырехугольника, наиболее светлая, с чуть кремоватым оттенком, по отражательной способности приближающаяся к пириту, по-видимому, с минимальным количеством никеля. Иногда встречаются зерна с двумя центрами зарождения: две гексагональные внутренние зоны обрастаются единой четырехугольной внешней зоной. Микроскопическое исследование бравоита методом отпечатка дает четкую реакцию на никель.

Образование таких характерных для бравоита зон несомненно связано с широкими пределами изоморфного замещения никеля железом (Крутов. 1959). Аналогичное строение зон бравоита (от богатых никелем внутренних к более бедным никелем внешних) характерно для Новоайдырлинского никелевого месторождения (Южный Урал), описанного И. С. Волынским (1946).

Исключительные минераграфические данные бравоита, положительная реакция на никель, а также присутствие по данным химических анализов в галените никеля и кобальта в количествах десятых долей процента позволяют определить минерал довольно однозначно.

Бравоит, по П. Рамдору, является низкотемпературным образованием, возникшим под влиянием действия поверхностных и грунтовых вод. А. Г. Бетехтин и А. Д. Генкин (1951) также относят бравоит к низкотемпературным образованиям, но считают, однако, что он может образовываться и как типичный гидротермальный минерал; примерами служат свинцово-цинковые месторождения Мехерних и Миссури, где он находится в парагенезисе с галенитом, сфалеритом и халькопиритом.

Серебро самородное. Встречено микроскопически в рудопроявлениях Южный Карасан, Харкуш, Чакчар, Вуары, Уолсах. Это белый с высокой отражательной способностью минерал, изотропный, в скрещенных николях полного угасания не дает, как все самородные элементы. На воздухе быстро темнеет за счет образования цветной пленки. В виде субмикроскопических включений размером п. 10^{-5}—10^{-6} *мм* неправильной, реже дендритовидной формы наиболее часто встречается в галените и блеклой руде. В Южном Карасане образует вкрапленность размером п · 10^{-3} в полибазите.

Висмут самородный. Встречен микроскопически в Южном Карасане и Харкуше. Диагностируется по высокой отражательной способности, густой желто-розовой окраске, едва различимому двуотражению и отчетливой, особенно в иммерсии, анизотропии, что отличает его от самородного серебра и электрума. В скрещенных николях, вследствие неполного угасания, светится как все самородные элементы. По относительному рельефу (ниже галенита) относится к I группе. При травлении щелочью калия не изменяется, азотной и соляной кислотой — слабо буреет.

В виде точечных включений висмут присутствует в галените Харкуша. Более крупные его выделения почти правильной четырехугольной формы размером 0,013×0,018 *мм* и изометричной с зазубренными очертаниями размером 0,013 *мм* встречены в халькопирите и на границе галенита с халькопиритом среди массивных полосчатых руд из гнейсов Южного Карасана. Галенит и халькопирит в виде мелких включений (менее 1 *мм*) находятся в колчеданной массе.

Кварц. Один из наиболее широко распространенных минералов как в околорудных метасоматитах, так и в рудных телах. Он слагает прожилки всех стадий минерализации.

В процессе формирования месторождений и рудопроявлений устанавливается четыре его генерации.

Кварц первой генерации образовался в дорудную стадию гидротермального процесса и является одним из главных минералов околорудных измененных пород. Особенно сильному окварцеванию подвергнуты песчаники, гнейсы и вулканогенные породы, местами преобразованные до вторичных кварцитов, а также доломиты и известняки, превращенные в джаспероиды.

Кварц I образует зерна неправильной, изометричной формы. Размер их зависит от типа метасоматитов и характера замещаемой породы и меняется от сотых долей миллиметра (джаспероиды) до 0,5=1 *мм* (монокварциты по песчаникам). Кварц обычно развивается в виде участков и прожилков, замещает карбонатные минералы и редко выполняет порфировые выделения в андезитовых порфиритах. Ассоциирует с серицитом I, хлоритом I, пиритом I.

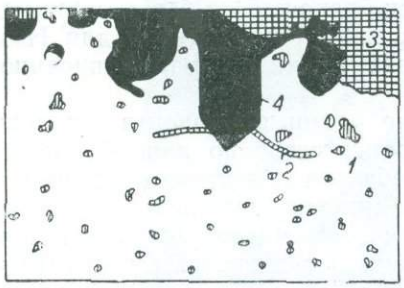


Рис. 34. Пересечение кварцем (черное) нитевидного прожилка халькопирита (*2*);

1—сфалерит; 3—галенит. Чакчар, пл. шлиф 5391, ув. 210 (зарисовка с фотографии).

Кварц второй генерации — молочно-белый, часто полупрозрачный, образует мелко- и среднезернистые агрегаты, нередко гребенчатый, короткопризматический. Он выделился после интенсивного дробления ранее образовавшегося пирита II и тесно ассоциирует с ним. Особенно широко развит на рудопроявлениях Харкуш и Чакчар.

Кварц третьей генерации характерен почти для всех рудопроявлений. Он слагает прожилки, пересекающие сульфиды первой полиметаллической стадии, волосовидные прожилки халькопирита (рис. 34) и гидротермально измененные породы. В прожилках кварц III ассоциирует со сфалеритом II, халькопиритом II, галенитом II, которые заполняют интерстиции его зерен. Кроме того, кварц III выполняет жеоды в тектонических трещинах, образуя щетки правильных полупрозрачных кристаллов длиной до 1 *см*, среди которых иногда располагаются тетраэдры халькопирита и кристаллики галенита. В прожилках кварц III преобладает над карбонатными минералами в силикатных породах и находится в подчиненном количестве в известняках и доломитах.

В андезитовых порфиритах наряду с горным хрусталем внешняя часть полостей миндалин выполнена халцедоном.

Кварц четвертой генерации образовался в пострудную стадию и имеет очень незначительное распространение. Он установлен в верхних горизонтах рудоносной толщи Хандизы в туфах липаритового порфира и перекрывающих их породах. В большинстве случаев это жильный молочно-белый кварц (мощность жилок до 0,5 *см*), содержащий редкие тетраэдры халькопирита.

Кварц, по данным спектральных анализов, обладает большим количеством элементов-примесей, количество которых меняется в различных генерациях и рудопроявлениях. Так, частота встречаемости кобальта, никеля, галлия, скандия снижается от кварца I к кварцу III. Серебро, бериллий, ванадий, цинк, свинец, медь, барий наиболее часто встречаются в кварце II, а мышьяк, молибден, висмут, сурьма

присутствуют только в кварце II. В кварце III количество примесей наименьшее, что объясняется его «очищением» в процессе перекристаллизации и роста горного хрусталя.

По данным пробирного анализа, в кварце второй генерации из Хандизы золото отсутствует, а серебро находится в количестве от 1 до 14,9 *г/т*, составляя в среднем 6,6 *г/т*.

Хлорит. Широко распространен во всех рассматриваемых месторождениях. Он, наряду с кварцем и серицитом слагает хлоритовые и хлорит-серицитовые метасоматиты и входит в состав колчеданно-полиметаллических руд. Наиболее интенсивно хлорит развит в зонах рассланцевания туфов, в зонах дробления, разлинзования, отслоения карбонатных пород, в зонах тектонических контактов сплошных колчеданно-полиметаллических руд с вмещающими породами. Выделяются две генерации хлоритов.

Хлорит первой генерации образовался в дорудную стадию гидротермального изменения вмещающих пород. Он обычно крупночешуйчатый; в микрокварцитах и витрокластических туфах — мелкочешуйчатый. Ассоциирует с серицитом I и пылевидным пиритом I, реже кальцитом I и кварцем I, находясь с ними в различных количественных соотношениях.

Хлориты развиваются как по основной массе туфов, так и замещают обломки плагиоклазов и особенно нераскристаллизованной стекловатой массы.

Хлорит располагается вдоль плоскостей напластования и отслоения микрокварцитов, туфовых пород и доломитов, слагая мощные мономинеральные хлоритовые породы обычно с довольно обильной вкрапленностью пирита. Хлорит I Южного Карасана, по данным Р. Л. Дунин-Барковского, представлен пеннином и прохлоритом. Первый обычно пропитывает породы, в то время как прохлорит и, имеющие очень малое распространение, грохауит и корундофиллит, чаще располагаются в зонах интенсивного дробления.

Хлорит второй генерации выделился в серноколчеданную стадию рудного этапа. Он отмечается на Хандизе, Сулукуле, Кульдаре, Кызылсае в рудных телах в виде мелких чешуек (0,01 *мм*), реже листовато-волокнистых агрегатов (до 0,04×0,3 *мм*), где ассоциирует с пиритом II, серицитом II. Хлорит II образовался после кварца II, доломита II, кальцита II.

В связи с тем, что хлоритизация является одним из широко распространенных типов изменений околорудных и рудовмещающих пород колчеданно-полиметаллических месторождений района и имеет большое значение для рудоотложения, произведены оптические, термические, химические и рентгенометрические исследования состава хлоритов I Хандизы и Сулукуля из различных рудовмещающих пород.

Термические исследования хлоритов показали, что в соответствии с классификацией В. П. Ивановой (1961), они могут быть отнесены главным образом к магнезиальной (пеннин-клинохлоровой и прохлорит-корундофиллитовой подгруппам) и реже железо-магнезиальной группам (рис. 35, 36). Среди них можно выделить следующие минеральные виды: пеннин, лейхтенбергит, клинохлор, клинохлор-прохлорит, грохауит, корундофиллит и репидолит. Однако такое подразделение условно, так как «железо-магнезиальные хлориты нельзя делить на обособленные группы, а правильнее рассматривать как единое семейство, в котором имеет место сравнительно постепенный переход от магнезиального члена к железистому — образование как бы «непрерывного изоморфного ряда» (Ковалев, 1956).

Данные рентгенометрических анализов хлоритов сопоставлены с эталонами хлоритов определенных химических составов, по Г. А. Ковалеву. Результаты показали, что все рассматриваемые хлориты маложелезистые (табл. 14), соответствуют, по классификации Д. И. Сердюченко, ряду клинохлор-прохлорита в Хандизе и приближаются к прохлорит-коррундофиллиту в Сулукуле. К такому же выводу приводят данные химического состава хлорита Хандизы (табл. 15, 16).

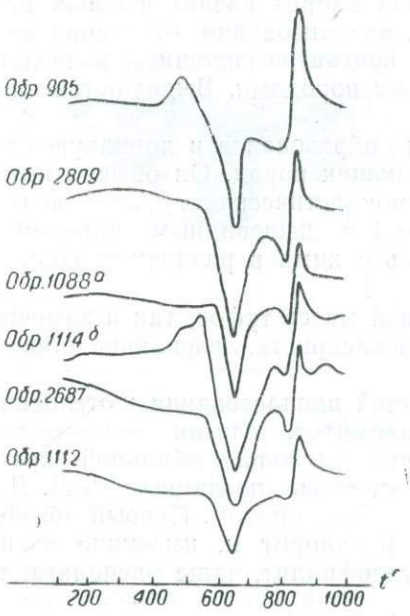


Рис. 35. Кривые нагревания магнезиальных хлоритов (пеннин-клинохлоровая и прохлорито-корундофиллитовая подгруппы) месторождения Хандиза.

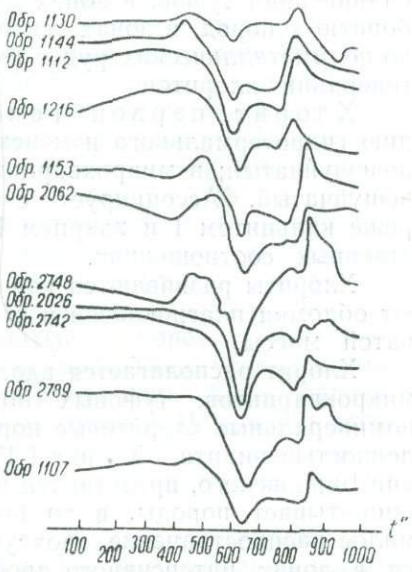


Рис. 36. Кривые нагревания магнезиальных (прохлорито-корундофиллитовая подгруппа) и железисто-магнезиальных хлоритов месторождения Хандиза и рудопроявления Сулукуль (обр. 2062, 2026).

Натрий и калий в формулу не вводятся, так как количества их обычно незначительны. Кроме того, из расчетов исключены кальций и углекислота, так как они являются составной частью углекислого кальция.

Анализируемый хлорит имеет параметры $RO : Si = 0{,}94$ и $R_2O_3 : SiO_2 = 0{,}69$; $Si = 3{,}2$. По диаграмме Д. И. Сердюченко, он ложится на линию изоморфного ряда с $Si = 3{,}2$. Значения $RO : SiO_2$, $R_2O_3 : SiO_2$ свидетельствует, что рассматриваемый хлорит относится по составу тетраэдрических слоев к высокоглиноземистому клинохлору.

Спектральными анализами в хлоритах обнаружен довольно обширный комплекс элементов-примесей, различающихся в различных рудопроявлениях. Так, в Кульдаринских отсутствуют хром, серебро, кобальт, бериллий, кадмий, натрий, барий. Только в Южно-Карасанских имеются мышьяк, висмут, германий; в Чакчарских — олово и скандий; в Сулукульских — иттрий, иттербий, скандий.

По данным химических анализов галлий в хлоритах Чакчара находится в количестве 0,003% (из двух анализов), Сулукуля — 0,0023%

(из пяти анализов), Кызылсая — 0,0043%. Германий по шести пробам отсутствует.

Таблица 14

Рентгенограмма хлорита Хандизы (обр. 2789) и Сулукуля (обр. 2062)

Обр. 2789				Обр. 2062			
J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$	J	$\frac{d}{n}$
3	17,0	3 ш	1,291			4	1,503
6	14,5						
1	8,7					1	1,462
2	7,7			3	7,8		
9	7,1			8	7,1	2	1,435
2	5,3			2	5,2	2	1,417
		3 ш	1,219	1	4,91	6	1,394
9	4,76			7	4,72		
2	4,63	3 пол	1,187			1 р	1,369
			1,174	1	4,26		
4	3,92			3	3,91	3 ш	1,319
2	3,66			2	3,67		
9	3,56	2 о. ш.	1,130	10	3,53		
0,5	3,34			6	3,31	4 о. ш.	1,292
1	3,14	3 о. ш.	1,095	1	3,14		
0,5	3,02			10	3,02		
5 ш	2,84			3 ш.	2,84		
2 ш	2,71	4 ш	1,043	1	2,71	2 ш	1,246
4	2,59						
		4 ш	1,032	4	2,575	1 ш	1,231
7	2,54	2 ш	1,014	4	2,543	3 ш	1,218
				3	2,490	1 ш	1,185
6	2,44	4 о. ш.	1,000	5	2,439		
3	2,38			3 ш.	2,391	2 ш	1,179
		5 пол.	0,9908			4 ш	1,152
3	2,26			3 р	2,275	2 ш	1,141
1 р	2,22		0,9854	3	2,217	2 ш	1,130
						2 ш	1,096
				4 р	2,097		
1 р	2,07			сл.	2,070	1 ш	1,078
8 ш	2,01			9 ш	2,007	5 о. ш.	1,043
				5	1,908		
3	1,88			7	1,872	5 ш	1,032
						1 о. ш.	1,019
3	1,82			3	1,819	4 о. ш.	1,007
				1 р	1,773	4 о. ш.	1,000
2 р	1,74			2 р	1,729		
3	1,69			2 р	1,692		
2 р	1,66			2 р	1,665		
				2	1,620		
				3	1,600		
				5	1,563		
5 ш	1,568			7	1,539		
10	1,539			2	1,519		
4	1,504						
3 ш	1,462						
1 р	1,417						
5 ш	1,393						
1 р	1,351						
4 ш	1,320						

Примечание. Рентгенограмма снята в лаборатории ИГГ АН УзССР. Аналитик Н. Мухтарова.

Серицит. Широко распространен на всех месторождениях. Наряду с хлоритом и кварцем слагает метаморфические сланцы докем-

Таблица 15

Химический состав хлорита Хандизы (обр. 2789)

Окислы	Вес. %,	Вес. % пересчитанные на 100%	Молекулярные и атомные числа (х 1000)	Ионы металлов	$CaCO_3$	$MgCO_3$	FeS_2	Ионы метал. хлорита	Мол. числа (х 1000) хлорита	Вес. % хлорита	Вес. % хлорита пересчитанные на 100%	Ионы	
												металлов	кислорода
SiO_2	33,16	33,14	547						547	33,14	35,11	579	1169
Fe_2O_3	0,98	0,98	6						6	0,98	1,04	13	19
FeO	2,09	2,09	29	29			2	27		1,93	2,04	28	28
MnO	0,39	0,39	5						5	0,39	0,41	5	5
TiO_2	Сл.	Сл.	—										
P_2O_5	—	—	—										
Al_2O_3	21,92	21,91	215						215	21,91	23,21	455	682
CaO	0,40	0,40	7		7								
MgO	30,0	29,99	744			48			696	28,06	29,73	737	737
Na_2O	0,09	0,09	1										
K_2O	0,06	0,06	~1										
SO_3	Не обн.	—	—										
S	0,15	0,15	4	4			4						
CO_2	2,46	2,46	55		7	48							
$-H_2O$	0,36	0,36	40										
$+H_2O$	7,98	7,98	887						877	7,98	8,46	(940)	(469)
Σ	100,04	100								94,39	100%	1817	(3109) 2640

Примечание. К (расчетный коэффициент) = 2640 : 14 = 188,5

брия, нижнего кембрия и гидротермально измененные породы, ассоциирует с хлоритом в сплошных колчеданно-полиметаллических рудах. Но наиболее крупные скопления он образует в околорудных зонах в туфах, где слагает совместно с пиритом внутреннюю часть колонки гидротермально измененных пород. Четко проявляется серицит и в дайках. Устанавливается две генерации серицита.

Серицит первой генерации — мелкочешуйчатый (0,01—0,05 *мм*), широко распространенный минерал гидротермально измененных туфов липаритовых и липарит-дацитовых порфиров и др., где ассоциирует с хлоритом I, нередко замещая его, пиритом I, кальцитом, кварцем I, с которым находится в различных количественных соотношениях. Чешуйки серицита часто располагаются в виде полос, подчер-

Таблица 16

Пересчет химического состава хлорита Хандизы (обр. 2789) на структурную формулу

Четверная координация			Шестерная координация									Na	K	OH	O
Si	Al	Fe···	Al	Ti	Fe	Cr	Fe	Mn	Ni	Mg	Ca				
3,07	0,93	—	1,48	—	0,06	—	0,14	0,04	—	3,96	—	—	—	(4,98) 4	1 12

$$(Si_{3,07}Al_{0,93})^{4,00}\left[(Al_{1,48}Fe^{'''}_{0,06})_{1,54}(Fe_{0,14}Mn_{0,04}\cdot Mg_{3,96})^{4,14}\right]_{5,68}(OH)_4\cdot O_{12}\cdot 0{,}49\cdot H_2O$$

кивая сланцеватость туфов. Бо́льшая часть серицита в гидротермально измененных породах образуется без существенного привноса составляющих его компонентов, за счет перераспределения вещества в самих породах.

Серицит второй генерации образует более крупные чешуйки (0,5 *мм*). Он развит в колчеданно-полиметаллических рудах, в которых совместно с хлоритом II, кварцем II, доломитом II заполняет промежутки между кристаллами пирита, образует около них оторочки, а также располагается по трещинам в кварце. В количественном отношении серицит II значительно уступает серициту I. Его образование, вероятнее всего, обусловлено переотложением серицита I. Термограмма характерного серицита показывает, что он ближе всего по составу к фенгиту.

Гидрослюды. Установлены на месторождении Хандиза.

Под микроскопом гидрослюды трудно отличимы от мусковита или серицита, которые встречаются в тесной ассоциации с ними. Гидрослюды установлены электронно-микроскопическими исследованиями (рис. 37) в темной и светлой разностях микрокварцитов, в интенсивно-хлоритизированных туфах липаритового порфира и среди хлоритов.

Фиксация линий гидромусковита (примесь) при рентгенометрических исследованиях хлоритов (табл. 14) дает основание предполагать, что гидрослюды представлены гидромусковитом, а ассоциация гидрослюд с мусковитом и серицитом указывает на то, что они, по-видимому, образовались за счет мусковита (как на некоторых колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая — Березовском, Белоусовском и др.).

Серпентин. Распространен широко на Хандизинском месторождении в зонах дробления карбонатных пород и микрокварцитов (в кон-

тактовых зонах); отдельные участки карбонатных пород вблизи рудных тел полностью превращены в серпентин. Следует отметить, что микроскопически он трудно отличим от магнезиальных хлоритов. Это нередко вводит в заблуждение при их диагностике. Так, из десяти проанализированных «серпентинов», только в двух случаях оказался действительно серпентин. Под микроскопом различаются две его разновидности: серпофит и продольноволокнистый серпентин.

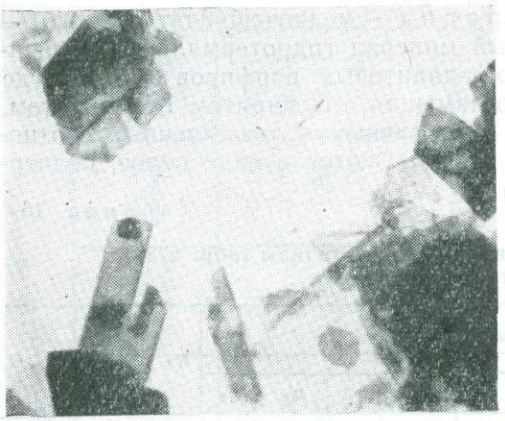


Рис. 37. Гидрослюда (черное и серое разных тонов), месторождение Хандиза, электронная микрофотография.

Серпентин развивается в интерстициях зерен доломита, корродирует и иногда полностью их замещает; в свою очередь замещается тальком. Рентгенометрические данные (З. С. Журавлева) подтверждают принадлежность охарактеризованного минерала к серпентину (5) 7,42; (9) 2,46; (4) 2,46; (3) 2,13; (1) 1,73; (9) 1,54; (8) 1,50; (2) 1,42; (6) 1,3.

Барит. Отмечен в небольших количествах почти на всех месторождениях. Отложение его происходило в первую и вторую полиметаллические стадии с образованием соответствующих им двух генераций.

Значение главного минерала он приобретает в рудопроявлениях барит-полиметаллической формации (Уолсах, Апжур), где образует линзы и жилы (до 30 *см* мощности) в карбонатных породах обычно в ассоциации с жильными доломитом, кальцитом, анкеритом и крупнокристаллическим галенитом.

Барит первой генерации встречается в виде мелких рассеянных вкрапленников (до 1—2 *мм*) в разнообразных породах (доломитах, туфах липаритового порфира, андезитовых порфиритах и др.) в пределах контуров рудных зон и их ареолов. Наиболее крупные гнезда барита (до 1 *см*) встречаются в альбитофирах Чакчара.

Барит второй генерации встречается в форме жил, прожилков и гнездовых выделений в кварц-карбонат-сульфидных жилах и вмещающих породах (преимущественно карбонатных). Ассоциирует с доломитом, горным хрусталем и сульфидами второй полиметаллической стадии. По простиранию прожилки барита часто сменяются доломитом. В зонах дробления он вместе с доломитом цементирует обломки вмещающих пород.

Наиболее крупные кристаллы барита II (до 5 *см*) отмечаются на рудопроявлении Бельауты.

Из элементов-примесей в барите постоянно фиксируются свинец, цинк, медь, железо, что свидетельствует об их генетической связи с процессами образования сульфидных минералов. Для баритов всех месторождений характерно высокое содержание стронция (в Хандизе 0,25%); отмечается также селен (0,001%) и теллур (следы).

Доломит (жильный). Распространен на всех рудопроявлениях, особенно част в Южном Карасане, Қызылсае, Уолсахе, Хандизе. Раз-

вит преимущественно в карбонатных породах, андезитовых порфиритах, где обычно совместно с кварцем образует гнезда, маломощные жилы и прожилки. Устанавливается три генерации доломита.

Доломит первой генерации образован в дорудный этап гидротермального изменения вмещающих пород, слагает совместно с кварцем маломощные прожилки, выделился позже кварца I, мелкозернист, избирательно замещается сфалеритом I и галенитом I с образованием кварц-доломит-сфалерит-галенитовой ассоциации. Развит незначительно.

Доломит второй генерации характерен для серноколчеданной стадии рудного этапа. Встречается среди сплошных сульфидных руд, в которых тесно ассоциирует с кварцем II.

Доломит третьей генерации образовался во вторую полиметаллическую (метаморфическую) стадию рудного этапа, после горного хрусталя (кварца III), в результате перекристаллизации и переотложения доломитовых пород. Он совместно с кварцем III, баритом и сульфидами второй генерации слагает секущие прожилки мощностью до 5 *см* и более. Характерна ассоциация доломита третьей генерации с баритом, кварцем третьей генерации и сфалеритом, галенитом, халькопиритом второй генерации, находящимися в различных количественных соотношениях.

Спектральными анализами во всех доломитах фиксируются медь, свинец, цинк, часто серебро, что указывает на их принадлежность к стадиям рудного процесса.

Кальцит. Развит на всех рассматриваемых рудопроявлениях, наиболее част в секущих прожилках в известняках Сулукуля, Апжура, Уолсаха, где находится в ассоциации с другими карбонатными минералами, кварцем и сульфидами второй генерации. На рудопроявлении Сулукуль присутствует также в составе кварц-кальцит-ортоклаз-хлоритовых прожилков среди туфов липаритового порфира. В Кызылсае совместно с кварцем и халцедоном слагает миндалины — жеоды в андезитовых порфиритах.

Находясь в тесной ассоциации с доломитом и выделяясь с ним почти одновременно, кальцит проявляется в трех генерациях. Кальцит первой генерации вместе с доломитом первой генерации образуется в стадию дорудного изменения пород; кальцит второй генерации развивается в массе доломита второй генерации в виде тончайших прожилков; кальцит и доломит третьей генерации слагают гнезда и прожилки, секущие руды и породы.

Спектральными анализами в кальцитах второй генерации установлены примеси свинца, цинка, серебра, кадмия, галлия, свидетельствующие о его принадлежности к рудному процессу.

Анкерит. С доломитом и кальцитом третьей генерации развит довольно широко, однако в подчиненном количестве. Он образует прожилки (до 1,5 *см* мощностью) и гнезда в аргиллитах, песчаниках и алевролитах Чакчара, в андезитовых порфиритах Кызылсая и Чакчара, гнезда в карбонатных породах Сулукуля и т. д. Встречается в виде участков сплошных мелкозернистых ромбоэдрических кристаллов; цвет от грязно-белого до темно-коричневого. Диагностика анкерита подтверждается кривыми нагревания (рис. 38) и спектральными анализами, выявляющими наличие кальция, железа и магния в количестве более 5%. Кроме того, в нем установлены примеси бария, марганца, ванадия, серебра, свинца, цинка, меди, никеля.

Брейнерит. Образовался позже доломита, наряду с ним в подчиненном количестве присутствует в андезитовых порфиритах Чакчара

и Южного Карасана и особенно часто встречается в прожилках и гнездах среди доломитовых известняков Южного Карасана, ассоциирует также с массивной пирит-галенит-сфалеритовой рудой. Он образует

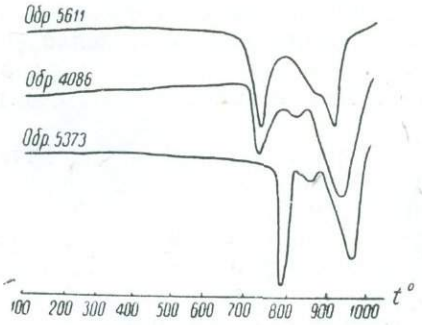


Рис. 38. Кривые нагревания анкерита (5373 — Чакчар, 5611 — Сулукуль, 4085—Уолсах).

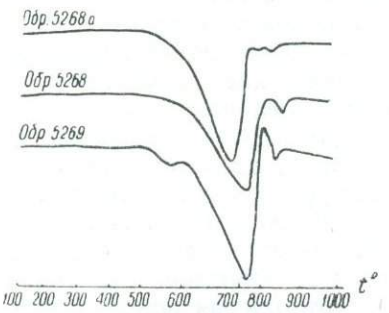


Рис. 39. Кривые нагревания брейнерита рудопроявления Южный Карасан.

правильные ромбоэдрические полупрозрачные кристаллы с перламутровым блеском, белого и черного цвета. На кривых нагревания брейнерита (рис. 39) наблюдается четкий глубокий эндотермический эффект, связанный с его диссоциацией; экзотермический эффект, как и для анкерита, связан с окислением вновь образованного FeO до Fe_3O_4. Менее выраженный экзотермический эффект для черной разновидности (обр. 5268а) объясняется тем, что часть FeO перешла в Fe_3O_4 с образованием $Fe(OH)_3$ ранее в природных условиях, чем и обусловлен черный цвет брейнерита.

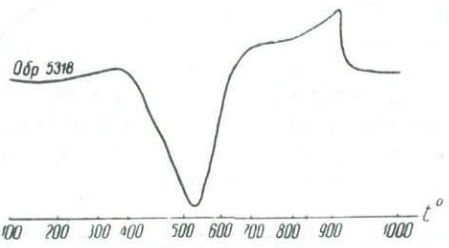


Рис. 40. Кривая нагревания сидерита рудопроявления Чакчар.

Спектральные анализы брейнерита указывают на присутствие в нем примесей кальция, бария, марганца, ванадия, серебра, свинца, цинка, меди, кобальта, никеля.

Сидерит. Выделился позже анкерита, присутствует в небольших количествах на рудопроявлениях Чакчар, Вуары, Южный Карасан. Он выполняет миндалины в андезитовых порфиритах, слагает участки в альбитофирах и карбонатных породах. Так, в Чакчаре среди альбитофиров имеются рудные тела, сложенные сидеритом в ассоциации с колчеданом. Сидерит в них представлен агрегатами зернистого строения красно-бурой окраски, полупрозрачен, имеет стеклянный блеск. Кривая нагревания его (рис. 40) — типичная для сидерита, имеет глубокий эндотермический эффект за счет диссоциации сидерита и ясно выраженный экзотермический — результат окисления FeO до Fe_3O_4.

Спектральные анализы подтверждают наличие сидерита (железа более 5%), а также обнаруживают в нем примеси меди, свинца, цинка, никеля, кобальта и в Южном Карасане — серебра.

В сидеритах участка Янгаклык Хандизинского рудного поля, по данным С. Т. Бадалова, содержатся примеси селена (0,013—0,1%); теллура (0,0007—0,0012%); индия (0,0004—0,0008%); галлия (0,012%); германия (следы), ртути (0,001%); золота (0,5—2 *г/т*); серебра (31—170 *г/т*).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ

Рассматриваемые месторождения характеризуются типичной для колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений зоной окисления, являющейся результатом сернокислотного и сульфатно-железистого выщелачивания. В ней, в местах развития сульфидных залежей, часты участки лимонитизации, сложенные рыхлым, пористым лимонитом и кварцем, переходящие в образования типа «железных шляп». Мощность последних небольшая (до 1—5 *м*), что связано с резко расчлененным рельефом. Наиболее интенсивно зона окисления развита на месторождениях Кульдара, Сулукуль, Вуары, Чекмень-Куйды, где руды часто представлены кварц-лимонитовыми брекчиями.

Рудовмещающие серицит-кварцевые, кварц-серицитовые (Кызылсай), кварц-хлоритовые (Кульдара), хлорит-серицит-кварцевые и карбонатные (Хандиза) породы с поверхности пористые, осветленные, в местах ожелезнения — бурые, благодаря чему хорошо заметны в поле.

По И. М. Голованову, процесс окисления колчеданно-полиметаллических руд протекает следующим образом. Первоначально образуются различные сульфатные минералы железа, алюминия и магния квасцовой группы — алуноген, параалюминит, мелантерит, пизанит, кокимбит, копиапит, гиалотрихит и другие. Эти минералы образуют заметные скопления — остатки «квасцовой шляпы» в трещинах и козырьковых углублениях рельефа в виде корочек и выцветов, возникших путем капиллярного подсоса растворов и испарения их в условиях жаркого климата. При дальнейшем развитии процессов окисления, в результате гидролиза сульфатов железа, образуются ярозит, плюмбоярозит и биверит. В конечном итоге возникают наиболее устойчивые соединения (гидрогетит), в результате накопления которых формируются «железные шляпы», не содержащие больших скоплений вторичных минералов свинца и цинка.

Наиболее устойчивыми минеральными формами свинца, цинка и меди в зонах окисления рассматриваемых месторождений являются: церуссит, смитсонит, гидроцинкит, аурихальцит, малахит, азурит и др.

Данные химических анализов на некоторые редкие элементы вторичных минералов (Бадалов, Голованов, Михайлова, 1965) показали следующее. Селен присутствует лишь в единичных пробах в мелантерите (0,004%) и гетите (0,0018%); теллур и таллий не обнаружены. Галлий отмечается в квасцовых минералах, где содержания его не превышают 0,0003%. Висмут обнаруживается в гетите, ярозите, квасцовых минералах в количествах 0,003—0,004%. Содержание кобальта в квасцовых минералах составляет 0,0016—0,0049%. В квасцах Хандизы отмечаются никель (0,04—0,13%) и кобальт (0,038—0,15%). В малахитах Сулукуля присутствуют золото в следах и серебро — 16 *г/т*.

Спектральные анализы рыхлых лимонитов зон окисления Сулукуля, Чакчара, Южного Карасана и Харкуша показывают наличие в них ряда примесей, наиболее характерными из которых являются медь, сви-

нец, цинк, серебро, никель, кобальт, кадмий, галлий. Кроме того, в лимонитах Чакчара присутствуют мышьяк, висмут, индий, а Сулукуля — висмут, молибден.

В результате химических анализов в лимонитах Сулукуля обнаружены селен — 0,001%, теллур — 0,001%, галлий — 0,0005%, кобальт — 0,004%, висмут — 0,02%, мышьяк — 0,016%, сурьма — 0,004%. Золото в них, как и в гипогенных рудах, находится в небольших количествах (0,01—0,04 *г/т*). Серебро постоянно присутствует в количестве 20—318 *г/т* (в среднем 177 *г/т* из шести анализов), т. е. близком таковому в эндогенных рудах Сулукуля. Исследование кварц-лимонитовой брекчии показало, что в лимоните серебра несколько больше (26 *г/т*), чем в кварце (18 *г/т*).

В Хандизе в гипергенных рудах, представленных охрами, часто концентрируется селен в количестве от 0,05% до 0,2%.

Обогащенность лимонитов редкими элементами и часто в значительных количествах свидетельствует о большой роли рыхлых лимонитов и охр как осадителей сорбентов.

ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД

Текстурно-структурные особенности руд отражают условия отложения вещества и помогают в познании закономерностей процесса формирования рудных месторождений.

Руды месторождений и рудопроявлений колчеданно-полиметаллического типа обладают многочисленными и разнообразными текстурными узорами, которые являются результатом и отражением многих факторов и прежде всего способа отложения вещества, состава и текстуры вмещающих пород, характера и степени их гидротермального изменения и деформации (дробления, рассланцевания и т. д.), метаморфического преобразования руд. Наиболее типичными текстурами являются полосчатые, сланцеватые, псевдобрекчиевые, массивно-миндалевидная (табл. 17).

Массивно-миндалевидная текстура встречается очень широко в сплошных рудах среди андезитовых порфиритов рудопроявлений Кызылсай, Чакчар. Она характеризуется наличием миндалевидных агрегатов сфалерита среди сплошной массы кристаллического пирита (с халькопиритом). Эта текстура является унаследованной, о чем свидетельствует чрезвычайно большое сходство с текстурным узором андезитового порфирита, а также наличие миндалин в андезитовых порфиритах, частично замещенных сфалеритом. Пирит же развивался преимущественно по основной массе породы (рис. 41 *а*).

На рис. 41 *а* показан контакт массивно-миндалевидной руды сфалерит-пиритового состава с окварцованным андезитовым порфиритом, имеющим четко выраженную миндалевидную текстуру.

Полосчатые текстуры характерны для руд большинства колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений мира, и обычно рассматриваются как одна из особенностей оруденения колчеданного типа (Петровская, 1963). Эти текстуры широко развиты и в описываемых месторождениях. К ним отнесены массивно-полосчатая и и полосчатая.

Массивно-полосчатая текстура образуется в результате различных процессов — метасоматического замещения пород с унаследованием рудой строения первоначально слоистых или рассланцо-

ванных пород, деформации руд и послойного отложения вещества пород и сингенетичных с ними руд.

Унаследованно-полосчатые текстуры наиболее свойственны рудам Южного Карасана, Хандизы и Янгаклыка. На месторождении Южный Карасан в рудах Центрального рудного тела полосчатость обусловливается чередованием полос (0,5—2—3 *см*), сложенных пиритом (размер кристаллов ≈ 1 *мм*), с полосками, в которых сфалерит резко преобла-

Таблица 17

Текстуры руд колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана

Морфологические группы текстур	Текстура руд	Отложенные метасоматическим путем	Отложенные осадочным путем и выполнением пустот	Метаморфогенные
Однородные	Массивная	++		+
Пятнистые	Массивно-пятнистая	++		
	Густовкрапленно-пятнистая	++		
	Вкрапленно-пятнистая	++		
	Массивно-миндалевидная	++		
Полосчатые	Массивно-полосчатая:			
	а) унаследованно-полосчатая	+++		
	б) наложенно-полосчатая			++
	в) ритмически-полосчатая		++[1]	
	Полосчатая	+++		
	Полосчато-сланцеватая	+		
Сланцеватые	Массивно-сланцеватая:			
	а) унаследованно-сланцеватая	+++		
	б) наложенно-сланцеватая			++
Вкрапленные	Густовкрапленная	+++		
	Вкрапленная	+++		
Друзовые	Друзовая		+	
Почковидные	Колломорфная	++	+	
	Кокардовая		+	
Текстуры деформаций	Прожилковая		+++	
	Штокверковая		++	
	Брекчиевая		+	
	Массивнобрекчиевая		+	
	Псевдобрекчиевая	+++		
	Брекчиевидная			+
Прочие	Массивно-неравномернозернистая			++
	Массивно-петельчатая	++		
	Интерстициальная		++	
	Массивно-гнейсовидная	+		

Примечание. +++ широко распространенные
++ второстепенные
+ редкие

дает над пиритом, халькопиритом и галенитом. Колломорфные структуры пирита, отсутствие признаков метаморфизма в других сульфидах свидетельствуют об унаследованном характере данной текстуры. Другим примером унаследованной полосчатости является массивно-полосчатая текстура руд из туфов липаритового порфира Хандизы. Полосчатость здесь нередко характеризуется чередованием халькопирит-пиритовых и галенит-сфалеритовых полосок, часто не выдержанных по мощности (рис. 41 *б*); соотношение минералов в них также непостоянно. Сфалерит-галенитовые полоски точно повторяют полосчатость серицитовых или серицит-хлоритовых сланцев, метасоматически замещая

их. При этом зафиксированы все изгибы в сланцах. Пирит располагается в наиболее рассланцованных участках породы, тяготея к трещинкам рассланцевания, а сфалерит слагает пространство между полосовидными скоплениями пирита. Полосчатые и линзовидные образования сфалерита по простиранию переходят в *разлинзованную* и рассланцованную серицитовую породу. Приведенные данные свидетельствуют об унасле-

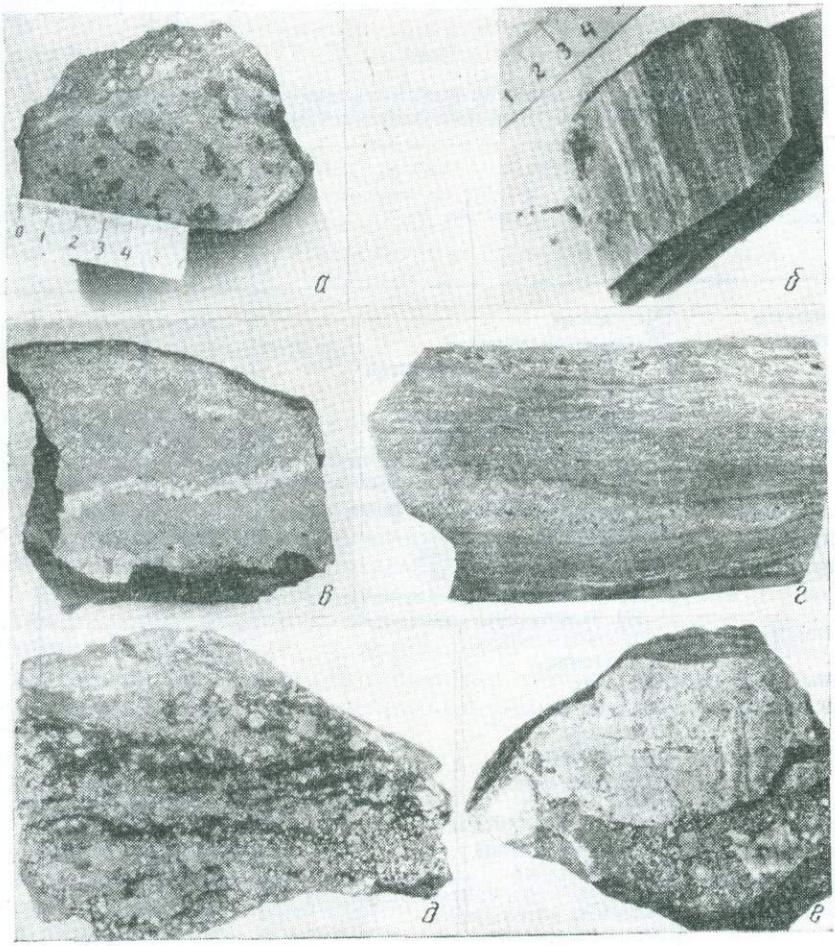


Рис. 41. Характерные текстуры руд колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Узбекистана.

а—сфалерит-пиритовая руда массивно-миндалевидной текстуры (темные миндалины выполнены сфалеритом). Кызылсай, пл. штуф 2313; *б*—колчеданно-полиметаллическая руда массивно-унаследованно-полосчатой текстуры. Полосы пирит-халькопиритового состава (светлое) чередуются со сфалерит-галенитовыми. Хандиза, пл. штуф. 2648; *в*—сфалерит (серое)—пиритовая (белое) руда массивно-полосчатой текстуры. Хандиза, пл. штуф 1649; *г*—полиметаллическо-колчеданная руда ритмически-полосчатой текстуры. Хандиза, пл. штуф 7680. *д*—медноколчеданная руда полосчатой текстуры. Хандиза, пл. штуф 1047; *е*—сфалерит-пиритовая руда массивно-псевдобрекчиевой текстуры (белое—обломки окварцованной породы). Южный Карасан, пл. штуф 2458.

дованности рудой полосчатой текстуры породы. Такая же унаследованность с образованием полосчатых текстур отмечается в висячем боку главной залежи в рудном теле на контакте с туфами липарит-дацитового состава, где руды сохраняют полосчатость и плитчатость ленточных тонкообломочных туфов липаритового порфира, которые они метасоматически замещают.

В карбонатных породах Хандизы наряду с их дроблением и разлинзованием наблюдается отслоение. При избирательном отложении и замещении пиритом зальбандовой, а сфалеритом основной части доломитовых слоев образовалась сфалерит-пиритовая руда полосчатой текстуры, в которой полосы, выполненные сфалеритом, значительно шире пиритовых (рис. 41 *в*).

Наложенно-полосчатая текстура образуется в результате динамометаморфизма руд.

Она наиболее широко проявлена в серноколчеданных рудах среди карбонатных пород Южного Карасана и Хандизы, где в зальбандах линз мелкозернистого пирита часто наблюдается полосчатый узор, характеризуется чередованием разлинзованных агрегатов. Чередование полос разлинзованных агрегатов пирита с мелкообломочной его массой, ориентированное расположение этих агрегатов и развальцованных кристаллов пирита свидетельствует о динамометаморфизме ранее неполосчатых руд.

Полосчатая текстура отличается от массивно-полосчатой преобладанием в породе нерудных минералов. Характерна она для оруденелых хлоритовых сланцев нижнего вулканогенного горизонта, а также колчеданных и медноколчеданных руд терригенно-карбонатно-пирокластического горизонта Хандизы. Полосчатость в большинстве случаев обусловлена полосовидными скоплениями пирита среди рассланцованных хлоритизированных доломитов, с которыми они чередуются (рис. 41 *д*).

Другим примером может служить так называемая «бурундучная» руда в доломитизированных известняках Чакчара, образованная в результате избирательного замещения породы сфалеритом, который образует прерывистые полоски.

Ритмически-полосчатая текстура широко развита в Южном Карасане. Она характеризуется чередованием полосок среднезернистого и мелкозернистого пирита и различной степенью его раскристаллизации. Колломорфное строение полосок свидетельствует об отложении руд из коллоидных растворов.

Ритмически-полосчатое строение рудных тел характерно и для одного из сплошных пластообразных колчеданно-полиметаллических рудных тел главной залежи Хандизинского месторождения (рис. 41 *г*). В нем полосчатость обусловлена ритмическим чередованием халькопирит-пиритовых полос (0,5—1,5 *см*) с пирит-галенит-сфалеритовыми (0,5 *см*). Каждая из этих полос соответствует одному ритму. Обычно он начинается с уплотненной полоски пирита, которая имеет далее густовкрапленное, а затем редковкрапленное строение.

Полосы отличаются характерными для осадочных образований контурами — нижняя граница полос довольно ровная, верхняя нередко бугорчатая. По простиранию они линзуются или переходят в кварц-хлорит-серицитовую породу со сравнительно редкой вкрапленностью пирита.

Закономерное уменьшение количества пирита наблюдается не только в пределах отдельных полосок, но и по всей мощности рудного тела. В лежачем боку рудного тела руды более насыщены пиритом, чем в висячем. В верхней части рудного тела пирит тонкозернистый (~0,001—0,01 *мм*), в нижней более крупнозернистый (до 0,1 *мм*). Он имеет глобулярное, колломорфно-зональное и кристаллически-зернистое строение.

Все отмеченные особенности указывают на сходство этих руд с вулканогенно-осадочными (Покровская, Ковриго, 1970).

Сланцеватые текстуры. Сланцеватость хорошо выражена во многих сплошных и прожилково-вкрапленных рудах. Она особенно характерна для руд, обогащенных пиритом, серицитом и хлоритом. Формирование ее так же как и полосчатой текстуры связано с избирательным замещением рассланцованных пород и расслоением руд в результате динамометаморфизма. Обычно сланцеватость прямолинейна, однако, нередко наблюдаются резкие изгибы, что свидетельствует о проявлении микроскладчатости.

Унаследованно-сланцеватая текстура наиболее широко распространена в мелкозернистых колчеданных рудах среди карбонатных пород Хандизы и Сулукуля и колчеданно-полиметаллических, развитых по витрокластическим туфам липаритового порфира и зонам рассланцевания кристалло-литокластических туфов. В туфах липаритового порфира Хандизы сланцеватость руд характеризуется приуроченностью тонких полосовидных вкраплений пирита к местам отслоения пород и избирательным замещением сфалеритом их серицитизированных и хлоритизированных прослоек. По сфалериту развит галенит, в промежутках между кристаллами пирита — халькопирит и реже галенит.

В участках отслоения серицитизированных и хлоритизированных туфов наряду с пиритом нередко встречаются тонкие прерывистые согласные прожилки галенита и халькопирита, повторяющие изгибы сланцеватости. Аналогичные формы выделения галенита и халькопирита отмечаются и для массивно-сланцеватых руд, в которых они располагаются также в местах отслоения, еще более подчеркивая сланцеватость. Иногда сланцеватость руд осложняется наличием в них тонкообломочной развальцованной породы. Сульфиды, развиваясь по серицит-хлоритовому цементу, окаймляют обломки, цементируют их, в целом сохраняя направленность рассланцевания. В этом случае руды приобретают сланцевато-петельчатое строение.

Наложенно-сланцеватая текстура отмечена в периферийной части колчеданных линз из карбонатных пород Хандизы. Пирит в этих местах интенсивно передроблен, разлинзован и рассланцован, тогда как в центральной части можно встретить сохранившиеся идиоморфные кристаллы. Рассланцованность здесь является результатом интенсивного динамометаморфизма, и поэтому рассматриваемые текстуры относятся к наложенно-сланцеватым.

При сравнении руд полосчатой и сланцеватой текстур заметна зависимость их строения от минерального состава. В сплошных рудах, обогащенных хлоритом и серицитом, обычно отчетливо проявляется сланцеватость. Руды, почти целиком сложенные сульфидами с преобладанием пластичных минералов, как правило, обладают полосчатой текстурой. Эта особенность строения полосчатых и сланцеватых руд месторождения Хандиза указывает на сходство с аналогичными рудами Гайского медноколчеданного месторождения (Пшеничный, Шадлун, 1962).

Псевдобрекчиевая текстура руд унаследуется от брекчированной породы. Брекчированию обычно подвергаются карбонатные породы, микрокварциты, туфоаргиллиты, яшмовидные породы, окварцованные туфы липаритового порфира и андезитовые порфириты. Тонкопередробленный серицитизированный и хлоритизированный материал цемента брекчированных пород представляет благоприятную среду для отложения сульфидов. Сами обломки передробленной породы также замещаются пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом (рис. 41 *е*). При этом руды, унаследуя от породы обломочное строение, не затронуты

Таблица 18

Генетическая классификация структур руд колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана

Морфологический тип структуры	Первичные структуры		Вторичные структуры		
	образованные при кристаллизации из растворов и в процессе коагуляции коллоидов	образованные при метасоматозе	образованные при перекристаллизации	образованные при распаде твердых растворов	образованные при дроблении и смятии минералов
Идиоморфный	Идиоморфнозернистая Концентрическизональная	Идиоморфнометазернистая	Идиоморфнобластическая (стебельчатая), порфиробластическая		
Гипидиоморфный	Периферийных оторочек	Гипидиоморфнометазернистая Порфировидная Концентрическизональная Пойкилитовая		Звездчатая Дендритовая	
Аллотриоморфный	Периферийных оторочек Аллотриоморфнозернистая	Аллотриоморфнометазернистая Субграфическая Дендритовая	Аллотриоморфнобластическая	Графическая Пламеневидная	Ориентированнозернистая Краевых каемок
Почковидный	Глобулярная Колломорфнозональная		Колломорфнобластическая		
Эмульсионный				Эмульсионная Нитевидная	
Пластинчатый		Пластинчатая Сноповидная	Пластинчатая	Сетчатая	Смятия
Осколочный					Гранокластическая Порфирокластическая Ориентированнокластическая
Реликтовый (остаточный)	Реликтовая колломорфная Колломорфнораскрошенная	Реликтовая	Реликтовая колломорфная		

метаморфизмом (наличие колломорфных структур пирита, вюртцита и др.). Псевдобрекчиевые текстуры характерны для руд Южного Карасана.

В Хандизе среди сильно измененных туфов липаритового порфира в верхней части главной рудной залежи развиты мелкозернистые массивные сланцеватые псевдобрекчиевые руды полиметаллически-колчеданного типа. Они содержат различные по величине (от 3 *мм* до 8 *см*) округлые обломки молочно-белого кварца, фельзита, яшмовидных пород, серицитового сланца, которые сцементированы массивно-сланцевато-плойчатой рудой, образованной за счет избирательного замещения сульфидами серицитового материала с сохранением текстуры первоначально рассланцованной и брекчированной породы. Переход этих руд в серицитовые сланцы с такими же обломками свидетельствует об унаследованном характере текстуры.

Псевдобрекчиевая текстура характерна также для руд мелкообломочных кристаллокластических туфов липаритового порфира (интервал брекчиевых руд). Угловатые обломки этих пород (до 10 *см*) обволакиваются и цементируются серицит-хлоритовым материалом с мелкозернистой сфалерит-пиритовой рудой. Брекчиевидная текстура здесь переходит в петельчатую и затем вкрапленно-пятнистую и прожилковую.

Структуры руд изучаемой группы рудопроявлений очень разнообразны. Учитывая морфогенетические особенности минеральных зерен, проливающих свет на условия их образования, и используя классификации структур руд А. Г. Бетехтина (1937), С. А. Вахрамеева (1956) и С. А. Юшко (1960), мы разделили изученные нами структуры на две группы (табл. 18): первичные, объединяющие структуры, образованные путем кристаллизации из растворов и метасоматическим путем; и вторичные, включающие структуры, образованные при перекристаллизации, распаде твердых растворов и смятии минералов.

В рудах в целом преобладают метазернистые структуры. Катакластические и кристаллобластические более характерны для руд Хандизы, а зернистые — для Южного Карасана. В последнем наряду со структурами, образованными в процессе коагуляции из коллоидов и при перекристаллизации гелей (колломорфная, колломорфнобластическая, глобулярная, оолитовая, скелетная), имеются структуры, в образовании которых немаловажную роль играют истинные растворы. Такие агрегаты представляют собой изометричные зерна нерудных минералов (кварц и др.), обросшие сульфидным венчиком. Ближе к сердцевине агрегата составляющие его кристаллы несколько удлинены и располагаются радиально. В основании удлиненных кристаллов микроскопически установлены геометрические зоны отбора, что, согласно Д. П. Григорьеву (1961), является характерным признаком образования кристаллов из истинных растворов.

ТИПЫ РУД

В рассматриваемых месторождениях и рудопроявлениях выделяются три основных типа руд: сплошные, состоящие на 60—95% из сульфидов; прожилково-вкрапленные, в которых сульфидов менее 50% и смешанные, представляющие собой сочетание сплошных и прожилково-вкрапленных.

Сплошные руды. Преобладают над всеми другими типами. Они слагают рудные тела линзовидной и пластообразной формы. По соотношению колчеданной составляющей (пирит+халькопирит) сплошные руды делятся на: 1) серноколчеданный; 2) полиметаллически-колче-

данный[1]; 3) колчеданно-полиметаллический; 4) существенно полиметаллический и 5) свинцово-цинковый типы (табл. 19).

Колчеданный тип представлен преимущественно пиритом, количество которого в рудах достигает 95%. В качестве примесей фиксируются марказит, пирротин, сфалерит, халькопирит и галенит. Нерудные минералы представлены кварцем, магнезиальным хлоритом, серицитом. Характерными примесями являются медь, свинец, цинк, мышьяк, висмут и селен.

По зернистости выделяются руды с размерами зерен: 0,01—0,05 *мм;* 0,2—2 *мм* и более 2 *мм*. Мелкозернистые характерны для руд в доломитизированных известняках Южного Карасана, более крупнозернистые (до 5—6 *см*)—для руд из песчаников, доломитов, микрокварцитов Хандизы и доломитов Сулукуля. Характерные текстуры руд — массивная, массивно-полосчатая, густовкрапленная.

Таблица 19

Типы руд колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений Юго-Западного Гиссара

Рудопроявление	Тип руд			
	колчеданный	полиметаллически-колчеданный	колчеданно-полиметаллический	существенно полиметаллический и свинцово-цинковый
Хандиза	+	++	+++	++
Южный Карасан	+	+++	++	++
Кызылсай	+	+++	++	+
Сулукуль	+	+++	+++	+
Кульдара	+++			
Янгаклык	+	+++	+++	
Чакчар		+	++	+++
Харкуш		+	++	+++

Примечание. +++ широко распространенные, ++ второстепенные, + редкие.

Колчеданные руды являются основными для рудопроявления Кульдара, где среди кварц-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев (S_2) находятся крупные серноколчеданные тела. С поверхности руды окислены и представлены «железными шляпами»; на глубине сменяются медно-пирротиновыми (с содержанием меди 1—3%).

Широко развиты колчеданные руды также на месторождении Хандиза. В метаморфических андалузит-мусковит-кордиерит-кварцевых сланцах нижнего кембрия они представлены кварц-пиритовыми секущими и согласными прожилками (мощностью до 0,1—0,2 *м*), в зависимости от интенсивности проявления которых формируются зоны (до 3 *м*) прожилковой, штокверковой и брекчиевой минерализации. На контакте песчаников с доломитами колчеданные руды различных текстур образуют согласные линзовидные тела (мощностью до 3 *м*).

В пределах других рудопроявлений колчеданные руды локализуются в карбонатных породах на контакте с туфами липаритового порфира (Сулукуль) и андезитовыми порфиритами (Южный Карасан), где они образованы в результате метасоматического замещения разлинзованных или передробленных карбонатных пород; в андезитовых порфиритах (Кызылсай, Южный Карасан) и в туфах дацитового пор-

[1] В названии типов руд последний компонент является преобладающим.

фира (Янгаклык), где колчеданные руды образуют небольшие линзы (протяженностью до 1 *м*); в песчаниках на контакте с известковистыми алевролитами (северо-восточный участок Хандизы).

К полиметаллически-колчеданному типу относятся руды, в которых отношение колчеданной составляющей (пирит+халькопирит) к сумме сфалерита и галенита больше единицы. Главными полезными компонентами являются цинк, свинец, медь, примесями — кадмий, серебро, селен и висмут. Количественные соотношения сфалерита, галенита и халькопирита, при постоянном преобладании пирита, очень изменчивы, что приводит к формированию свинцово-цинково-колчеданных, цинково-колчеданных и медноколчеданных разностей. Из минералов околорудных зон широко распространены кварц, хлорит, серицит, кальцит и доломит.

Рассматриваемый тип руды, также как колчеданный, более характерен для нижних частей геологического разреза: гнейсов и сланцев докембрия и нижнего кембрия, андезитовых порфиритов (C_1v_1), карбонатных пород (C_1v_2) и реже для кислых вулканогенных пород (C_1v_3). В сланцах полиметаллически-колчеданные руды слагают маломощные линзы (до 0,5 *м*) и реже секущие жилы. Среди них различаются две текстурные разновидности: массивно-полосчатая, обогащенная халькопиритом (до 10% меди на Южном Карасане) и вкрапленно-пятнистая сфалерит-пиритовая с кварцем (Хандиза). В карбонатных породах руды располагаются на контакте с песчаниками (Хандиза), андезитовыми порфиритами (Южный Карасан) и туфами липаритового порфира. Состав их галенит-сфалерит-пиритовый, текстуры массивно-пятнистая, массивно-полосчатая и псевдобрекчиевая. Последняя характерна для руд Южного Карасана.

Руды Южного Карасана отличаются тонкозернистым строением и слабой метаморфизованностью, а также широким развитием пирита колломорфного строения. В андезитовых порфиритах, как и на рудопроявлении Кызылсай, оруденение тяготеет к разностям пород с крупными миндалинами (до 1 *см*), которые обычно выполнены хлоритом. В результате замещения хлорита сфалеритом, а основной массы пиритом образуются сфалерит-пиритовые руды массивно-миндалевидной текстуры.

В туфах липаритового порфира Хандизы к описываемому типу руд относятся мелкозернистые галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовые руды массивно-полосчатой текстуры в висячем боку рудной залежи, на контакте с туфами липарит-дацитового состава. Среди них выделяются участки пирит-халькопиритовых руд и халькопирита, образующего оторочки по контактам рудного тела.

Колчеданно-полиметаллический тип руд развит наиболее широко. Главными минералами его являются: сфалерит, галенит, халькопирит, пирит (не более 25% от массы руды). Сфалерит обычно преобладает, реже встречается блеклая руда, из нерудных — кварц, серицит, хлорит, кальцит, доломит.

Руды колчеданно-полиметаллического типа, многометальные, наряду с промышленной концентрацией свинца и цинка в них присутствуют сопутствующие компоненты — медь, серебро, кадмий, висмут, сурьма, мышьяк, золото и др.

Количественные соотношения минералов в рудах очень изменчивы, в результате чего колчеданно-полиметаллические руды часто переходят в существенно-полиметаллические, колчеданно-свинцово-цинковые, медно-колчеданно-цинковые и т. п.

Отличительной чертой их является мелкозернистость (0,01—0,05 *мм*), важнейшие текстуры этого типа руд — массивная, массивно-полосчатая, массивно-сланцеватая, массивно-петельчатая.

На месторождении Хандиза сплошные руды колчеданно-полиметаллического типа составляют значительную массу руд нижней вулканогенной толщи.

Они слагают ряд линзовидных и пластообразных рудных тел (мощностью от 0,1—0,2 до 1,5—2 *м*), метасоматически замещая хлоритизированные витрокластические туфы липаритового порфира, которые располагаются среди гидротермально измененных среднеобломочных лито-, кристаллокластических туфов липаритового порфира с прожилково-вкрапленным оруденением и обычно заключены в кварц-серицитовых и хлоритовых породах метасоматических зон. Рудные тела располагаются в лежачем боку рудной залежи. Руды тонкозернистые массивно-сланцеватой текстуры, по составу галенит (2—3%)-халькопирит (3—10)-пирит (10—15)-сфалеритовые (10—25%).

Другим примером колчеданно-полиметаллических руд в туфах липаритового порфира месторождения Хандиза являются массивно-полосчатые руды, слагающие довольно мощное (до 1,5 *м*) и выдержанное по простиранию пластообразное рудное тело. Полосчатость в них обусловлена чередованием полос галенит-сфалерит-пиритового и пирит-халькопиритового состава; причем пирит в первых более крупнозернистый (0,1 *мм*), во вторых тонкозернистый (0,01 *мм*). Отношение свинца к цинку и меди в рудах составляет 2:8:1. В лежачем боку рудного тела руды обогащены пиритом и имеют ритмически-полосчатое строение, характерное для осадочных руд.

В туфах липаритового порфира рудопроявления Янгаклык руды описываемого типа представлены крупнозернистыми (до 4 *мм*) пирит-сфалеритовыми рудами массивно-сланцеватой текстуры.

Несколько меньше колчеданно-полиметаллический тип руд распространен в карбонатных породах на рудопроявлении Южный Карасан. В других рудопроявлениях он встречен лишь на отдельных участках и практического значения не имеет.

Руды существенно полиметаллического типа сложены главным образом галенитом, сфалеритом, халькопиритом, наряду с которыми постоянно присутствует небольшое количество пирита (10%). Отношение колчеданной составляющей к сумме галенит+сфалерит составляет 0,5 : 1, а галенита к сфалериту — около единицы (месторождение Хандиза). Постоянно встречаются также блеклая руда, кварц, хлорит, серицит, кальцит, доломит, барит.

Полезными компонентами руд являются свинец, цинк, медь, серебро, кадмий, селен, висмут.

Существенно полиметаллические руды встречаются участками среди руд полиметаллическо-колчеданного и колчеданно-полиметаллического типов почти на всех рудопроявлениях и иногда имеют самостоятельное значение. В общей массе всех рассматриваемых типов они наиболее широко представлены на месторождении Хандиза, рудопроявлениях Южный Карасан, Чакчар и Харкуш.

На месторождении Хандиза руды этого типа проявлены в сильно серицитизированных среднеобломочных туфах липаритового порфира в виде согласных выдержанных маломощных (0,2—0,5 *м*) рудных пластов, образованных в результате их метасоматического замещения. Нередко полиметаллические руды переходят в колчеданно-полиметаллические и имеют с ними много общего в характере распределения сульфидов и по другим особенностям. В составе руд преобладает сфале-

рит (50—80%), присутствуют халькопирит (10—15%), галенит (8—10%), в незначительном количестве пирит (до 5%). Характерные текстуры — массивно-сланцевато-петельчатая, массивно-петельчатая (рис. 42), массивно-сланцеватая. Петельчатая текстура образуется в результате развальцевания пород, которые замещаются сфалеритом, окаймляющимся халькопиритом с вкрапленностью пирита. В случае еще и рассланцевания пород получается сланцевато-петельчатая текстура.

Галенит-сфалеритовые руды встречаются и в микрокварцитах Хандизы в виде небольших линзочек (до 0,5—1,5 *см*).

На рудопроявлении Южный Карасан существенно полиметаллические руды представлены также сфалерит-галенитовыми. Они образуют тела линзовидной формы среди брекчированных известняков.

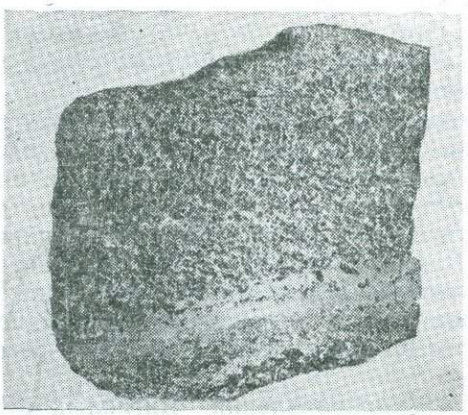


Рис. 42. Полиметаллическая руда массивно-петельчатой текстуры. Хандиза, пл. штуф 7632.

На рудопроявлениях Чакчар и Харкуш полиметаллические руды слагают линзы, жилы и гнезда среди песчаников и доломитизированных известняков.

Прожилково-вкрапленные руды. Отличаются от сплошных значительно меньшей насыщенностью сульфидами, которые распределены в них очень неравномерно. Поскольку руды представляют собой более или менее сильно минерализованные породы, особенности состава и текстур пород отражаются и на распределении в них рудных минералов.

В составе прожилково-вкрапленных руд, наряду с сульфидами первой генерации, в значительном количестве присутствуют сульфиды второй полиметаллической стадии. Из жильных минералов существенное значение имеют карбонаты, барит, кварц и др. Набор элементов-примесей тот же, что и в сплошных рудах (серебро, висмут, кадмий, селен), но концентрации их ниже.

Как и сплошные руды, прожилково-вкрапленные бывают по составу колчеданные, колчеданно-полиметаллические, полиметаллическо-колчеданные, существенно свинцово-цинковые (преобладают).

Прожилково-вкрапленные руды образуют ореолы вокруг сплошных рудных тел и самостоятельные зоны минерализации. Строение зон и форма рудных выделений зависят от состава вмещающих пород и характера дорудных тектонических деформаций. Наиболее типичны следующие разновидности прожилково-вкрапленных руд.

Рассеянная вкрапленность сульфидов в более или менее однородных по составу и строению породах характерна для песчаников, туфов липаритового порфира и других пород. Рудные минералы представлены преимущественно пиритом, реже сфалеритом и галенитом, которые рассеяны более или менее равномерно в породах, тектонически слабо нарушенных в удалении от основных структур.

Прожилки сульфидов, секущие породу, ориентированы по простиранию или сланцеватости пород. Количество их на единицу площади оруденелой породы изменчиво и часто зависит от степени и вида деформации породы. Прожилковые руды присутствуют в карбонатных и силикатных породах всех рудопроявлений. Примером может служить

прожилковое оруденение в микрокварцитах месторождения Хандиза, где трещины отрыва выполнены кварц-пирит-сфалерит II-галенитовой II минерализацией; а между плитчатой отдельностью развиты согласные пиритовые прожилки.

Брекчии и системы трещин с сульфидным цементом, часто имеющие вид сгустково-пятнистых скоплений, установлены на рудопроявлениях Кызылсай (андезитовые порфириты), Южный Карасан (гнейсы и андезитовые порфириты) и Хандиза (микрокварциты, тонкообломочные туфы липаритовых порфиров); они являются отражением катакластической структуры породы. Нередко в брекчиевые руды переходят петельчатые. Галенит, халькопирит, сфалерит, пирит являются главными рудными минералами этого типа.

В полосовидно-вкрапленно-пятнистых рудах сульфидная минерализация подчинена направлению рассланцевания пород, с повторением всех изгибов сланцеватости. Из рудных минералов здесь развит пирит, ассоциирующий с халькопиритом и реже галенитом. Эта разновидность отмечается в зонах рассланцованного хлорита и серицитолитах туфогенной толщи Хандизы и в карбонатных породах Хандизы, Сулукуля, Южного Карасана. В рассланцованных интенсивно серицитизированных средне-, крупнообломочных туфах липаритового порфира месторождения Хандиза описываемые руды состоят из сфалерита (1—10%), галенита (1—2%), халькопирита (до 2%), пирита (1—2%) и минералов серебра (фрейбергита, аргентита, пираргирита, прустита и др.), которые в виде вкрапленности, гнезд и коротких прожилков развиваются по серицитовым участкам породы, развитым по сланцеватости.

Перечисленные разновидности редко встречаются в чистом виде и чаще всего образуют всевозможные сочетания (Панкратьев, 1965).

Смешанные руды. Встречаются в пределах зон интенсивно раздробленных, рассланцованных, окремненных, хлоритизированных, серицитизированных, карбонатизированных, пиритизированных вмещающих пород. Они широко распространены на рудопроявлениях Кызылсай (андезитовые порфириты), Майдансай (карбонатные породы), Харкуш (песчаники), Хандиза (туфы липаритового порфира) и др.

Рудные тела представляют собой мощные зоны прожилково-вкрапленных руд, в которых сплошные руды присутствуют в виде маломощных (до 1 *м*) прослоев и линз. Удельный вес последних значительно ниже, чем прожилково-вкрапленных руд.

Минеральный состав смешанных руд разнообразен: от серноколчеданных (Янгаклык, Хандиза, Кызылсай) и цинково-колчеданных (Кызылсай) до существенно полиметаллических (Майдансай).

Смешанные руды слагают по существу рудное тело, расположенное в лежачем боку главной рудной залежи месторождения Хандиза. Оно состоит из согласных линз и прослоев сплошных сульфидных руд различного состава и текстур, обусловленных как текстурами вмещающих витрокластических туфов липаритового порфира, которые располагаются в брекчированных, сильно серицитизированных, окварцованных и пиритизированных средне-, крупнообломочных туфах липаритового порфира, с более или менее богатой прожилково-вкрапленной минерализацией также различного состава, так и метаморфизмом руд.

На рудопроявлении Майдансай мощность сплошных руд по простиранию уменьшается, а затем они выклиниваются, сменяясь в кварц-сульфидных линзах густо-вкрапленными рудами, а в хлоритизированных рассланцованных минерализованных зонах дробления полосчатыми.

РОЛЬ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В РАСПРЕДЕЛЕНИИ СВИНЦА, ЦИНКА И МЕДИ

Вмещающие породы играют большую роль в рудоотложении в связи с влиянием химического состава пород на локализацию оруденения (Бетехтин, 1953; Коржинский, 1953; Королев, 1951; Бадалов, 1964 и др.).

В рассматриваемых рудопроявлениях отложению свинца, цинка и меди из рудообразующих растворов предшествовали интенсивный гидротермальный метаморфизм рудовмещающих пород и формирование серного колчедана, который также является активной средой для последующего отложения основной массы свинца, цинка и меди. Для выявления особенностей распределения этих металлов в рудах из различных по химическому составу вмещающих пород использованы данные опробования, обработанные по следующей методике (В. А. Полянин, И. Н. Пеньков, Ю. М. Арефьев).

В каждой пробе процентное содержание свинца, цинка и меди пересчитывалось на 100 и наносилось в виде фигуративной точки на треугольник состава Cu—Zn—Pb отдельно по каждому типу пород. Треугольники условно делились на десять полей, которые соответствовали десяти типам руд, отличающимся по содержанию в них рудных компонентов. В каждом треугольнике сумма точек принималась за 100%. По числу точек в каждом поле рассчитывалось процентное распределение типов руд (табл. 20). На рис. 43 дан состав руд из различных рудовмещающих пород в различной степени пиритизированных и подстилающихся разными породами. Карбонатные породы Хандизы, по которым имеется мало сведений о содержании меди, охарактеризованы только по отношению свинца к цинку.

На основании проведенных анализов удалось выявить следующее.

Карбонатные породы, вмещающие оруденение, четко различаются между собой по обогащенности пиритом и характеру подстилающих пород. В соответствии с этим мы различаем оруденения: 1) в обогащенных пиритом доломитизированных известняках; подстилающими их породами являются андезитовые порфириты (Южный Карасан) и туфы липаритового порфира (Сулукуль); 2) в доломитизированных известняках с небольшим содержанием пирита; подстилающие породы—сланцы и песчаники (Южный Карасан), туфопесчаники (Сулукуль); 3) в доломитах на контакте с песчаниками (Хандиза). Между количеством пирита в карбонатных породах и степенью железистости подстилающих пород наблюдается прямая зависимость. Различные содержания железа в подстилающих породах обусловили, вероятно, и различную обогащенность пиритом карбонатных пород, в которые оно выносилось при гидротермальном процессе.

Для руд из доломитизированных известняков Южного Карасана, богатых пиритом (рис. 43 А) характерен преимущественно медно-свинцово-цинковый тип (72,5%), менее (20%) — существенно цинковый. Незначительный процент составляют смешанные руды (3), медно-цинково-свинцовые (6,5) и существенно свинцовые (0,5).

В тех же породах, но слабо пиритизированных, залегающих на сланцах (рис. 43 Б) выделяются медно-свинцово-цинковые руды (27%), медно-цинково-свинцовые (19%), существенно свинцовые (18%) и смешанные (18%). Несколько меньше распространены цинковые (4,5%), свинцовые (4,6%) и существенно цинковые (9,0%). В этих рудах значительно возрастает роль свинца.

Сходную картину распределения фигуративных точек имеют руды Южного Карасана, размещенные в доломитизированных известняках,

бедных пиритом, и залегающие на песчаниках (рис. 43 В). В них присутствуют медно-свинцово-цинковые (37%), медно-цинково-свинцовые (29,2%) и существенно свинцовые (13,3%) типы руд. Медь в них отсутствует.

Таким образом, в рудах Южного Карасана, локализованных в доломитизированных известняках, четко наблюдается изменение содержания цинка и меди в зависимости от обогащенности их пиритом и состава подстилающих пород.

Таблица 20

Распределение типов руд по породам, %

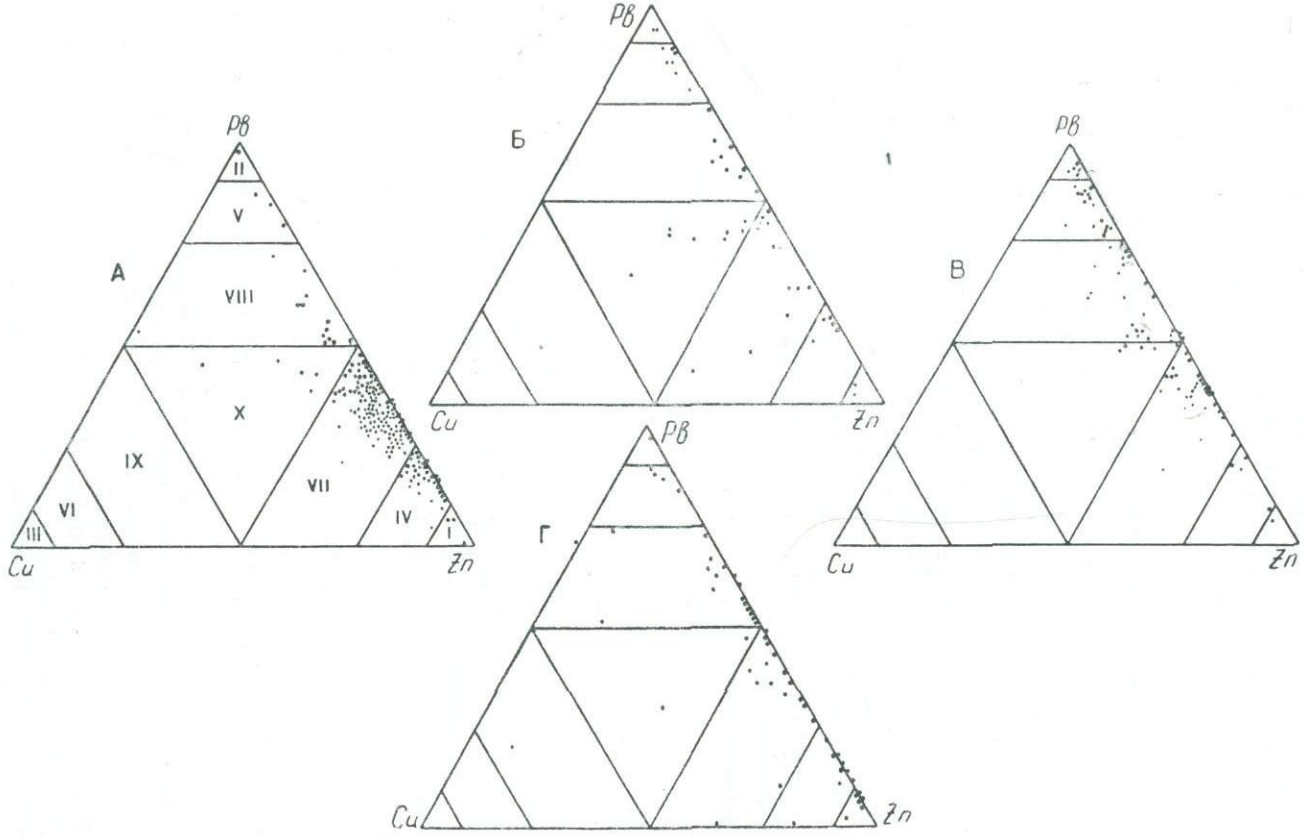
Поле треугольника	Содержание главного компонента	Тип руды	Доломитизированные известняки					Андезитовые, порфириты (Южный Карасан, Кызылсай)	Туфы липаритового порфира (Хандиза)	Кварц-хлоритовые, кварц-актинолит-хлоритовые сланцы (Кульдара)
			обогащенные пиритом и залегающие на андезитовых порфиритах (Южный Карасан)	бедные пиритом и залегающие на песчаниках (Южный Карасан)	бедные пиритом и залегающие на сланцах (Южный Карасан)	обогащенные пиритом и залегающие на туфах липаритового порфира (Сулукуль)	бедные пиритом и залегающие на туфопесчаниках (Сулукуль)			
I	100—90	Цинковый	1,5	2	4,5	5,6	10	—	5,8	—
II	100—90	Свинцовый	0,5	6,7	4,6	0,6	5	—	2,9	—
III	100—90	Медный	—	—	—	—	—	—	1,4	13,8
IV	90—75	Существенно цинковый	20	—	9,0	15,6	16,6	10,8	16,7	4,1
V	90—75	Существенно свинцовый	0,5	13,3	18	7,5	6,6	12,5	2,8	—
VI	90—75	Существенно медный	—	—	—	1,2	—	—	—	17,4
VII	75—50	Медно-свинцово-цинковый	72,5	37	27	46,2	30	46,8	51,4	11,1
VIII	75—50	Медно-цинково-свинцовый	6,5	29,2	19	10,0	25	21,8	9,8	—
IX	75—50	Цинково-свинцово-медный	—	—	—	5,0	—	—	1,4	41,6
X	50	Смешанный	3	3,3	18	7,5	5	6,2	8,4	11,1

Примечание. Металлы расположены в порядке увеличения их количеств.

В Сулукуле руды залегают в карбонатных породах на контакте с туфами липаритового порфира и туфопесчаниками, которые их подстилают. Соотношение в них свинца, цинка и меди меняется в зависимости от количества пирита в породе.

Состав руд из карбонатных пород Сулукуля, бедных пиритом (рис. 43 Г) очень близок к таковому Южного Карасана: свинцово-цинковый с незначительной примесью меди или без нее.

Руды из карбонатных пород Сулукуля, обогащенных пиритом (рис. 43 Д), по расположению фигуративных точек резко отличаются от всех описанных. Для них характерны широкая рассеянность точек по треугольнику и разнообразие типов руд (табл. 20), среди которых преобладают медно-свинцово-цинковые и существенно цинковые. Для


Pb
Cu
Zn
А
II
V
VIII
X
IX
VII
VI
III
IV
I
Б
В
Г

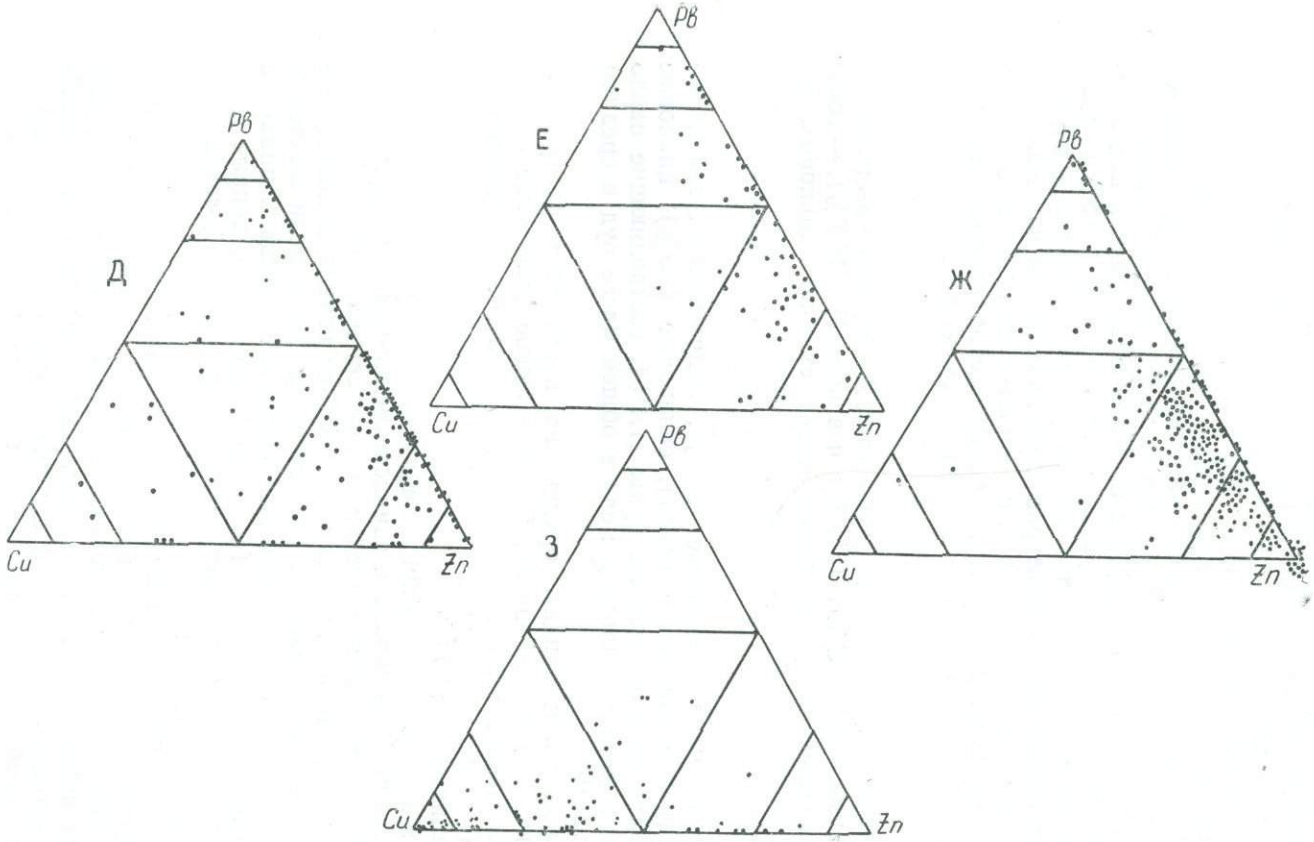


Рис. 43. Состав руд из различных вмещающих пород рудопроявлений Южный Карасан, Сулукуль, Кызылсай, Хандиза.

А — из доломитизированных известняков, богатых пиритом и залегающих на андезитовых порфиритах (Южный Карасан, 200 проб); *Б* — из доломитизированных известняков, бедных пиритом и залегающих на сланцах (Южный Карасан, 45 проб); *В* — из доломитизированных известняков, бедных пиритом и залегающих на песчаниках (Южный Карасан, 92 пробы); *Г* — из доломитизированных известняков, бедных пиритом и залегающих на контакте с подстилающими туфопесчаниками (Сулукуль, 160 проб); *Д* — из доломитизированных известняков, обогащенных пиритом и залегающих на контакте с подстилающими туфами липаритового порфира (Сулукуль, 160 проб); *Е* — из андезитовых порфиритов (Южный Карасан, Кызылсай, 64 пробы); *Ж* — из туфов липаритового порфира (Хандиза, 252 пробы); *З* — из кварц-актинолит-хлоритовых сланцев (Кульдара, 72 пробы).

них характерно преобладание цинка над свинцом и относительно повышенные содержания меди.

Таким образом, распространение свинца, цинка и меди в рудах Сулукуля так же, как и в Южном Карасане, зависит от наличия в них пирита и от состава подстилающих пород, которые, вероятно, служили источником железа для пирита.

Андезитовые порфириты Кызылсая и Южного Карасана (рис. 43 Е) характеризуются медно-свинцово-цинковыми и медно-цинково-свинцовыми рудами, включая свинцово-цинковые и цинковые, которые составляют соответственно 46,8 и 21,8% от всей массы руд, размещенных в андезитовых порфиритах. Количество меди в них непостоянно. Менее распространены существенно цинковые (10,8%), существенно свинцовые (12,5%) и смешанные (6,2%) руды. В общем для руд из андезитовых порфиритов характерно преобладание Zn над Pb.

Туфы липаритового и липарит-дацитового порфира наиболее подробно изучены с точки зрения распределения в них свинца, цинка и меди на месторождении Хандиза. Они обогащены пиритом и вмещают самые богатые колчеданно-полиметаллические руды.

В расположении фигуративных точек (рис. 43 Ж) четко выделяются два максимума — в поле VII (51,4%) и в поле IV (16,7%), — соответствующие медно-свинцово-цинковым и существенно цинковым рудам, на которые в общей сложности приходится около 70% руд. Почти во всех пробах в подчиненном количестве постоянно присутствует медь.

Встречаются также смешанные (8,4%), медно-цинково-свинцовые (9,8%), существенно свинцовые (2,8%), свинцовые (2,9%), цинковые (5,8%) и цинково-свинцово-медные руды (1,4%), составляющие около 30%. Отношение свинца к цинку и меди в общей массе руд в среднем составляет 1 : 2 : 0,3.

На рудопроявлении Хандиза оруденение, кроме того, распространено в доломитах, микрокварцитах. Самое высокое отношение свинца к цинку установлено в микрокварцитах (1 : 0,6), несколько меньшее — в доломитах (1 : 1,3), с глубиной оно снижается до 1 : 2,3 и минимальное — в песчаниках (1 : 1,7).

В доломитах, обогащенных пиритом, фиксируются существенно цинковые, свинцово-цинковые и свинцово-медно-цинковые руды. При крайне неравномерном распределении в них свинца, цинка и меди наблюдается относительно невысокое содержание свинца и постоянное преобладание цинка над свинцом. Отношение цинка к меди меняется, нередко медь преобладает над цинком. Отношение свинца к цинку в породах, обогащенных пиритом (свинцово-цинково-колчеданные руды в доломитах и колчеданно-полиметаллические руды в туфогенных породах Хандизы), достигает 1 : 8.

Приведенные данные показывают, что в туфах кислого состава, андезитовых порфиритах и карбонатных породах, обогащенных пиритом, преобладают медно-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые руды. В карбонатных породах с незначительным содержанием пирита преобладают медно-цинково-свинцовые и цинково-свинцовые руды. Руды с существенным преобладанием одного из компонентов развиты незначительно, что указывает на генетическую близость свинца, цинка и меди при рудообразовании. Для отложения свинца наиболее благоприятными породами являются карбонатные, для отложения меди и цинка — карбонатные, обогащенные пиритом, андезитовые порфириты, туфы липаритового и липарит-дацитового порфира.

Помимо выявленной зависимости состава руд от степени насыщенности вмещающих оруденение и подстилающих пород пиритом, большое значение в распределении основных компонентов имеет вертикальная зональность. Так, на примере месторождения Хандиза видно, что в пределах вулканогенного горизонта наблюдается более или менее равномерное распределение в рудах цинка и увеличение в верхних частях рудной залежи свинца и меди. На обогащенность медью, вероятно, влияет обогащенность верхних горизонтов железом, проявленная в гематитизации пород.

На медноколчеданном рудопроявлении Кульдара преобладают медные (13,8%) руды, залегающие в кварц-хлоритовых, кварц-актинолит-хлоритовых сланцах, существенно медные (17,4%) и цинково-свинцово-медные (41,6%). Менее развиты смешанные (11,1%) и медно-свинцово-цинковые (11,1%, рис. 43 3). Во всех типах руд свинец присутствует в резко подчиненном количестве.

Глава V

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ РУД

Некоторые вопросы геохимии отдельных элементов магматических, осадочных и рудных образований в районе затронуты в работах С. Т. Бадалова (1959, 1962 и др.), С. Т. Бадалова, И. М. Голованова, Ю. В. Михайловой (1965), Б. Ф. Василевского (1962, 1964, 1966, 1968), Н. П. Холопова (1964), М. С. Султанова и В. А. Пимшиной (1964), Қ. Қарабаева (1961, 1962), В. В. Козырева (1964), П. В. Панкратьева (1963, 1966), Ю. В. Михайловой (1966, 1969, 1970), Н. П. Поддубного (1965) и многих других.

В результате этих исследований установлено повышенное фоновое содержание галлия, свинца, цинка, меди, золота в нижнекарбоновых вулканогенных образованиях (М. С. Султанов, В. А. Пимшина); серебра — в субвулканических дайковых образованиях (Б. Ф. Василевский; золота — в рудовмещающих породах рудопроявления Ходжабарку (И. Е. Гамалеев), в метаморфических сланцах докембрия Чакчарских гор (Ю. В. Михайлова) и месторождения Хандиза (Хандизинская ГРП); установлены повышенные содержания селена в рудах гор Сурхантау (С. Т. Бадалов), Чакчарских и Яккабагских (Ю. В. Михайлова); показаны перспективы колчеданно-полиметаллического типа на висмут (Б. Ф. Василевский, О. М. Черных, Ю. В. Михайлова).

Авторами настоящей работы на площади Обинауруз (г. Сурхантау) выявлены повышенные фоновые содержания свинца, цинка и меди в визейских осадочно-вулканогенных образованиях; здесь же обнаружены высокие содержания золота (1—5 *г/т*) и мышьяка (до 1% и более) в зонах окварцевания кварцевых порфиров и кварцевой жиле в них, что позволяет высказать предположение о проявлении в юго-западных отрогах Гиссара золото-мышьякового типа минерализации.

Задача настоящей работы — показать геохимические особенности колчеданного и колчеданно-полиметаллического типа оруденения в Юго-Западном Гиссаре, руды которого являются комплексными и помимо свинца, цинка и меди содержат примеси кадмия, селена, теллура, висмута, серебра, сурьмы, мышьяка, индия, галлия, таллия, никеля, кобальта и др.

Характер проявления элементов-примесей в рудах различен. Одни из них присутствуют в виде включений собственных минералов (серебро, никель, кобальт, висмут), другие в качестве изоморфных примесей в главнейших сульфидах (кадмий, селен, теллур, таллий, галлий, индий, олово). Ниже приводится описание пар геохимически сходных элементов-примесей.

ЗОЛОТО И СЕРЕБРО

Золото и серебро повсеместно присутствуют в колчеданно-полиметаллических рудопроявлениях как в самих породах, так и в зонах околорудных изменений и рудах.

Таблица 21

Содержание золота в рудовмещающих породах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана (*г/т*)

Анализируемый материал	Район	Кол-во анализов	Содержание	
			от—до	среднее
Гнейсы окварцованные пиритизированные	Чакчарские горы	8	0,009—0,1	0,028
Кварц из линз и прожилков в гнейсах	Чакчарские горы	7	0,008—0,01	0,009
Кварцевый порфир	Кульдара	12	сл—0,1	0,017
Сланцы глинистые, слюдистые, хлоритовые, окварцованные, серицитизированные	Кульдара	14	0,006—0,08	0,016
Кварц из линз и прожилков в сланцах	Кульдара	3	0,008—0,01	0,009
Известняк	Кульдара	8		Сл.
Андезитовый порфирит	Чакчарские горы	5	0,007—0,02	0,01
Фельзит-порфир	Кульдара	9	Сл.—0,07	0,015
Кварцевый порфир эффузивный	Чакчарские горы	3	0,015—0,05	0,03
Кварцевый порфир интрузивный	Харкуш	1		0,005
Туф липаритового порфира	Чакчар	1		0,1
Туф липаритового порфира	Вуары	3	0,008—0,01	0,01
Туф липаритового порфира	Сулукуль	2	Сл.—0,025	0,015
Кварц из туфов липаритового порфира	Сулукуль	1		0,01
Кварц из прожилков в известняках	Сулукуль	3	0,005—0,01	0,008
Кремнистые породы	Ходжабарку	6	0,005—0,3	0,06
Окварцованный туф липаритового порфира	Ходжабарку	9	0,005—0,1	0,06
Сиенито-диорит	Ходжабарку	1		0,01
Диорит	Ходжабарку	3	0,005—0,06	0,023
Окварцованный туф липаритового порфира	Науруз	7	0,010—0,4	1,09
Серицит-хлоритовая порода в туфах липаритового порфира	Хандиза	11	0,06—1	0,29
Окварцованный туф липаритового порфира	Хандиза	10	0,0—0,6	0,1
Серицитизированный туф липаритового порфира	Хандиза	4	0,06—1,0	0,34
Туф липарит-дацитового порфира	Хандиза	1		0,5

В породах фоновые содержания золота повышены по отношению к кларковым (табл. 21).

Наблюдается тенденция снижения содержаний золота от древних пород к более молодым: в гнейсах (aCm) — 0,026 *г/т*, сланцах (S_2) — 0,016 *г/т*, андезитовых порфиритах (C_1v_1) — 0,011 *г/т*, туфах липаритового порфира (C_1v_3) — 0, 005 *г/т*. Следует отметить, что содержание золота в кварце, слагающем линзочки и прожилки в гнейсах, сланцах, песчаниках, конгломератах, известняках довольно постоянно (0,005—0,009 *г/т*) и обычно на порядок ниже, чем во вмещающих их породах (0,01—0,04 *г/т*).

Повышенное содержание золота (0,1—0,5 *г/т*) в гидротермально измененных вмещающих породах объясняется наложенной сульфидной минерализацией. Об этом свидетельствует и поведение серебра в зо-

нах околорудных изменений андезитовых порфиритов Кызылсая и в зоне вторичных кварцитов среди туфов липаритового порфира Хандизы (см. главу «Гидротермальный метаморфизм пород»).

Распределение золота и серебра в рудах различных рудопроявлений неодинаково (табл. 22). Содержание золота невелико (0,2—3,5 *г/т*). Так, на месторождении Хандиза из всех проб, проанализированных количественным спектральным анализом, золото встречено лишь в 30%. Среди них в большей части оно находится в «следах», в небольшом количестве в пределах 0,1—2 *г/т* и лишь в единичных пробах из сплошных руд в туфах липаритового порфира концентрация золота поднимается до 12,3—62,6 *г/т*, а в колчеданных рудах из микрокварцитов до 2,3—2,8 *г/т*.

Серебро распределяется в рудах более равномерно, практически присутствует повсеместно, концентрация его значительно выше и достигает 57 *г/т* в Южном Карасане и 1174 *г/т* в Хандизе (табл. 22).

Отношение серебра к золоту в рудах колеблется от 293 до 69200. Такое соотношение, с преобладанием серебра над золотом, характерно для многих колчеданно-полиметаллических и полиметаллических месторождений. Для полиметаллических руд Алтайского типа оно составляет в среднем 50—75. Обычно такие большие величины характеризуют средне- и низкотемпературные полиметаллические месторождения (Щербина, 1956).

Резкое колебание концентраций золота как в рудах различных рудопроявлений и состава, так и в рудах с одинаковым минеральным составом, говорит о неравномерном распределении носителей и концентраторов золота и о присутствии его в виде самостоятельных минералов.

Наблюдается явная зависимость содержаний серебра от степени насыщенности руд рудными компонентами: в сплошных рудах его значительно больше, чем в прожилково-вкрапленных. Минеральный состав руд также влияет на количество в них серебра, хотя имеются и исключения. Так, на месторождении Хандиза встречаются зоны проявления самостоятельной серебряной минерализации, представленной, по данным Н. В. Зеленской, фрейбергитом, пираргиритом, палибазитом, самородным серебром и т. д. при незначительном развитии сульфидов.

Максимальные содержания серебра свойственны халькопирит-сфалеритовым (Южный Карасан — 334 *г/т*) и пирит-халькопиритовым (Хандиза — 174 *г/т*) рудам. Несколько меньшие они для пирит-галенитовых — 175,3 *г/т*, галенит-пирит-сфалеритовых — 218 *г/т* и других руд. Довольно высокие содержания серебра в пирит-галенитовых рудах зависят не только от наличия в них галенита, но и пирита. Отмечено, что пиритовый концентрат, состоящий из агрегатов пирита II пластинчатого строения, содержит серебра больше (327 *г/т*), чем концентрат пирита II кубической модификации (37,2 *г/т*). В соответствии с этим, и в галенит-пиритовой руде с пиритом пластинчатого строения содержание серебра значительно выше (428 *г/т*), чем в галенит-пиритовой руде с пиритом кубической разности (140,7 *г/т*).

На месторождении Хандиза устанавливается отчетливое увеличение концентраций серебра в рудах в вертикальном разрезе: в рудах из сланцев — самых древних пород — содержание серебра (21,3 *г/т*) минимально; в рудах из доломитов и песчаников оно несколько выше (23,8 *г/т*); в рудах из туфов липаритового порфира — максимальное (49,8 *г/т в лежачем и* 114,2 *г/т в висячем боку залежи*).

Имеющиеся незначительные данные по зоне окисления руд Южного Карасана и Харкуша показывают резкое снижение в ней содержа-

Таблица 22

Содержание золота и серебра в рудах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана, *г/т*

Состав руды	Золото			Серебро		
	кол-во проб	от – до	среднее	кол-во проб	от – до	среднее
Хандиза						
В туфах липаритового порфира						
прожилково-вкрапленная колчеданно-полиметаллическая				22	0,8—257	80,7
массивная колчеданно-полиметаллическая	28	0,02—3,5	0,4	42	8—1174	142,5
В доломитах, песчаниках, микрокварцитах						
прожилково-вкрапленная колчеданная				49	2—113,4	19,4
массивная колчеданная	3	0,02—0,08 (в единичных пробах до 2,3—2,8 *г/т*)	0,05	38	11—145	26
В сланцах вкрапленно-пятнистая сфалерит-пиритовая и пиритовая	5		0,0	5	3—42	21,3
Чакчар						
Массивная галенит-пиритовая	2		0,5	2	130—281,5	205,7
Сидерит-пиритовая	1		0,02			
Массивная сфалерит-халькопирит-пиритовая из альбитофира	3	0,006—0,04	0,018			
Кызылсай						
Массивная пирит-сфалеритовая	2	0,0—0,5	0,25	3	107—272	195,0
Хлорит-пиритовая	1		0,5	1		4,0
Карбонат-пирит-сфалеритовая	2	0,006—0,03	0,018			
Южный Карасан						
Полиметаллическая в андезитовых порфиритах	3	0,2—1,6	0,7	3	149,8—306,7	221,6
Прожилково-вкрапленная галенит-сфалеритовая в известняках	8	0,0—0,4	0,05	6	10—76,3	26,4
Массивная колчеданно-полиметаллическая в гнейсах	2	0,02—0,2	0,11			
Массивная пирит-сфалерит-галенит-халькопиритовая в известняках	16	0,0—6,0	0,9	14	32—657	175,3
Массивная пирит-галенитовая	3	0,0—сл.	Сл.	3	109—158	140,7
Массивная пирит (пластинчатый)—галенитовая	3	Сл.—1,0	0,5	3	327—506	428,0
Массивная галенит-пирит-сфалеритовая	4	0,0—2,0	1,0	4	106—379	218,0
Массивная пирит-галенит-халькопиритовая	2	0,5—0,5	0,5	2	28—213	120,5
Массивная халькопирит-сфалеритовая	2		0,0	2	35—633	334,0
Массивная пирит-сфалеритовая	1		0,5	1		165,0
Массивная галенит-сфалеритовая	1		0,0	1		20,4

Продолжение табл. 22

Состав руды	Золото			Серебро		
	кол-во проб	от—до	среднее	кол-во проб	от—до	среднее
Массивная пиритовая	1		0,0	1		37,2
Массивная пиритовая (пирит пластинчатый	1		1,0	1		327,0
Харкуш						
Массивная сфалерит-галенит-халькопирит-пиритовая	3	0,0—0,5	0,18	2	242—303	272,5
Массивная галенит-пиритовая	1		0,0	1		84,0
Хлорит-пиритовая	1		0,0	1		16,0
Сулукуль						
Хлорит-пиритовая	5	0,0—0,008	0,0016	4	10—133	69,2
Кварц-лимонитовая брекчия	1		0,0	1		20,0
Лимонитовая	8	0,01—0,04	0,01	6	26—385	157,3
Кульдара						
Раздробленный кварц-актинолит-хлоритовый сланец с налетами медной зелени и церуссита		1		Сл.	1	14,0

При составлении таблицы использованы результаты пробирного анализа С. Т. Бадалова (20 шт.), А. Д. Шмулевича (4 шт.), Г. П. Юртаева (21 шт.), П. В. Панкратьева (62 шт.), Ю. В. Михайловой (107 шт.).

ния серебра. В Сулукуле же картина обратная — в окисленных рудах содержание серебра увеличивается в два раза (157,3 *г/т*) по сравнению с эндогенными (69,2 *г/т*). Это связано с широко развитыми в Сулукуле образованиями рыхлых гидроокислов железа, являющихся адсорбентами (Крейтер и др., 1958), и наличием карбонатной среды (Смирнов, 1955), в которой серебро мигрирует очень слабо. Легкая миграция серебра и отсутствие активного адсорбента обусловили вынос и обеднение серебром гипергенных руд Харкуша и Южного Карасана.

Кроме того, большую роль в осаждении серебра играет среда (Куликова, 1966): в карбонатной среде — доломитизированных известняках Сулукуля — рассеивание серебра значительно меньше, чем в силикатной — песчаниках Харкуша.

Золото и серебро в сульфидах (табл. 23). Золото в сульфидах так же как и в рудах, присутствует в небольших количествах (редко превышает 0,5—1,0 *г/т*). Серебро же находится в более высоких концентрациях (в галените Южного Карасана до 2758 *г/т*).

В Южном Карасане галениты из гнейсов содержат серебра больше, чем из доломитизированных известняков. Такая же картина наблюдается и в отношении селена и теллура.

Высоким содержаниям серебра в галенитах соответствуют максимальные содержания селена (0,2—0,4%) и висмута (0,4%).

В Южном Карасане максимальные содержания серебра — 384 *г/т* — имеет пирит пластинчатого строения (пластинки сложены агрегатами мельчайших кубиков пирита или колломорфного пирита), несколько меньшими — пириты кубической формы — 258 *г/т* и, наконец, наимень-

Таблица 23

Содержание золота и серебра в сульфидах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана (г/т)

Рудопроявление	Пирит II				Сфалерит I				Халькопирит I				Галенит I			
	кол-во анал.	золото	серебро		кол-во анал.	золото	серебро		кол-во анал.	золото	серебро		кол-во анал.	золото	серебро	
		от—до	от—до	сред.		от—до	от—до	сред.		от—до	от—до	сред.		от—до	от—до	сред.
Хандиза	35	0,0—сл.	2—36	18	15	0,0	24—224	75	4	0 - сл.	20—888	258	25	0,0—2,2	36—1762	303,9
Северо-Восточный уч.	3	0,0	26—32	29	1	0,0		12	2	0—сл.	16—100	58	2	0,0	20—225	122
Гуруд I	2	0,0	8—35	21					1	0,0		998	1			234
Майдансай	4	0,0	44—108	65	1	0,0		6	1	0,0		54	1			52
Янгаклык	2	0,0	10—23	16					1	Сл.		727				
Гуруд II													1	1,0		1707
Чорнова	1	Сл.		154	1	0,0		116	2	Сл.	133—202	167				
Чакчар	7	0,0—0,5	0—226,5	98,7	5	0,0—0,2	16—286	127,8	1	0,0		1114	1	0,0		1352
Кызылсай	8	0,0—0,5	8—232	62,4	3	0,0—0,5	61—280	135,3					1	0,0		0,0
Южный Карасан																
в гнейсах	2	0,0—сл.	397—543	470	1	0,0		206	2	0,0	236—276	256	2	0,0	761—2758	2519
в известняках	5	0,0—1,0	82—384	173	4	0,0—1,0	4—140	72,5	1	0,0		690	2	0,0—0,5	138,5—284	211,4
Харкуш	1	0,0		256	5	0,0—0,5	64—366	219,8	2	0,0—сл.	396—420	408	6	0,0—0,5	84 - 1628	469
Кульдара	1	0,0		12												
Сулукуль	8	0,0—0,5	0—133	43,9									1	0,0		412
Вуары													1	Сл.		188

	Сфалерит II				Халькопирит II				Галенит II			
Хандиза	1	0,0		0,0	1	0,0		86	1	0,0		0,0

При составлении таблицы использованы данные З. С. Журавлевой (65 анализов), С. Т. Бадалова (58), Ю. В. Михайловой (41), Б. Ф. Василевского (10), П. В. Панкратьева (5).

шими — колломорфные — 132 *г/т*. Преобладание тех или иных разновидностей пирита в рудах влияет на среднее содержание в них серебра. Вообще пириты Южного Карасана, как отмечалось выше, наименее метаморфизованные, содержат максимальное количество серебра (257,8 *г/т* в среднем). В сульфидах второй генерации Хандизы золото и серебро отсутствуют, за исключением халькопирита (86 *г/т*).

Формы проявления золота и серебра. Большинство исследователей (Крейтер и др., 1958; Плаксин и др., 1940 и др.) считают, что золото находится в сульфидах в металлическом состоянии, в виде включений размером в микроны. Наличие золота в сульфидах и отсутствие видимых включений его минералов дает основание говорить о тонкодисперсном состоянии золота.

Формы проявления серебра, находящегося часто в высоких количествах, особенно в галенитах (2758 *г/т*), более многообразны. Оно встречается в виде мельчайших включений самородного серебра, аргентита, полибазита, шапбахита, фрейбергита, пираргирита в сульфидах. Интересно, что включения шапбахита наблюдаются главным образом в сростках с галенитом в халькопирите, т. е. в случае наличия в растворе высоких содержаний висмута и серебра в среде халькопирита происходит распад твердого раствора на шапбахит и галенит. Аналогичная картина отмечается для месторождений Алтын-Топканского рудного поля (Королева, 1965).

Как известно, в галенитах с высоким содержанием серебра и висмута возможно наличие сложного твердого раствора изоморфного ряда $PbS—\alpha—AgBiS_2$ и $PbS—PB_6Bi_2S_9$ и явление гетеровалентного изоморфизма, т. е. замещение ионов разной валентности по схеме $Pb^{2+}—Ag^{1+}$ и $Pb^{2+}—Bi^{3+}$ (Онтоев и др., 1960). Описываемый твердый раствор находится на грани распада, галенит становится анизотропным (Рамдор, 1960). Такой галенит отмечается на участке Майдансай Хандизинского рудного поля.

ВИСМУТ

Висмут—постоянный спутник сульфидных руд большинства полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений, из которых извлекается основная его часть. Характерен он и для изучаемых рудопроявлений, в рудах которых нередко содержится в значительных количествах (0,00n—0,0n%), что представляет практический интерес. В Юго-Западном Гиссаре отмечаются также ореолы рассеяния с базовисмутитом (С. Я. Лапидус, М. Маденов), повышенные концентрации висмута, в связи с халькопиритовым оруденением (Черных, 1969). Все эти данные свидетельствуют о возможности нахождения более крупных скоплений висмута в районе, в связи с сульфидным оруденением.

Висмут во вмещающих породах — андезитовых порфиритах, кварцевых порфирах и их туфах, песчаниках, гнейсах и глинисто-хлорит-серицитовых сланцах, гранитах и интрузивных кварцевых порфирах, по данным количественных спектральных анализов (16 определений) находится в количествах, не превышающих кларковые (менее 0,0005%)*.

Висмул в рудах присутствует повсеместно (табл. 24). В рудах Чакчара, Южного Карасана, Харкуша, Сулукуля средние содержания

---

* По А. П. Виноградову (1962), весовой кларк для кислых пород составляет $2{,}10^{-4}$%, осадочных — $1{,}10^{-4}$%.

висмута значительно выше (0,014—0,023%), чем в Кызылсае и Хандизе (0,004—0,006%).

На распределение висмута в рудах значительно влияют минеральный состав руд, глубина их становления и состав вмещающих пород.

Таблица 24

Содержание висмута в рудах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана

Рудопроявление	Рудовмещающие породы	Кол-во проб	Содержание, %	Анализируемая руда
Хандиза, центральный участок	Туф липаритового порфира	33	0,003—0,02 / 0,006	Массивная колчеданно-полиметаллическая
	Доломитизированный известняк	6	0,001—0,007 / 0,003	Массивная халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовая
	Сланец	5	0,003—0,008 / 0,004	Вкрапленно-пятнистая сфалерит-пиритовая и пиритовая
Чакчар	Альбитофир	1	0,003	Сфалерит-пиритовая пятнистой текстуры
	Песчаник	1	0,033	Массивная сфалерит-пиритовая с галенитом
Кызылсай	Андезитовый порфирит	1	0,004	Массивная пирит-сфалеритовая с халькопиритом
Южный Карасан	Доломитизированный известняк	2	0,004—0,007 / 0,005	Массивная галенит-сфалерит-пиритовая с халькопиритом
	Гнейс	1	0,047	Массивная пирит-галенит-халькопиритовая со сфалеритом
Харкуш	Песчаник	2	0,013—0,034 / 0,023	Массивная сфалерит-галенитовая с пиритом и халькопиритом
Кульдара	Кварц-актинолит-хлоритовый сланец	1	0,003	Рассланцованный кварц-хлоритовый сланец с медной зеленью, церусситом
Сулукуль	Известняк	1	0,034	Массивная пирит-сфалеритовая с галенитом, халькопиритом
	Туф липаритового порфира	2	0,008—0,01 / 0,009	Густовкрапленная хлорит-пиритовая
	Известняк	10	0,003—0,07 / 0,036	Окисленная лимонитовая

Примечание. В числителе даны интервалы содержаний (от—до), в знаменателе средние содержания. При составлении таблицы использованы данные Г. П. Юртаева (10 анализов по Сулукулю) и Ю. В. Михайловой (29 анализов).

Так, на рудопроявлении Южный Карасан в рудах из гнейсов, залегающих в основании стратиграфического разреза, концентрация висмута (0,047%) в десять раз выше, чем в аналогичных по составу рудах из известняков (0,005%). На месторождении Хандиза содержание вис-

мута с глубиной увеличивается. Так, в массивных рудах пирит-халькопирит-галенит-сфалеритового состава из туфов липаритового порфира концентрация висмута (0,014%) значительно выше, чем в рудах с преобладанием пирита из доломитизированных известняков (0,003%). В Сулукуле в пирит-сфалерит-галенит-халькопиритовых рудах (с преобладанием последних двух минералов) висмута значительно больше (до 0,034%), чем в пиритовых (0,008%). В рудах барит-полиметаллической формации (Уолсах, Апжур) он практически отсутствует.

В зоне окисления рудопроявления Сулукуль содержание висмута составляет 0,036%, что соответствует таковому в гипогенных рудах из тех же известняков (0,034%). Объясняется это очень слабой миграцией висмута в зоне окисления, а особенно в карбонатной среде (Смирнов, 1955). Кроме того, большую роль играет сам бурый железняк, являющийся хорошим сорбентом большинства элементов, в том числе висмута.

Висмут в сульфидах находится в довольно значительных количествах (табл. 25).

Наивысшие его концентрации характерны для галенитов (до 0,4%), несколько меньшие для халькопиритов (до 0,07%), сфалеритов (до 0,035%) и минимальные для пиритов (до 0,025%). В пирите Южного Карасана его количество достигает 0,2%, что связано с наличием самородного висмута.

Последовательность снижения концентраций висмута в сульфидах Чакчарских гор несколько отличается от таковой Хандизинского рудного поля. В Чакчарских горах (рудопроявления Кызылсай, Южный Карасан, Чакчар, Харкуш) концентрация висмута убывает в ряду: галенит (0,145%) — халькопирит — (0,01%) — пирит (0,012%); в Хандизинском рудном поле (Центральный уч., Северо-Восточный уч., Гуруд I, Гуруд II, Майдансай, Янгаклык, Чорнова) в ряду: галенит — (0,021%) — сфалерит (0,01%) — пирит (0,005%) — халькопирит (0,002%). Однако и в том и другом случае галенит — главный концентратор висмута, вследствие чего и руды, в составе которых галенит играет существенную роль, значительно обогащены им.

Максимальные содержания висмута отмечены в галенитах Харкуша и Гуруда I (0,4%), несколько меньшие — Южного Карасана и Чакчара (0,2%) и еще меньшие — Хандизы (0,85).

Неравномерность распределения висмута в галенитах связана с различными местными условиями. Так, в Южном Карасане галениты из руд в гнейсах содержат висмута значительно больше (0,15—0,20%), чем из руд в доломитизированных известняках (0,014%). Высоким количествам висмута в галенитах соответствуют и более высокие содержания его в остальных сульфидах.

Самые низкие содержания висмута характерны для галенитов барит-полиметаллической формации (Апжура и Уолсаха — 0,0028—0,0088%). Аналогичную закономерность — снижение количеств висмута от высоко- к низкотемпературным формациям, отмечает А. А. Малахов для месторождений Чаткало-Кураминского района.

В рудах рассматриваемых рудопроявлений пирит в количественном отношении обычно преобладает над галенитом. Поэтому, несмотря на то, что в пирите содержание висмута в 10—15 раз меньше, чем в галените, он является основным его носителем и может быть использован для попутного извлечения висмута.

В сульфидах второй генерации висмута практически нет.

Таблица 25

Содержания висмута в сульфидах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана (вес. %)

Рудопроявление	Пирит II			Сфалерит I			Халькопирит I			Галенит I		
	кол-во проб	содержание		кол-во проб	содержание		кол-во проб	содержание		кол-во проб	содержание	
		от—до	средн.		от—до	сред.		от—до	сред.		от—до	сред.
Хандиза (центральный уч.)	8	0,001 —0,025	0,005	5	0,005—0,035	0,012	2	0,002—0,004	0,003	6	0,005—0,085	0,018
Северо-восточный уч.	1		0,011	3	0,004—0,035	0,004				1		0,085
Гуруд I	2	0,0008—0,0035	0,002							1		0,43
Гуруд II	1		0,004				3	0,008—0,074	0,032	5	0,008—0,074	0,039
Майдансай	2		0,001				2	0,01 —0,07	0,04			
Янгаклык	1		0,003									
Чорнова	1		0,001	1		0,0014	2	0,004—0,016	0,01	1		0,006
Кызылсай	8	0,00 —0,005	0,003	2	0,00 —003	0,0015				1		0,00
Южный Карасан	10	0,00 —0,2	0,025				7	0,00 —0,018	0,0047	4	0,014—0,27	0,161
Чакчар	6	0,00 —0,016	0,005	1		0,016	1		0,00	5	0,01 —0,2	0,09
Харкуш	2	0,002 —0,005	0,0035	1		0,00	3	0,01 —0,05	0,027	7	0,00 —0,4	0,18
Кульдара	1		0,011									
Сулукуль	8	0,004 —0,024	0,015	1		0,04						
Вуары										1		0,00
Чекмень-Куйды										1		0,005
Уолсах										1		0,0028
Апжур										1		0,0088
Хандиза					Сфалерит II			Халькопирит II			Галенит II	
				1		0,00	2	0,00 —сл.		2	0,00 —0,001	

Примечание. При составлении таблицы использованы данные П. В. Панкратьева (14 ан.), З. С. Журавлевой (24 ан.), Ю. В. Михайловой (84 ан.)

Висмут присутствует в сульфидах как в виде собственных минералов — шапбахита и самородного висмута, так и в качестве изоморфной примеси.

Таблица 26

Содержание серебра и висмута в галенитах и шапбахите (вес. %)

Номер аншлифа	Минерал	Серебро	Висмут	Ag:Bi
5165	Галенит (Южный Карасан)	0,0761	0,2	1:2,54
5009	Галенит (Харкуш)	0,1628	0,36	1:2,21
	Шапбахит — эталон („Минералы", т. I, 1960)	28,33	54,84	1:1,9

Самородный висмут представлен в колчеданных рудах округлыми ксеноморфными выделениями. Наличие его обусловлено отсутствием галенита, в противном случае он входит в решетку кристаллизующегося галенита.

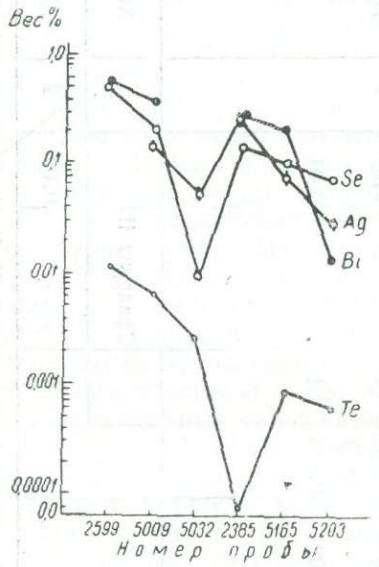


Рис. 44. Распределение висмута, серебра, селена и теллура в галенитах (25997, 5009, 5032—Харкуш; 2385, 5165, 5203 — Южный Карасан).

Включения шапбахита наблюдаются главным образом в халькопирите. В галените висмут участвует в образовании твердого раствора $PbS—\alpha=AgBiS_2$, на что указывает количественное соотношение висмута и серебра в галенитах Южного Карасана (рудное тело в гнейсах) и Харкуша, очень близкое таковым в шапбахите (табл. 26).

Результаты рентгеноспектрального локального анализа на установке «ХМА-4В» японской фирмы «Hitachi», полученные Н. В. Зеленской, подтвердили наличие в галените среди халькопирита Южного Карасана шапбахита с содержанием серебра (28,2%) и висмута (54,87%), а также показали, что в самом галените эти элементы находятся в виде изоморфных примесей в количестве 0,9% серебра и 1,26% висмута. Эти концентрации в конкретных условиях являлись предельными, и при их повышении в растворе наряду с галенитом выпадал шапбахит.

Отчетливая корреляция установлена между содержаниями висмута, серебра, селена и теллура в галенитах (рис. 44). С увеличением количества селена и теллура соответственно увеличивается и содержание висмута и серебра, что может быть объяснено изоморфным замещением серы селеном (или теллуром) при одновременном вхождении в решетку галенита катионов висмута и серебра на месте двух катионов свинца (Нечелюстов и др., 1962). Кроме того, возможно наличие твердых растворов $PbS—AgBiSe_2$ и $PbS—AgBiTe_2$ (Wernick, 1958). Тесный парагенезис селена, теллура, висмута и серебра в галенитах объясняется,

прежде всего, тесной ассоциацией этих элементов в рудообразующих растворах, о чем свидетельствует и наблюдающаяся зональность в их распределении: наивысшие содержания этих элементов характерны для сульфидов, отлагающихся в гнейсах, самых глубоких породах разреза (Южный Карасан).

МЫШЬЯК И СУРЬМА

Мышьяк и сурьма — характерные элементы-примеси руд. Как в рудах так и в зонах гидротермального изменения пород они присутствуют в виде блеклых руд (теннантита и тетраэдрита).

Содержание сурьмы и мышьяка в рудах изменяется в вертикальном разрезе. Так, для массивных руд из туфов липаритового порфира характерно более высокое количество как мышьяка (0,17%), так и сурьмы (0,22%), чем для массивных руд (с преобладанием пирита) из нижележащих доломита и песчаника (0,002%).

В сульфидах мышьяк и сурьма распределяются неравномерно (табл. 27).

Мышьяк является характерной примесью пиритов и может быть использован как индикатор на поиск колчеданных руд (Герман-Русакова, 1962). В пиритах первой генерации Хандизы его 0,01%, второй — 0,026%. Среднее содержание мышьяка в пиритах второй генерации различных рудопроявлений близко к 0,02—0,05%, и лишь в Южном Карасане оно поднимается до 0,147%. Сурьма в них распределяется довольно равномерно, в более низких количествах (0,004—0,006%).

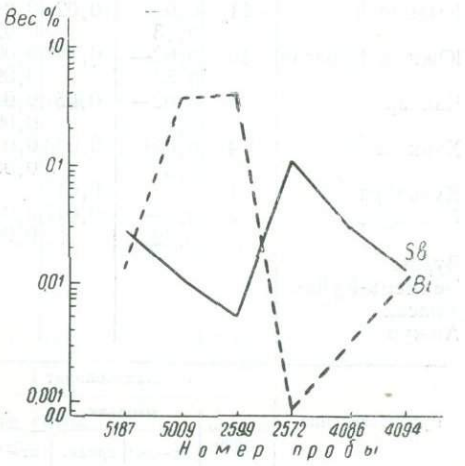


Рис. 45. Распределение сурьмы и висмута в галенитах (5187—Южный Карасан; 5009, 2599, 2572 — Харкуш; 4086—Уолсах; 4094—Апжур).

В сфалерите второй генерации Хандизы концентрация сурьмы значительно выше (0,2%), чем в сфалерите первой генерации (0,004%).

В галенитах различных рудопроявлений мышьяк распределяется довольно равномерно, не превышая 0,07—0,08%, тогда как концентрация сурьмы колеблется от 0,002 до 0,13%. Отношение мышьяка к сурьме в галенитах обычно составляет 16 : 1—3 : 1. Исключением является Харкуш и Южный Карасан, где преобладает сурьма.

Наличие сурьмы и мышьяка в сульфидах объясняется прежде всего тесным срастанием их с блеклыми рудами. Кроме того, в пирите мышьяк и сурьма могут изоморфно замещать железо и друг друга, проявляя при этом положительную валентность, равную трем.

В галените сурьма встречается также в виде сложной медно-свинцовой сульфосоли — бурнонита (Чекмень-Куйды), в состав которого может входить и мышьяк, замещающий сурьму. Г. О. Григорян (1962) отмечает, что ассоциация халькопирит—пирит—блеклые руды исключает возможность одновременного образования сульфосолей свинца. И действительно, мы встретили бурнонит в ассоциации с галенитом.

Блеклые руды в этих рудах отсутствуют, что говорит о бедности растворов медью.

В галенитах Апжура и Уолсаха, где отношение сурьмы и серебра равно единице, возможно нахождение твердого раствора $AgSbS_2$—PbS (Годовиков, 1966), что доказано экспериментально (Wernick, 1960).

Таблица 27

Содержание мышьяка и сурьмы в сульфидах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана (вес. %)

Рудопроявление	Пирит II					Сфалерит I				
	кол-во проб	мышьяк		сурьма		кол-во проб	мышьяк		сурьма	
		от—до	средн.	от—до	средн.		от—до	средн.	от—до	средн.
Хандиза	11	0,004—0,11	0,026		0,0	2		0,0		0,004
Кызылсай	11	0,0—0,13	0,02	0,0—0,024	0,005					
Южный Карасан	10	0,02—0,53	0,147	0,004—0,092	0,022					
Чакчар	8	0,02—0,1	0,05	0,0—0,006	0,003	2	0,008—0,01	0,009		0,001
Харкуш	4	0,004—0,2	0,043	0,0—0,004	0,002					
Кульдара	1		0,01		0,0					
Сулукуль	7	0,0—0,02	0,017	0,0—0,004	0,002					
Вуары										
Чекмень-Куйды										
Уолсах										
Апжур										

Рудопроявление	Халькопирит I					Галенит I				
	кол-во проб	мышьяк		сурьма		кол-во	мышьяк		сурьма	
		от—до	средн.	от—до	средн.		от—до	средн.	от—до	средн.
Хандиза	1		0,0		0,0	1		0,073		0,014
Кызылсай	1		0,004			1				0,0
Южный Карасан	3					4	0,003—0,018	0,012	0,013—0,13	0,06
Чакчар	3	0,0—0,36	0,121	0,003—0,8	0,012	3	0,008—0,024	0,016	0,0—0,002	0,001
Харкуш	4	0,0—0,033	0,01		0,0	6	0,001—0,032	0,011	0,0—0,11	0,021
Кульдара										
Сулукуль										
Вуары						1		0,07		0,024
Чекмень-Куйды						1		0,03		0,008
Уолсах						1		0,08		0,028
Апжур						1		0,073		0,014

В галенитах между висмутом и сурьмой наблюдается отчетливая отрицательная зависимость (рис. 45), т. е. при повышении содержания сурьмы концентрация висмута падает, что дает основание предполагать их изоморфное вхождение в решетку галенита путем замещения $2\,Pb^{2+}$ на $Tl^{+}+Bi^{3+}$ или $Tl^{+}+Sb^{3+}$ (Иванов, 1960). Причем в галенитах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений (Южный Карасан, Харкуш) висмут значительно преобладает над сурьмой, в галенитах более низ-

котемпературных барит-полиметаллических рудопроявлений (Апжур, Уолсах) сурьмы значительно больше. Это связано, вероятно, с общеизвестной тенденцией накопления в растворах сурьмы в конце рудообразующего процесса при снижении количества висмута.

НИКЕЛЬ И КОБАЛЬТ

В рудах Юго-Западного Гиссара никель и кобальт присутствуют повсеместно и нередко образуют собственные минералы.

Никель и кобальт в породах. Данные по содержанию никеля и кобальта в различных рудовмещающих породах (табл. 28)

Таблица 28

Содержание никеля и кобальта в рудовмещающих породах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Чакчарских и Яккабагских гор, вес. %

Рудовмещающие породы	Кол-во анализов	Кобальт		Никель		Co:Ni
		от—до	среднее	от—до	среднее	
Чакчарские горы						
Гнейсы	3	0,0003—0,0014	0,001	0,003—0,015	0,008	1:8
Альбитофиры	1		0,0014		0,005	1:3,5
Фельзиты	1		0,0002		0,002	1:10
Андезитовые порфириты	7	0,001—0,0035	0,0019	0,004—0,022	0,009	1:4,7
Песчаники	5	0,0009—0,0017	0,0013	0,004—0,01	0,0056	1:4
Доломитизированные известняки	4	0,0002—0,0004	0,0003	0,001—0,003	0,0022	1:7
Липаритовые порфиры и их туфы	3	0,0001—0,0005	0,0003	0,002—0,003	0,0023	1:7
Граниты	2	0,0003—0,0007	0,0005	0,003—0,008	0,0055	1:11
Яккабагские горы Кульдара						
Кварц-хлоритовые, кварц-актинолит-хлоритовые сланцы	2	0,0006—0,0012	0,0009	0,002—0,017	0,0095	1:10
Сулукуль						
Туфы липаритового порфира	1		0,0003		0,005	1:17
Доломитизированные известняки	1		0,0001		0,008	1:80

свидетельствуют об их неравномерном распределении. В Чакчарских горах максимальное содержание как никеля (0,009%), так и кобальта (0,0019%) имеют андезитовые порфириты, близкое к ним — гнейсы (0,008% и 0,001% соответственно); меньшее — песчаники, альбитофиры (0,005% и 0,001%) и минимальное — фельзиты, эффузивные кварцевые порфиры и карбонатные породы (никеля 0,002%, кобальта 0,0003%).

Среднее содержание никеля и кобальта в рудовмещающих породах несколько превышает их кларки для тех же пород (Виноградов, 1962). Так, кларк концентрации никеля в андезитовых порфиритах достигает 1,6; в карбонатных породах — 11. Концентрации кобальта для кислых и средних эффузивов равны кларковым, а для осадочных в 10—30 раз превышают их. В целом для всех пород характерно преобладание никеля над кобальтом; при этом, как правило, более высоким

содержаниям никеля в породах отвечают и большие содержания кобальта.

Выявление соотношений никеля и кобальта с окисным, закисным железом и сульфидной серой в породах показало (рис. 46), что более выражена корреляционная зависимость между содержаниями никеля и кобальта с закисным железом и сульфидной серой, т. е. с присутствием в их породах сульфидов. Следовательно, повышенные фоновые содержания никеля и кобальта связаны прежде всего с проявлениями пирита.

Распределение никеля и кобальта в рудах (табл. 29) резко отличается от распределения их в породах. В них кобальт обычно преобладает над никелем, и отношение их меняется от 1 : 1—1 : 3 до 2 : 1—27 : 1.

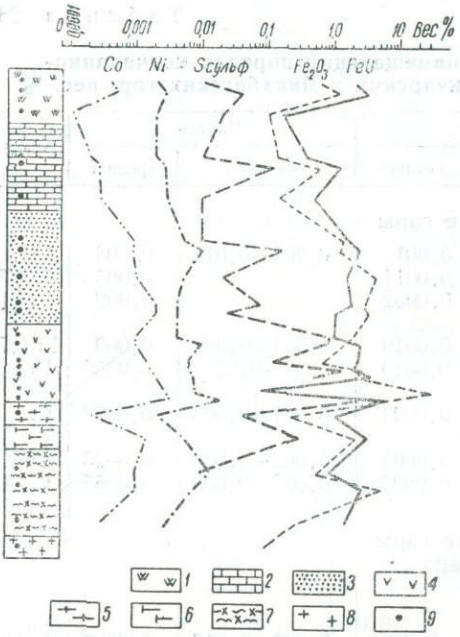


Рис. 46. Распределение никеля, кобальта, железа окисного, железа закисного, серы сульфидной в рудовмещающих породах Чакчарских гор.

1—липаритовые порфиры и их туфы; *2*—доломитистый известняк; *3*—песчаник; *4*—андезитовый порфирит; *5*—фельзит; *6*—альбитофир; *7*—гнейс; *8*—гранит; *9*—места взятия проб.

Наибольшие количества как никеля (0,009%), так и кобальта (0,01%) характерны для руд Чакчара и Харкуша. В рудах Кульдары содержание кобальта достигает 0,027% при отсутствии никеля.

Руды из зоны окисления Сулукуля не содержат никеля, а кобальт находится почти в том же количестве, в каком и в эндогенной руде, что объясняется хорошей адсорбционной способностью гидроокислов железа в отношении кобальта (Гинзбург, 1939).

В сульфидах никель и кобальт присутствуют повсеместно (табл. 30). Между их содержаниями наблюдается прямая зависимость, хотя и менее отчетливая, чем в породах. Особенно хорошо она видна в пиритах и сфалеритах Южного Карасана.

Пириты различных рудопроявлений обладают довольно близкими концентрациями кобальта (0,010—0,013%), превышающими концентрации никеля. Никель же распределяется очень неравномерно. Максимальное содержание его характерно для пиритов Чакчара и Харкуша (0,012% в среднем), меньшее — для Кызылсая, Южного Карасана, Сулукуля и Кульдары (0,001—0,009%). Отношения кобальта к никелю (табл. 31) меняются от 1 : 3 до 4 : 1, в среднем составляя 1,2 : 1. Аналогичные соотношения, превышение кобальта над никелем, отмечаются для большинства гидротермальных месторождений, тогда как в пиритах осадочного происхождения содержания их близки (Цамбел и Ярковский, 1965; Грудев, 1966 и др.).

В халькопиритах и сфалеритах кобальт также преобладает над никелем (33 : 1 и 8 : 1 соответственно). И только в сфалеритах первой генерации Хандизы отмечено высокое содержание никеля (0,05%) при отсутствии кобальта. В сфалеритах второй генерации эти элементы не обнаружены.

В галенитах всех рудопроявлений, за исключением группы Чакчарских, никеля больше чем кобальта, в рудопроявлениях Вуары и Чакчар концентрация его достигает 0,1%, что связано с присутствием минералов никеля. Для галенита рудопроявления Апжур никель и кобальт не характерны; никель иногда фиксируется в ничтожном количестве (0,001%).

Пириты обладают различной концентрацией никеля и кобальта, зависящей от содержания их в породах (рис. 47). Так, минимальны они в пиритах из руд в известняках, характеризующихся наименьшим фо-

Таблица 29

Содержание никеля и кобальта в рудах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана, вес. %

Номер пробы	Рудопроявление	Вмещающие породы	Руды	Содержание		Co:Ni
				никель	кобальт	
5183	Южный Карасан	Доломитистый известняк	Массивная сфалерит-галенит-пиритовая	0,003	0,001	1:3
2387		Гнейс	Массивная пирит-галенит-халькопиритовая	0,002	0,001	1:2
5269		Доломитизированный известняк	Массивная пирит-сфалерит-галенитовая	0,001	0,001	1:1
5019	Харкуш	Песчаник	Массивная сфалерит-галенит-пиритовая	0,005	0,014	3:1
2572		То же	Массивная галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовая	0,000	0,001	
5553	Кызыл-сай	Андезитовый порфирит	Массивная пирит-сфалеритовая	0,000	0,007	
5321	Чакчар	Альбитофир	Пятнистая сфалерит-пиритовая	0,009	0,011	1,2:1
5387		Песчаник	Пирит-сфалеритовая с халькопиритом	0,001	0,017	17:1
5620	Сулукуль	Туф липарито-вого порфира	Хлорит-пиритовая	0,000	0,002	
2087		Доломитизированный известняк	Пирит-сфалеритовая с галенитом	0,001	0,002	2:1
5624		То же	Лимонит рыхлый	0,000	0,004	
4014	Кульдара	Кварц-актинолит-хлоритовый сланец	Сланец с налетами медной зелени	0,000	0,027	

новым содержанием этих элементов. На рудопроявлении Чакчар в сульфидах из андезитовых порфиритов, наиболее обогащенных никелем и кобальтом, концентрации этих элементов наивысшие, а в сульфидах из песчаников и алевролитов, с минимальным их содержанием, соответственно наименьшие. Все это говорит о некоторой роли вмещающих пород, как источника никеля и кобальта.

Формы нахождения никеля и кобальта. Никель и кобальт, по классификации А. Н. Заварицкого, относятся к группе железа, находящейся между полем элементов горных пород и полем металлических рудных элементов, вследствие чего геохимически близки к железу и обладают двойственными свойствами. Никель более литофилен, тогда как кобальт накапливается в сульфидную фазу (Унксов. 1954). Этим и объясняется изменение соотношений никеля и кобальта от пород, где никель преобладает, в соответствии с кларками этих

Таблица 30

Содержание никеля и кобальта в сульфидах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана, вес. %

Рудопроявление	Пирит II					Сфалерит I					Халькопирит 1			Галенит I				
	кол-во анал.	никель		кобальт		кол-во анал.	никель		кобальт		кол-во анал.	никель	кобальт	кол-во анал.	никель		кобальт	
		от—до	сред.	от—до	сред.		от—до	средн.	от—до	сред.					от—до	сред.	от—до	сред.
Хандиза	7	0,0—0,01	0,002	0,0—0,007	0,003	2	0,002—0,1	0,051		0,0								
Кызыл-сай	11	0,0—0,015	0,009	0,0028—0,0246	0,013	1		0,0		0,004				1		0,0		0,0
Южный Карасан	13	0,003—0,011	0,006	0,0004—0,015	0,0069	3	0,0—0,003	0,001		0,0013	1	0,001	0,084	1		0,188		0,001
Чакчар	9	0,002—0,05	0,0125	0,0015—0,03	0,0105	4	0,0—0,006	0,0035	0,004—0,05	0,0345				2	0,002—0,012	0,007	0,03—0,05	0,01
Харкуш	2	0,006—0,019	0,0125	0,0166—0,0354	0,026	2	0,002—0,003	0,0025	0,013—0,029	0,016	1	0,004	0,084	5	0,0—0,168	0,034	0,0—0,008	0,0026
Кульдара	1		0,009		0,0034													
Сулукуль	6	0,0—0,003	0,0011	0,0006—0,008	0,0049													
Вуары														1		0,112		0,0351
Чекмень-Куйды														1 1 1		0,003 0,001		0,0014 0,0
Уолсах																0,0		0,0
Апжур																		

элементов (Ферсман, 1939), к рудам, где они находятся в подчиненном количестве.

О формах нахождения никеля и кобальта в породах имеется две точки зрения. Большинство исследователей (Vogt, 1923; Ферсман, 1939;

Таблица 31

Отношение Co : Ni в сульфидах

Рудопроявление	Пирит II	Сфалерит I	Халькопирит II	Галенит II
Хандиза	1,5 : 1			
Чакчар	1 : 1,2	10 : 1		6 : 1
Кызылсай	1,2 : 1			
Южный Карасан	10 : 1	1,3 : 1	84 : 1	1 : 188
Харкуш	2 : 1	6 : 1	21 : 1	1 : 17
Сулукуль	5 : 1			
Кульдара	1 : 3			
Вуары				1 : 3,2
Чекмень-Куйды				1 : 2

Бетехтин, Генкин, 1951; Юнг, 1959 и др.) считают, что никель и в меньшей степени кобальт входят в виде изоморфных примесей как в силикаты, замещая в них магний и железо, так и в сульфиды, в частности, пирит, где также замещают железо. Другие (Елисеев, 1958) полагают, что весь никель концентрируется в остаточных продуктах кристаллизации магмы — сульфидах, образующих вкрапленность в породах. В гидротермальных условиях происходит переотложение сульфидов, а вместе с ними кобальта и никеля.

Никель и кобальт в рудовмещающих породах рассматриваемых рудопроявлений связаны главным образом с сульфидами стадии дорудного изменения пород.

Как было показано выше, в пиритах и сфалеритах наблюдается корреляционная зависимость между никелем и кобальтом, что можно объяснить изоморфным вхождением их в эти минералы, где возможно замещение кобальта никелем и обоими элементами железа (Ферсман, 1939). Особенно это характерно для кобальта. В халькопиритах и галенитах соотношения никеля и кобальта не постоянны, в связи с присутствием кобальтина, никель-пирита (с кобальтом), бравоита.

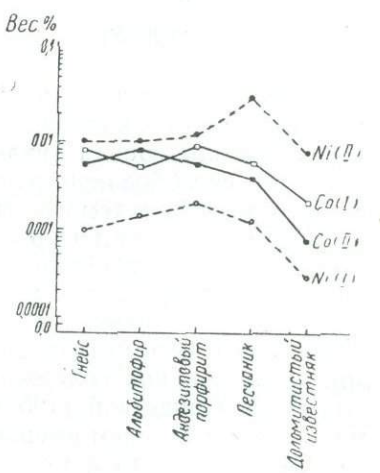


Рис. 47. Распределение никеля в породах и пиритах второй генерации из руд в этих породах Чакчарских гор (I — в породах, II — в пиритах).

Наличие минералов никеля в полиметаллических рудах является одной из интереснейших особенностей изучаемых рудопроявлений. Самостоятельные минералы никеля и кобальта в полиметаллических и колчеданных месторождениях отмечаются сравнительно редко. Это серебро-свинцово-цинковое месторождение Боудвин-Майн в Бирме, свинцовые месторождения юго-восточного Миссури в США; среди отечественных — месторождения района Беркут в Южной Киргизии (Крутов, 1959); карбонатные жилы с сульфидами и вкрапленностью маухе-

рита, никелина, герсдорфита на месторождении Акол (Барсанов, Погоня, 1947); полиметаллические руды с бравоитом, брейтгауптитом, хлоантитом месторождений Северного Кавказа; полиметаллические руды месторождения Кургашинкан с хлоантитом (Бадалов, Прихидько, 1956).

Выпадение сульфидов никеля (пирита, обогащенного никелем и кобальтом, бравоита) возможно при невысоких температурах из растворов с повышенной концентрацией серы (Бетехтин, Генкин, 1951) в парагенезисе с галенитом, сфалеритом, что и наблюдается на рудопроявлении Вуары. Наличие пиритов с зонами, богатыми никелем (в рудах Чарчакских гор), также как и физическая неоднородность бравоита (Крутов, 1959) объясняется односторонним замещением железа никелем в серии пирит—никельсодержащий пирит. Никель здесь в свою очередь может замещаться кобальтом (Ферсман, 1939).

Кобальтин образуется при высокой концентрации в растворе кобальта и низкой — железа. В случае избытка последнего, в силу своего большого родства с железом, он вошел бы изоморфно в состав пирита. Вот почему кобальтин находится в ассоциации с галенитом и характерен для конца рудного процесса, когда железа в растворе осталось немного (Вуары).

В галените присутствие кобальта возможно также за счет замещения свинца (Ферсман, 1939).

СЕЛЕН И ТЕЛЛУР

Селен и теллур — характерные примеси колчеданных и полиметаллических месторождений. Сурхантауские (Бадалов, 1964), Чакчарские и Яккабагские горы (Михайлова, 1969) и в целом Южный Узбекистан являются своеобразной селеновой провинцией, вследствие обогащенности рассматриваемого типа оруденения селеном.

Селен и теллур в породах. Теллур в рудовмещающих породах не улавливается, из-за недостаточной чувствительности химического анализа. Селен находится в липаритовых порфирах и их туфах в количестве 0,0006%, в альбитофирах и андезитовых порфиритах — 0,0003% и в доломитизированных известняках — 0,0001%, что на порядок выше средних содержаний в породах Советского Союза, выведенных Н. Д. Синдеевой (1959), и обусловливается наложенным гидротермальным изменением вмещающих пород.

Селен и теллур в рудах. Руды всех рассматриваемых рудопроявлений содержат селен и теллур (табл. 32). Причем отношение их меняется от 3 до 83, т. е. селен значительно преобладает, что характерно для колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд (Синдеева, 1959). Содержание селена в рудах меняется от 0,0002 до 0,036%. Максимально оно в рудах Южного Карасана (0,026%), Харкуша (0,03%), Кызылсая (0,025%) и Чакчара (0,037%). Теллур распределяется в рудах равномернее, в количестве 0,000n%, редко поднимаясь до 0,001% (Харкуш).

Селен и теллур в сульфидах. Концентрация селена в сульфидах, как и в рудах, значительно выше, чем теллура, при этом наивысшим содержаниям селена соответствуют наибольшие теллура. Максимальные количества селена и теллура характерны для галенита, являющегося их основным концентратором (табл. 33), особенно галенита первой генерации Харкуша (до 0,4%). В галенитах рудопроявлений барит-полиметаллической формации (Апжур, Уолсах) селен и теллур практически отсутствуют, что существенно отличает руды этой форма-

ции от всех остальных в рассматриваемом регионе и сближает их с некоторыми месторождениями Восточного Карамазара, в частности Замбараком, где, как в Уолсахе и Апжуре, при отсутствии селена и теллура галенит обогащен сурьмой.

В сфалеритах и халькопиритах первой генерации селен и теллур распределены довольно равномерно (0,002—0,006%), за исключением халькопирита Харкуша и сфалерита Майдансая, Кызылсая и Чакчара (0,01%). В сфалерите Янгаклыка количество селена достигает 0,1%. В пирите второй генерации концентрация селена и теллура составляет

Таблица 32

Содержание селена и теллура в рудах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана, вес. %

Номер пробы	Рудопроявление	Вмещающая порода	Селен	Теллур	Анализируемая руда
	Хандиза	Доломитизированный известняк	0,001	0,0003	Массивная галенит-сфалерит-пиритовая
5183	Южный Карасан	То же	0,026	0,0005	Массивная пирит-сфалерит-галенитовая
5269		То же	0,001	0,0003	Массивная галенит-сфалерит-пиритовая
2387		Гнейс	0,0135	0,0003	Массивная халькопирит-галенит-пиритовая
5019	Харкуш	Песчаник	0,0313	0,001	Массивная-галенит-сфалеритовая
2572		То же	0,0004	0,0007	Массивная пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовая
5553	Кызылсай	Андезитовый порфирит	0,025	0,0003	Массивная пирит-сфалеритовая
5321	Чакчар	Альбитофир	0,0085	0,0005	Пятнистая пирит-сфалеритовая
5387		Песчаник	0,0369	0,0007	Массивная сфалерит-пиритовая
5620	Сулукуль	Туф липаритового порфира	0,0018	0,0003	Густовкрапленная хлорит-пиритовая
2087		Известняк	0,0017	0,0005	Массивная сфалерит-пиритовая
4014	Кульдара	Кварц-актинолит-хлоритовый сланец	0,0002	0,0006	Сланец с налетами медной зелени и церуссита

0,00n%, поднимаясь до 0,01—0,05% в Хандизе, Янгаклыке, Кульдаре, Чакчаре, Кызылсае. Значительное содержание селена в пирите при широком развитии в рудах последнего может иметь практическое значение.

В сульфидах некоторых рудопроявлений наблюдаются колебания содержаний селена и теллура, связанные с количественным проявлением тех или иных минералов. Так, в Чакчаре селена в сфалерите несколько больше, чем в галените; в Кызылсае селена и теллура в пирите больше, чем в галените и т. д.

В кристаллически-зернистых пиритах (Кызылсай) концентрация селена выше, чем в колломорфных (Южный Карасан). Такая же закономерность отмечается в некоторых колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая (Гармаш, Курбанова, 1963). Объясняется это отрицательным зарядом коллоидных частиц железа, свинца, цинка, меди и селена в сульфидном процессе, в связи с чем селен не накапливается в колломорфных рудах (Юдин, 1964).

Таблица 33

Содержания селена и теллура в сульфидах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана (вес. %)

Рудопроявление	Кол-во проб	Селен			Теллур		
		встречено	от—до	среднее	встречено	от—до	среднее
Пирит I							
Хандиза	19	16	0,001—0,0075	0,0031	9	Сл.—0,0006	0,0001
Пирит II							
Хандиза	40	36	0,0005—0,051	0,007	22	Сл.—0,015	0,0002
Северо-восточный уч. Хандизы	4	4	0,0014—0,0075	0,004	1	Сл.—0,0008	0,0003
Гуруд I	3	3	0,001—0,0034	0,0025			
Гуруд II	1	1		0,0016	3		
Майдансай	5	5	0,0002—0,0042	0,0026		Сл.—0,0002	0,0001
Янгаклык	4	4	—0,001—0,022	0,0084	4	0,0005—0,001	0,0005
Чорнова	3	3	0,003—0,004	0,002	2		0,0005
Чакчар	10	9	0,0005—0,01	0,003	4	0,0013—0,007	0,0022
Кызылсай	11	10	0,006—0,03	0,0105	4	—0,001—0,0025	0,0004
Южный Карасан	11	11	0,0001—0,009	0,0026	7	0,0009—0,0025	0,0008
Харкуш	3	3	0,0006—0,0075	0,0034	2	0,0005—0,001	0,0007
Кульдара	1	1		0,01	1		0,0025
Сулукуль	7	4	0,001—0,0025	0,0015	2		0,005
Сфалерит I							
Хандиза	22	22	Сл.—0,087	0,002	16	Сл.—0,0022	0,0003
Северо-восточный уч. Хандизы	2	2	0,0009—0,001	0,0009	1		0,0002
Майдансай	5	5	0,0003—0,071	0,013	2	Сл.—0,0005	0,0003
Чорнова	1	1	0,0075				
Янгаклык	1			0,106	1		0,0008
Чакчар	7	6	0,0055—0,0233	0,0123	6	0,00015—0,0022	0,0013
Южный Карасан	3	2	0,0005—0,0058	0,0031	1		0,0001
Харкуш	6	5	0,003—0,019	0,0068	4	0,0009—0,019	0,0043
Кызылсай	2	2	0,036—0,05	0,043			
Сфалерит II							
Хандиза	3	2	0,0005—0,001	0,0007	1		0,0003
Халькопирит I							
Хандиза	7	7	0,001—0,024	0,005			
Северо-восточный уч. Хандизы	1	1		0,0009	1		Сл.
Майдансай	1	1		0,004	1		Сл.
Чорнова	2	2	0,0023—0,004	0,0031	1		Сл.

Продолжение таблицы 33

Рудопроявление	Кол-во проб	Селен			Теллур		
		встречено	от—до	среднее	встречено	от—до	среднее
Халькопирит I							
Южный Карасан	5	5	0,001—0,017	0,005	4	0,0008—0,003	0,0018
Харкуш	5	5	0,003—0,0284	0,0178	4	0,001—0,0045	0,0018
Халькопирит II							
Хандиза	3	1		0,001			
Галенит I							
Хандиза	17	17	Сл.—0,042	0,013	16	Сл.—0,002	0,0008
Северо-восточный уч. Хандизы	2	2	Сл.—0,0022	0,0012	2	Сл.—0,0003	0,0002
Майдансай	5	5	0,001—0,085	0,0188	4	Сл.—0,0005	0,0003
Чакчар	2	2	0,004—0,01	0,007	2	0,0025—0,01	0,0062
Кызылсай	1	1		0,0005	1		0,001
Южный Карасан	3	3	0,0685—0,1512	0,1054	2	0,0006—0,0009	0,0005
Харкуш	7	7	0,0005—0,384	0,1485	7	0,0006—0,005	0,0046
Вуары	1						
Чекмень-Куйды	1	1		0,01			
Апжур	1						
Уолсах	1						
Галенит II							
Хандиза	2	2	0,003—0,01	0,006	1		Сл.

Примечание. При составлении таблицы использованы результаты анализов С. Т. Бадалова (30 шт.), Б. Ф. Василевского (2 шт.), З. С. Журавлевой (80 шт.), П. В. Панкратьева (35 шт.). Ю. В. Михайловой (88 шт.).

Селен и теллур в сульфидах из различных вмещающих пород. Распределение селена и теллура в сульфидах рудных тел из различных вмещающих пород довольно неравномерно. Так, в рудопроявлении Южный Карасан максимальное содержание селена и теллура имеют сульфиды из рудного тела в гнейсах (докембрий). Несколько меньше оно в минералах из руд на контакте доломитизированных известняков с андезитовыми порфиритами (нижний карбон) и с туфами липаритового порфира, минимально в рудном теле среди доломитизированных известняков. Галениты из гнейсов наряду с селеном и теллуром обогащены также серебром и висмутом, что связано с вертикальной зональностью распределения этих элементов в геологическом разрезе (рис. 48).

В Яккабагских горах количество селена и теллура в пиритах из сланцев силура (Кульдара) выше, чем в пиритах из доломитистых известняков нижнего карбона (Сулукуль).

Для Чакчарских гор максимальное содержание селена и теллура в сульфидах из песчаников и гнейсов, несколько меньшее из альбитофиров и андезитовых порфиритов и минимальное — из карбонатных пород.

Селен и теллур в рудном процессе. Вопрос о поведении селена и теллура в рудном процессе рассматривали В. В. Щербина (1937), Н. Д. Синдеева (1959), А. А. Гармаш и Н. З. Курбанова

(1963) и многие другие исследователи, установившие общую тенденцию к накоплению селена и теллура в конце рудного процесса. Такая же картина наблюдается и для рудопроявлений Южного Узбекистана (рис. 49).

Так, для процесса рудообразования в Чакчарских горах характерно увеличение селена и теллура от ранней — серноколчеданной стадии, представленной пиритом (селена 0,0036%, теллура — 0,001%), к последующей — полиметаллической, в пределах которой наблюдается та же закономерность: увеличение содержания селена и теллура от более ранних — сфалерита и халькопирита (селена 0,01, теллура 0,0019—0,0025%) к более позднему — галениту (селена 0,11%, теллура 0,0032%)*.

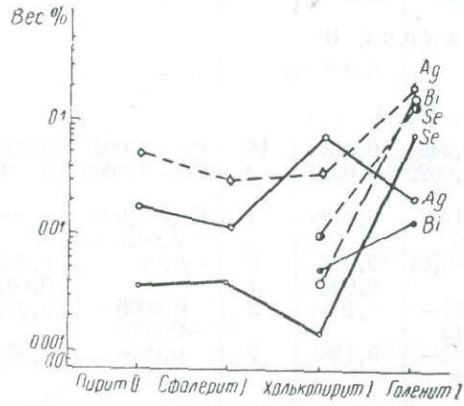


Рис. 48. Распределение серебра, висмута, селена в сульфидах из рудных тел в гнейсах (сплошная линия) и доломитистых известняках (пунктирная) рудопроявления Южный Карасан.

Приуроченность максимальных содержаний селена и теллура к галениту связана, по-видимому, с изменением режима серы и возрастающей ролью кислорода к концу рудного процесса (Гармаш, Курбанова, 1963).

Аналогичная картина в распределении селена и теллура в процессе минералообразования характерна и для месторождения Хандиза, где пирит I стадии дорудного изменения пород содержит селен (0,0031%) и теллур (0,0001%) в меньшем количестве, чем пирит II серноколчеданной стадии (селен 0,007%, теллур 0,0002%); сульфиды полиметаллической стадии — сфалерит I (соответственно 0,002% и 0,0003%), халькопирит I (соответственно 0,005% и 0,0006%) имеют более высокие содержания по сравнению с пиритом II, а галенит I — максимальные (селен 0,013%, теллур 0,0008%). В сульфидах же последней стадии — сфалерите II (селен 0,0007%, теллур 0,0003%) и галените II (0,006% и «следы» соответственно), хотя и остается тенденция увеличения их к концу стадии, общее количество их резко падает, что подчеркивает существенное геохимическое отличие этой стадии от основного процесса минералообразования и указывает на образование ее путем перераспределения и самоочищения ранее отложенного вещества.

В зоне окисления в рыхлых лимонитовых рудах рудопроявления Сулукуль содержания селена и теллура соответствуют таковым в гипогенных рудах, что объясняется высокой адсорбционной способностью гидроокислов железа.

Формы нахождения селена и теллура. Несмотря на некоторые колебания в содержаниях селена и теллура в различных минералах и рудопроявлениях общим для них является преобладание селена над теллуром и довольно постоянные их отношения (табл. 34), находящиеся в пределах 1,2—12:1. Более высокие отношения характерны для галенитов Харкуша (32:1) и Южного Карасана (150:1),

* Средние значения для рудопроявлений Чакчарских гор (Чакчар, Южный Карасан, Харкуш, Кызылсай).

пиритов Хандизы (35 : 1) и Кызылсая (26 : 1). В среднем отношение селена к теллуру минимально в пирите, несколько больше в сфалерите и халькопирите и максимально в галените, что связано с более или менее равномерным распределением теллура в минералах и закономерным увеличением селена от ранних сульфидов к более поздним в пределах рассматриваемых стадий.

В рудах рудного Алтая и Южного Урала также селена больше, чем теллура, однако концентрация теллура несколько выше, поэтому отношение селена к теллуру меняется от 5 : 1 до 1 : 1,5 (Сидненева, 1959).

Соотношение серы и селена в сульфидах (табл. 35) колеблется в значительных пределах, снижаясь от пирита к сфалериту, халькопириту и галениту, т. е. соответственно повышению содержаний селена. Галенит, минерал с наименьшим количеством серы, содержит более высокие концентрации селена (до 0,4%), чем сфалерит, халькопирит и пирит (рис. 50).

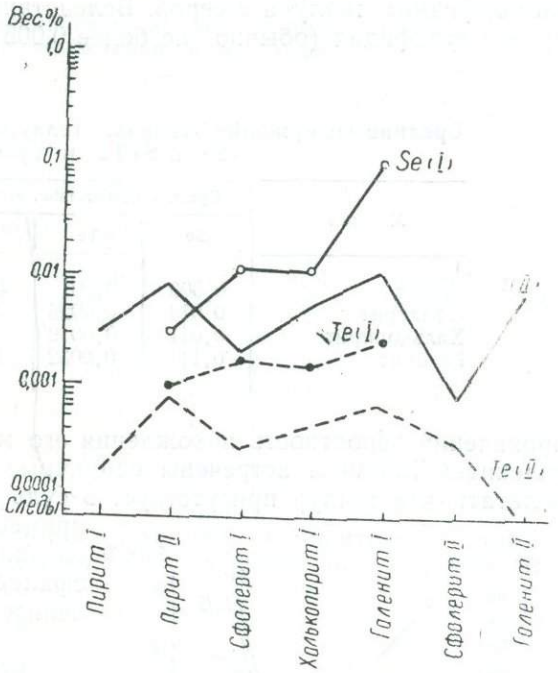


Рис. 49. Распределение селена и теллура в сульфидах рудопроявлений Чакчарских гор (I) и месторождения Хандиза (II).

Отношение серы к теллуру также снижается от пирита к халькопириту, сфалериту и галениту (от 46670 до 4187).

Основные черты геохимии селена определяются близостью его свойств с серой и широким изоморфизмом с ней (Wernick, Geller, 1958),

Таблица 34

Отношение селена к теллуру в сульфидах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана

Минерал	Хандиза	Чакчар	Кызылсай	Южный Карасан	Харкуш	Сулукуль
Пирит	35 : 1	1,4 : 1	26 : 1	2,1 : 1	3,4 : 1	3 : 1
Сфалерит	6,6 : 1	6 : 1		10 : 1	1,2 : 1	
Халькопирит	8,3 : 1			3,3 : 1	12 : 1	
Галенит	16 : 1	1,1 : 1	1 : 2	150 : 1	32 : 1	

вследствие чего минералы селена в сульфидных рудах отсутствуют. Следовательно, селен находится в сульфидах в виде изоморфной примеси к сере. Возможны также изоструктурные соединения селена (Бадалов, 1964) ZnSe, HgSe, CdSe, Ga_2Se_3 в сфалерите; PbSe, MnSe

в галените; $NiSe_2$, $CoSe_2$, $(NiCu)Se_2$ в пирите и т. д. Наличие прямой корреляции между селеном, висмутом и серебром в галенитах Харкуша и Южного Карасана говорит о возможности нахождения твердого раствора $PbS—AgBiSe_2$ (Wernick и др., 1958).

Геохимия теллура отличается от геохимии селена ограниченным изоморфизмом теллура с серой. Вследствие невысоких содержаний теллура в сульфидах (обычно не более 0,005%) рассматриваемых рудо-

Таблица 35

Средние содержания селена, теллура и серы и отношения S:Se и S:Te в сульфидах

Минерал	Среднее содержание, вес. %			S:Se	S:Te
	Se	Te	S		
Пирит	0,003	0,001	46,67	15557	46670
Сфалерит	0,014	0,0025	32,94	2353	13176
Халькопирит	0,0114	0,0019	34,94	3064	17547
Галенит	0,11	0,0032	13,4	122	4187

проявлений вероятность нахождения его минералов невелика. Только в галенитах Хандизы встречены единичные включения гессита. Можно полагать, что теллур присутствует в сульфидах в качестве изоморфной примеси и в виде изоструктурных соединений $HgTe$, Ga_2Te_3, $ZnTe$ в сфалерите; $PbTe$, $GeTe$, $SnTe$ в галените (Бадалов, 1964).

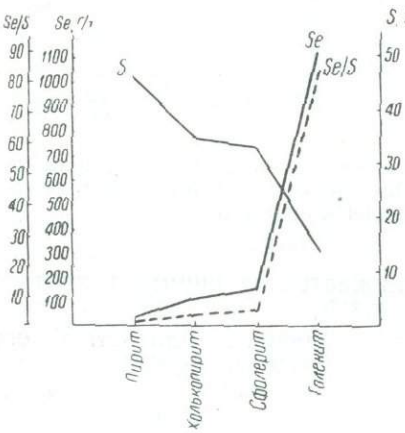


Рис. 50. Распределение селена и серы в сульфидах.

КАДМИЙ

Кадмий — постоянная примесь всех типов руд рудопроявлений рассматриваемой формации Южного Узбекистана. Присутствие его в рудовмещающих породах также связано с наличием в них сульфидов, вследствие интенсивной гидротермальной проработки пород. Это отчетливо видно на месторождении Хандиза (табл. 36), где слабо минерализованные породы содержат кадмия меньше (0,008%), чем более минерализованные (0,03%). В прожилково-вкрапленных рудах из туфов липаритового порфира концентрация кадмия также значительно ниже (0,038%), чем в массивных рудах из тех же пород (0,113%).

На месторождении Хандиза, кроме того, наблюдается уменьшение содержаний кадмия в рудах от нижних горизонтов к более верхним. Так, в висячем боку главной залежи в туфах липаритового порфира кадмия 0,01%, на более глубоких горизонтах от 0,04 до 0,1%. Концентрация кадмия из вышележащих песчаников и доломитов составляет лишь 0,002%, вследствие незначительного содержания в них сфалерита.

Геохимия кадмия определяется его близостью к цинку, поэтому основным концентратором и носителем кадмия является сфалерит, в котором он содержится в близких количествах для различных рудо-

проявлений (0,1—0,4%), при средних содержаниях от 0,319% в Кызылсае до 0,075% в Майдансае (табл. 37). В сфалеритах второй генерации Хандизы концентрация кадмия выше (0,32%), чем первой (0,2%).

Таблица 36

Содержания кадмия в минерализованных зонах, рудах, минеральных концентратах месторождения Хандиза, вес. %

Анализируемый материал	Кол-во проб	Содержание		
		от	до	сред.
Серицитизированные туфы липаритового порфира	8	0,0	0,02	0,08
Туфы липаритового порфира, минерализованные	5	0,0	0,02	0,014
Серицит-кварцевые породы, минерализованные	5	0,01	0,025	0,015
Массивные руды из доломита и песчаника	10	0,018	0,095	0,051
Прожилково-вкрапленные руды из туфов липаритового порфира	37	0,005	0,096	0,038
Массивные руды из туфов липаритового порфира	18	0,002	0,195	0,113
Сфалеритовый концентрат из руд в доломитах и песчаниках	11	—	—	0,24
Галенитовый концентрат из руд в доломитах и песчаниках	7	—	—	0,07

В пиритах второй генерации Хандизы концентрация кадмия (0,033%) значительно выше, чем в пиритах первой генерации (0,019%). В халькопиритах рудопроявлений Чакчарских гор кадмий практически отсутствует (имеется лишь в Харкуше 0,001%), тогда как для халькопиритов различных участков рудного поля Хандизы он является характерным элементом. В галенитах кадмий содержится в сотых долях процента, и лишь в Гуруде I достигает 0,1% в первой генерации. В галените второй генерации концентрация его на порядок ниже (0,005%). В галенитах Апжура и Уолсаха кадмия нет.

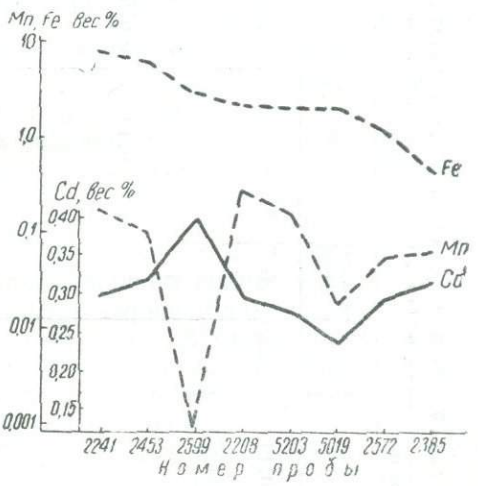


Рис. 51. Зависимость содержаний кадмия от железа и марганца в сфалеритах (2241, 2208 — Чакчар; 2453, 5203, 2385 — Южный Карасан; 2599, 5019, 2572—Харкуш).

Для сфалеритов Южного Карасана, Харкуша, Чакчара и Кызылсая отмечается обратная корреляционная зависимость между содержаниями железа и кадмия, железа и марганца (рис. 51). Таким образом, колебания содержаний кадмия зависят от отношения в них цинка и железа. Это подтверждает положение о том, что в сфалерите кадмий является изоморфной примесью, замещая цинк в его кристаллической решетке (Мейтув, 1962; Иванов, 1964 и др.).

В халькопиритах кадмий вероятно изоморфно замещает железо и медь (Иванов, 1964). В галенитах рудопроявления Чакчар имеются включения гринокита, возможно также в небольшой степени изоморфное замещение кадмием свинца (Иванов, 1961).

Таблица 37

Содержание кадмия в сульфидах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана, вес. %

Рудопроявление	Пирит II			Сфалерит I			Халькопирит I			Галенит I		
	кол-во анал.	от—до	сред.	кол-во анал.	от—до	сред.	кол-во анал.	от—до	сред.	кол-во анал.	от—до	сред.
Хандиза	9	0,0—0,13	0,033	20	0,02—0,371	0,203	2	0,001—0.016	0,012	1		0,0
Северо-восточный уч. Хандизы				1		0,31	2	0,008—0,016	0,012	2	0,005—0,006	0,005
Майдансай				5	0,2—0,13	0,075						
Янгаклык				1		0,152						
Гуруд 1							1		0,003	1		0,1
Чакчар				4	0,25 —0,30	0,285				2	0,0—0,015	0,007
Кызылсай				4	0,213—0,39	0,319						
Южн. Карасан				10	0,13 —0,39	0,28	5		0,0	2	0,0—0,09	0,01
Харкуш				7	0,22 —0,4	0,27	3	0,0—0,005	0,0013	2	0,0—0,02	0,01
		Пирит 1			Сфалерит II						Галенит II	
Хандиза	2	0,005—0,033	0,019	4	0,23 —0,4	0,32				1		0,005

Примечание. *При составлении таблицы использованы результаты анализов* Б. Ф. Василевского (2 шт.), С. Т. Бадалова (6 шт.), З. С. Журавлевой (20 шт.), П. В. Панкратьева (17 шт.), Ю. В. Михайловой (46 шт.).

ИНДИЙ

Индий, наряду с таллием, галлием и другими является типичным рассеянным элементом. Колчеданные, колчеданно-полиметаллические и полиметаллические руды относятся к группе месторождений с невысоким содержанием индия (Иванов, Лизунов, 1960). Так в месторождениях полиметаллов Кавказа и Закавказья индий развит очень незначительно (Иваницкий, Гварамадзе, 1960). В месторождениях Урала (им. XIX Партсъезда, Левихинское и др.) количество его в сфалеритах не превышает 0,05%, а в халькопиритах — 0,001%; в месторождениях Рудного Алтая (Лениногорское, Зыряновское, Березовское, Змеиногорское и др.) составляет тысячные доли процента, а в сфалеритах не превышает 0,015% (Гармаш, 1960).

Сульфиды рассматриваемых рудопроявлений повсеместно содержат индий (табл. 38). Максимальную концентрацию имеет сфалерит, средние содержания индия в котором составляют 0,001—0,004%, т. е. обычные для месторождений этого типа. Почти такие же концентрации характерны и для халькопиритов, причем рудопроявлениям с наивысшим содержанием индия в сфалеритах соответствуют и максимальные содержания его в халькопиритах; в пирите (0,0001—0,0002%) и галените (до 0.0005%) индий присутствует в наименьшем количестве.

Из приведенных данных видно, что основной концентратор индия — сфалерит. На месторождении Хандиза содержание его в сфалеритном концентрате 0,0002%, тогда как в пиритном — 0,00005% и галенитном — 0,00002%.

На приуроченность индия к сфалериту указывал еще А. Е. Ферсман (1939), а позднее и многие другие исследователи (Шоу, 1959; Андерсон, 1959; Иванов 1961, 1964 и др.). Дж. С. Андерсон (1959) приуроченность индия к сфалериту и халькопириту считает следствием того, что они обладают тетраэдрической координацией по отношению к сере.

В сфалеритах и халькопиритах наблюдается увеличение содержаний индия с повышением концентраций серебра (табл. 39), что говорит о возможности нахождения индия в виде изоструктурной примеси $AgInS_2$ (Бадалов, 1961).

В сфалерите возможно также замещение цинка индием или индием совместно с медью, а также железа индием совместно с медью или серебром (Шоу, 1959). Вследствие структурной близости может иметь место замещение $ZnS—In_2S_3$ (Андерсон, 1959). В халькопирите (Иванов и др., 1959) возможно существование изоструктурной примеси $CuInS_2$, что было показано экспериментально (Руднев, 1958). В настоящее время (Picot, Pierott, 1963) известен минерал такого состава — рокэзит.

Наличие индия в галените (Иванов и др., 1959) можно объяснить изоморфным замещением двух ионов свинца индием и серебром.

Вследствие наблюдающейся закономерности — накопления галлия и снижения индия к концу рудного процесса — отношение галлия к индию, возрастающее от высоко- к низкотемпературным месторождениям, может явиться критерием температурности процесса рудообразования (Трошин, 1962). В рассматриваемых рудопроявлениях отношение галлия к индию составляет обычно 0,4—2,2, что соответствует среднетемпературным условиям образования руд и является, таким образом, косвенным геохимическим критерием температурности месторождений.

Таблица 38

Содержание индия в сульфидах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана, вес. %

Рудопроявление	Пирит II		Сфалерит I			Халькопирит I			Галенит I	
	кол-во проб	индий	кол-во проб	от–до	сред.	кол-во проб	от–до	сред.	кол-во проб	средн.
Хандиза	10	0,0001	19	0,0–0,0044	0,0009	9	0,0–0,0019	0,0006	6	0,0002
Северо-восточный уч. Хандизы	2	0,0001	2	0,0004–0,0022	0,0013	3	0,00005–0,0019	0,0007	2	0,0005
Майдансай			1		Сл.	1		0,0		
Янгаклык	2	0,0	1		0,0013					
Гуруд II						1		0,005	1	0,0003
Чакчар	1	0,0002	5	0,003–0,013	0,0043	1		0,006		
Кызылсай	2	0,00005	6	0,0–0,0048	0,0019					
Южный Карасан	2	0,0001	7	0,0003–0,0075	0,0018	6	0,0–0,0035	0,0008	2	0,0
Харкуш	1	0,0	6	0,0–0,008	0,0019	5	0,0003–0,0125	0,0035	2	0,0
Сулукуль	1	0,0061								
Апжур									1	0,0
Вуары									1	0,0001
Уолсах									1	0,0004
Хандиза	Пирит I		Сфалерит II						Галенит II	
	7	0,0001		0,0–0,006	0,0017				1	0,0

При составлении таблицы использованы результаты анализов Б. Ф. Василевского (4 шт.), С. Т. Бадалова (6 шт.), З. С. Журавлевой (25 шт.), П. В. Панкратьева (26 шт.), Ю. В. Михайловой (55 шт.).

Таблица 39

Содержания индия и серебра в сфалеритах и халькопиритах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана, вес. %

Сфалерит			Халькопирит		
кол-во проб	индий	серебро	кол-во проб	индий	серебро
3	0,0005—0,0008	0,0048—0,0098	2	0,0008—0,00009	0,0236—0,0396
8	0,001 —0,0075	0,0068—0,0289	1	0,0035	0,0276

ГАЛЛИЙ И ТАЛЛИЙ

Колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды — основной источник таллия и галлия. Особенностью этих типично рассеянных элементов является их способность проявлять как литофильные, так и халькофильные свойства. Следствие проявления последних — постоянное присутствие их в сульфидных рудах.

Таллий и галлий в рудах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана распределены неравномерно (табл. 40).

Таллий мало характерен для описываемых районов и отмечается только в рудах среди доломитизированных известняков Южного Карасана (0,0006%) и песчаников Харкуша и Чакчара (0,0001%) в количествах, обычных для данного типа руд (Иванов, 1964). В рудах же из андезитовых порфиритов, туфов липаритовых порфиров, кварц-хлорит-актинолитовых сланцев таллий не обнаружен, что, возможно, связано с проявлением его литофильных свойств, вследствие широкого развития в этих породах хлоритизации, серицитизации.

Галлий развит более широко и в бóльших количествах, чем таллий. Он распределяется в рудах довольно равномерно в количестве от 0,0008 до 0,005%, реже достигая 0,01—0,036% (Южный Карасан, Харкуш).

Галлий и таллий в сульфидах, как и в рудах распределяются крайне неравномерно, особенно таллий (табл. 41).

Максимальные содержания таллия характерны для пирита (0,0001—0,0002%) — его главного концентратора. В пирите из доломитизированных известняков Южного Карасана количества таллия достигают 0,002%. В сфалерите таллий распределяется довольно равномерно (0,00015—0,00017%). В халькопирите и галените он практически отсутствует, за редким исключением (в халькопирите Хандизы 0,0001% и галените Чакчара 0,0001%).

Галлий в пирите встречается редко и в незначительных количествах (0,00015%). Довольно равномерно (0,0009—0,002%) распределяется он в сфалерите, где достигает концентрации 0,01% (в гнейсах Южного Карасана). Сфалерит, таким образом, является главным концентратором и носителем галлия, аналогично полиметаллическим месторождениям Рудного Алтая (Гармаш, Калашникова, 1970). В галените галлий в наивысшем количестве встречен в Харкуше (0,004%) при среднем содержании 0,002%.

Из изложенного следует, что в сульфидах из песчаников Харкуша и доломитизированых известняков Южного Карасана концентрации таллия и галлия наивысшие, что, возможно, связано с незначительным развитием хлоритизации в этих породах, вследствие чего не происходило рассеивание их в силикатах. Такая же закономерность отмечена в полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья (Кузне-

цов и др., 1959). Кроме того, руды Харкуша и Южного Карасана, вследствие слабой подверженности метаморфизму, широко проявляют

Таблица 40

Содержание таллия и галлия в рудах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана, вес. %

Номер пробы	Рудопроявление	Вмещающ. порода	Таллий	Галлий	Анализируемая руда
13	Хандиза	Туф липаритового порфира		0,0073	Массивная пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая
5183	Южный Карасан	Доломитизированный известняк	0,0006	0,0360	Массивная сфалерит-галенит-пиритовая с халькопиритом
5269		Доломитизированный известняк	0,0	0,0	Массивная пирит-сфалерит-галенитовая
2387		Гнейс	0,0	0,0008	Пирит-галенит-халькопиритовая со сфалеритом
2572	Харкуш	Песчаник	0,0001	0,011	Массивная галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовая
5019		»	0,0001	0,0009	Массивная сфалерит-галенит-пиритовая с халькопиритом
5553	Кызылсай	Андезитовый порфирит	0,0	0,0011	Массивная пирит-сфалеритовая с халькопиритом
5321	Чакчар	Альбитофир	0,0	0,0011	Пятнистая сфалерит-пиритовая
5387		Песчаник	0,0001	0,0011	Массивная пирит-сфалеритовая с галенитом, халькопиритом
5620	Сулукуль	Туф липаритового порфира	0,0	0,005	Хлорит-пиритовая
2087		Доломитизированный известняк	0,0	0,001	Пирит-сфалеритовая с галенитом и халькопиритом
4014	Кульдара	Кварц хлорит-актинолитовый сланец	0,0	0,0014	Кварц-хлорит-актинолитовый сланец с налетами медной зелени и церусситом

колломорфное строение. А колломорфные руды обычно содержат таллия больше, чем кристаллические, что, вероятно, связано с повышенной сорбционной способностью гелей этих сульфидов, выпавших из коллоидных растворов (Иванов, Волгин, 1956; Воскресенская, 1958).

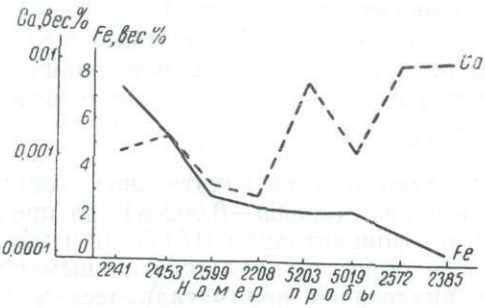


Рис. 52. Зависимость содержаний галлия от железа в сфалеритах (2241, 2208 — Чакчар; 2453, 2385, 5203 – Южный Карасан; 2599, 5019, 2572—Харкуш).

В галенитах барит-полиметаллической формации (Уолсах, Апжур) как таллий, так и галлий не обнаружены.

Почти одинаковые содержания таллия и галлия в рудах и сульфидах говорят о присутствии их и в силикатах (хлорите, сериците).

Формы нахождения галлия и таллия. Минералы таллия и галлия не встречены. Таллий в структуру пирита может входить в виде TlAs (Иванов и др., 1960, 1964). В сфалерите, при наличии мышьяка и сурьмы, могут присутствовать сложные сульфосоли таллия (Иванов, Волгин, 1959).

Таблица 41

Содержание таллия и галлия в сульфидах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана, вес. %

Рудопроявление	Вмещающая порода	Пирит II						Сфалерит I	
		таллий			галлий			таллий	
		кол-во проб	от – до	среднее	кол-во проб	от – до	среднее	кол-во проб	от – до
Хандиза	Доломит, песчаник, микрокварцит	23	0,0—0,0002	0,00003	4		0,0005	7	0,0—0,0002
Северо-восточный уч. Хандизы	Доломитизированный известняк	2		0,0				1	
Майдансай	Известняк								
Янгаклык	Туф липаритового порфира	2		0,0					
Гуруд 1	Габбро-диабаз								
Чакчар	Песчаник, алевролит	1		0,00015	2	0,001 – 0,0012	0,0011	1	
	Альбитофир	3	0,00017—0,0002	0,00018	2		0,0	1	
	Андезитовый порфирит	3		0,0	2		0,0		
Кызылсай	Андезитовый порфирит	7	0,0—0,0008	0,0001	2	0,0—0,0001	0,00005		
Южн. Карасан	Гнейс	2	0,0 – 0,0002	0,0001	2		0,0		
	Доломитизированный известняк	6	0,0—0,002	0,0005	4		0,0	3	0,0—0,00015
								3	0,0—0,00015
Харкуш	Песчаник	3	0,0 – 0,0003	0,0001					
Кульдара	Кварц-актинолит-хлоритовый сланец	1		0,0					
Сулукуль	Известняк	2	0,0—0,0001	0,00005	2		0,0		
	Туф липаритового порфира	5	0,0—0,00015	0,00008	5		0,0		
		Пирит I						Сфалерит II	
Хандиза	Доломит, песчаник, микрокварцит	12	0,0—0,001	0,00016	2		0,0005	3	0,0—0,0002

Продолж. табл. 41

Рудопроявление	Вмещающая порода	Сфалерит I				Халькопирит I			Галенит I			
		таллий	галлий			кол-во проб	таллий	галлий	кол-во проб	галлий		
		среднее	кол-во проб	от — до	среднее					таллий	от — до	среднее
Хандиза	Доломит, песчаник, микрокварцит	0,00003	16	0,0006—0,0033	0,0014	1	0,0001	0,0024	19	Сл.	0,0—0,0008	0,0004
Северо-восточный уч. Хандизы	Доломитизированный известняк	0,0	2	0,0024—0,0028	0,0026	1	0,0		21	0,0		0,0003
Майдансай	Известняк		1		0,0015				1	0,0		
Янгаклык	Туф липаритового порфира		1		0,001							
Гуруд I	Габбро-диабаз								1	0,0		
Чакчар	Песчаник, алевролит	0,0017	1		0,0013							
	Альбитофир	0,0	1		0,0004							
	Андезитовый порфирит		4	0,0008—0,0012	0,0011				1	0,0001		0,0
Кызылсай	Андезитовый порфирит		3	0,0003—0,0012	0,0007							
Южн. Карасан	Гнейс		1		0,0106	1	0,0	0,0004	2	0,0		0,0
	Доломитизированный известняк	0,00008	3	0,0001—0,0052	0,0024	1	0,0	0,0004	2	0,0		0,0002
Харкуш	Песчаник	0,00008	5	0,0005—0,01	0,0026	2	0,0	0,0004	5	0,0	0,0—0,011	0,0029
Кульдара	Кварц-актинолит-хлоритовый сланец											
Сулукуль	Известняк											
	Туф липаритового порфира											
				Сфалерит II						Галенит II		
Хандиза	Доломит, песчаник, микрокварцит	0,00007	3	0,0007—0,0074	0,0031				3	Сл.		Сл.

Примечание. При составлении таблицы использованы данные Б. Ф. Василевского (3 шт.), С. Т. Бадалова (39 шт.), З. С. Журавлевой (47 шт.), П. В. Панкратьева (21 шт.), Ю. В. Михайловой (112 шт.).

Галлий присутствует в сульфидах также в рассеянном виде. В сфалерите, главном концентраторе галлия, он может находиться в виде GaAs (Гольшмидт, Петерс, 1938), GaS, Ga_2S, Ga_2S_3 (Щербина, Боровик, Лизунов, 1941). Наличие твердого раствора $ZnS—Ga_2S_3$ доказано экспериментально Ханом и Клингером (Вершковская и др., 1960). Возможно замещение железа галлием, о чем свидетельствует обратная зависимость их содержаний в сфалеритах (рис. 52). В отношении нахождения галлия в пирите и халькопирите мы придерживаемся общепринятого мнения о возможности замещения им двухвалентного железа в восстановительных условиях при большом парциальном давлении серы (Вершковская, 1960).

Кроме описанных выше элементов, в рудах в незначительных количествах отмечаются **рений, молибден, ртуть,** представляющие геохимический интерес. Рения в рудах больше, чем молибдена; максимальные концентрации его свойственны пириту (до 0,008%). Содержание ртути в блеклой руде достигает 0,1%.

Впервые для руд Юго-Западного Гиссара получены предварительные данные о наличии в них элементов группы **платины:** платины (0,075 *г/т*), родия (до 0,075 *г/т*), палладия (до 0,15 *г/т*).

РОЛЬ ПРЕОБЛАДАЮЩЕГО КОМПОНЕНТА — ПИРИТА В ГЕОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Основную роль в геохимии редких элементов играют те или иные ведущие компоненты руд, с которыми они связаны. Вопрос о роли преобладающего компонента в геохимии ряда редких элементов разобран в работе С. Т. Бадалова (1965) на примере Алмалыка, где показано, что основная масса многих полезных компонентов (селена, теллура, золота, серебра и т. д.) приурочена к самому распространенному минералу — пириту.

Принимая во внимание то, что в рудопроявлениях рассматриваемого района колчеданная составляющая играет существенную, а иногда и преобладающую роль (Кульдара, Кызылсай), можно полагать, что пирит оказывал большое влияние и на характер распределения редких и рассеянных элементов. Мы попытались показать это на примере месторождения Южный Карасан.

Учитывая содержания редких элементов в основных сульфидах из различных рудных тел и удельный вес каждого рудного тела для месторождения в целом, данные опробования по основным полезным компонентам руд — свинцу, цинку, а также минералогические подсчеты в рудных шлифах и штуфах, мы вывели относительные количественные соотношения главнейших минералов, составляющих рудные тела Южного Карасана: пирит-сфалерит-халькопирит-галенит относятся как 17 : 1,7 : 0,2 : 1*. Принимая сумму средних содержаний (табл. 42) за 100%, получаем процент от общего содержания элемента в изучаемых минералах (рис. 53 б). Основным концентратором селена, серебра, висмута является галенит; кадмия — сфалерит; теллура — халькопирит и пирит; индия и галлия — сфалерит.

Относительно высокие содержания серебра (0,02%) и висмута (0,05%) в пирите объясняются присутствием мельчайших (доли мик-

---

* Количество пирита несколько занижено, так как не учтен пирит ореолов гидротермального изменения вблизи рудных тел.

Таблица 42

Распределение элементов-примесей в сульфидах рудопроявления Южный Карасан

Показатель	Пирит								Сфалерит							
	Ag	Se	Te	Bi	In	Tl	Ga	Cd	Ag	Se	Te	Bi	In	Tl	La	Cd
Среднее содержание элементов, вес. %	0,02	0,003	0,0008	0,05	0,0001	0,0004	0,0	0,0	0,013	0,005	0,0001	0,008	0,003	0,0001	0,0012	0,32
Процент элемента от суммы средних содержаний элементов-примесей в сульфидах	11,5	3	40	33	3	75	0,0	0,0	7,5	5	5	5	88	25	67	100
Количество элемента с учетом относительного содержания минералов в руде, вес. %	0,34	0,051	0,0136	0,85	0,0017	0,0063	0,0	0,0	0,0222	0,0085	0,0002	0,0014	0,0051	0,0002	0,002	0,0544
Процент элемента от общего его количества в руде	75	34,5	93	90	24	97	0,0	0,0	4	5	1,5	0,1	74	25	87	100

Показатель	Халькопирит								Галенит							
	Ag	Se	Te	Bi	In	Tl	La	Cd	Ag	Se	Te	Bi	In	Tl	La	Cd
Среднее содержание элементов, вес. %	0,06	0,001	0,001	0,003	0,0003	0,0	0,0001	0,0	0,08	0,09	0,0001	0,09	0,0	0,0	0,0002	0,0
Процент элемента от суммы средних содержаний элементов-примесей в сульфидах	35	4	50	2	9	0,0	22	0,0	46	88	5	60	0,0	0,0	11	0,0
Количество элемента с учетом относительного содержания минералов в руде, вес. %	0,012	0,0008	0,0002	0,0006	0,0006	0,0	0,00008	0,0	0,08	0,09	0,0001	0,09	0,0	0,0	0,0002	0,0
Процент элемента от общего его количества в руде	2	0,5	1,5	0,06	2	0,0	4	0,0	19	60	1,0	9,9	0,0	0,0	9	0,0

рон) включений самородных серебра и висмута в межзерновых пространствах пирита. Диаметр истирания руды при выделении концентратов значительно больше (200 меш. или 40 μ), чем размеры включений висмута и серебра, вследствие чего они попадают в пиритовый концентрат, обогащая его.

Картина распределения изучаемых элементов в сульфидах, с учетом их распространения, несколько иная (рис. 53 а). Основная масса серебра, теллура, висмута, таллия сосредоточена в пирите — преобладающем минерале руд, который, таким образом, является главным их носителем. И действительно, содержание серебра, например, в пирите составляет 0,02%, а в галените — 0,08%. С учетом же относительных содержаний этих минералов в Южном Карасане, общее количество серебра, находящегося в пирите, составляет 75%, а в галените всего лишь 19%. При концентрации висмута в пирите 0,05%, а в галените 0,09%, первый содержит 90% висмута, от общего количества его во всех рудных минералах. В пирите сосредоточена также значительная часть селена (34,5%) и индия (24%). Исключение составляют галлий и кадмий, концентратором и носителем которых является сфалерит.

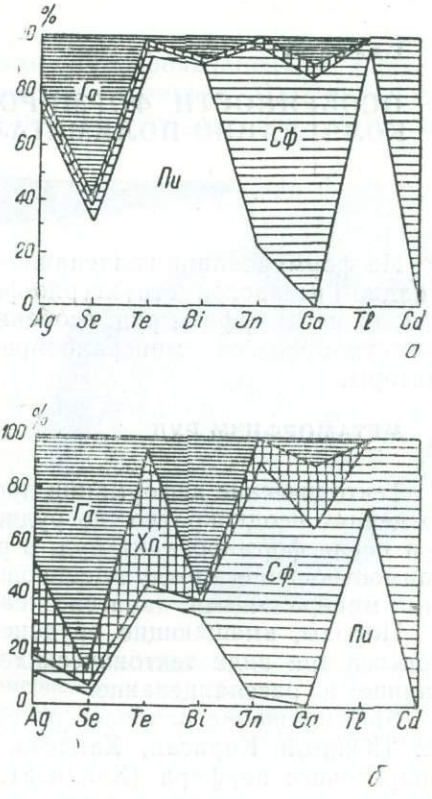


Рис. 53. Распределение элементов-примесей в сульфидах рудопроявления Южный Карасан (Га — галенит, Хп — халькопирит, Сф — сфалерит, Пи—пирит).

а — процент элемента от общего его количества в руде; *б* — процент элемента от суммы средних содержаний элементов-примесей в сульфидах.

Изучение закономерностей распределения элементов-примесей в главных сульфидах Южного Карасана с учетом их относительных количественных соотношений показало, что основная масса серебра, теллура, висмута, таллия и значительная часть селена и индия приурочена к преобладающему минералу — пириту, являющемуся их носителем. То же можно сказать о никеле и кобальте, которые не рассмотрены из-за недостатка анализов. Таким образом, пирит, широко развитый в рудопроявлениях рассматриваемого региона, наряду с другими сульфидами должен рассматриваться как источник многих редких элементов.

Глава VI

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

На формирование колчеданно-полиметаллического оруденения Юго-Западно-Гиссарской структурно-формационной зоны большое влияние оказали метаморфизм руд, особенности стадийности, геохимические особенности процесса минералообразования, глубина и многие другие факторы.

МЕТАМОРФИЗМ РУД

Тектонические деформации проявлялись на рассматриваемых месторождениях неоднократно: до рудоотложения, во время рудного процесса и после формирования руд, в результате чего возникли сложные взаимоотношения между вмещающими породами и оруденением, различными минеральными парагенезисами и минералами.

Породы, вмещающие оруденение, претерпели до начала рудного процесса три вида тектонических деформаций: брекчирование, разлинзование и рассланцевание.

Брекчирование наиболее отчетливо выражено в карбонатных породах (Южный Карасан, Хандиза, Сулукуль) и окварцованных туфах липаритового порфира (Хандиза). Обломки передробленных пород обволакиваются тонкорастертым, рассланцованным, серицитизированным и хлоритизированным материалом, по которому метасоматическим путем развивается сульфидная минерализация. Сами обломки частично или полностью также замещаются сульфидами. В результате образуются эпигенетические руды брекчиевой текстуры.

Интенсивно передробленные породы встречаются главным образом в призамковой части мелких антиклинальных складок. В крыльях их, в результате движения надвигового характера, породы разлинзовывались и рассланцовывались. Избирательное метасоматическое замещение этих пород обусловило образование руд унаследованно-линзовидного и сланцеватого строения (руды в туфах липаритового порфира месторождения Хандиза). Характер развития оруденения и унаследование строения деформированных (дробленых, разлинзованных, рассланцованных) пород рудами, свидетельствует о наложенном характере оруденения (Панкратьев, 1966).

Сульфидные руды также подвергались действию метаморфизма, в результате чего произошла интенсивная деформация минералов, их перекристаллизация, преобразование и переотложение, существенно изменившие облик руд. Так, под действием направленного давления в

рудах образовались наложенно-полосчатые (сланцеватые) текстуры. Наиболее ярко метаморфизм проявился в колчеданных рудах из карбонатных пород Хандизы, в которых пирит раздроблен, трещиноват и несет признаки гранокластической, порфирокластической и других структур деформаций. Трещины катаклазированных кристаллов пирита заполнены мелкообломочным материалом. Измельчение наблюдается и на стыках пиритовых кристаллов. При их частичном дроблении и истирании образуются линзовидные формы и кристаллы со сглаженными очертаниями (рис. 54).

Интенсивное дробление и другие признаки хрупких деформаций кристаллов пирита проявляются на многих рудопроявлениях и лишь в рудах Южного Карасана имеют локальное развитие. Для них более характерно полиморфное преобразование минералов. Так, почти повсеместно отмечаются пластинчатые агрегаты пиритовых зерен, свидетельствующие об их первично марказитовой природе. А. Г. Бетехтин (1954) указывал, что в метаморфизованных рудах исчезают марказит, вюртцит, энаргит как неустойчивые модификации или соединения и появляются другие минералы того же или иного состава (пирит, сфалерит, теннантит и др.). Для полиметаллических руд Алтая подобные преобразования описаны Б. И. Вейц (1957) и Т. Н. Шадлун (1951).

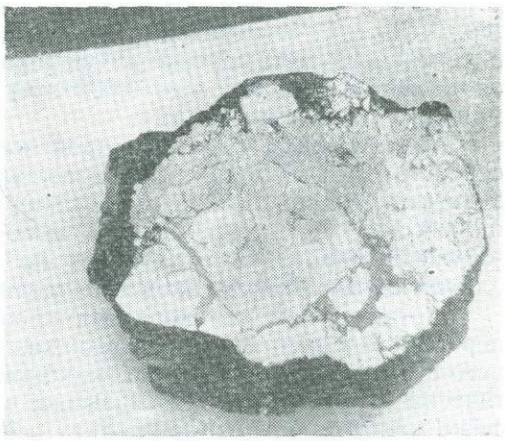


Рис. 54. Серноколчеданная руда массивно-неравномернозернистой текстуры. Сильно катаклазированный кристалл пирита окружен более мелкими развальцованными его обломками. Хандиза, пл. штуф 1629.

В результате интенсивного проявления метаморфизма кристаллы пирита не только дробились, растрескивались и истирались, но и преобразовывались по схеме: пирит—мельниковит (дисперсный) —мельниковит-пирит—метаморфический пирит (Баталов, Панкратьев, 1962). В регенерированных кристаллах пирита зональность не обнаруживается.

Катаклаз, повсеместно развитый в серноколчеданных рудах, способствовал наиболее легкому проникновению цинк-медь-свинецсодержащих растворов и определял форму агрегатов зерен сфалерита, халькопирита и галенита, которые заполняли промежутки между деформированными кристаллами пирита, трещинки в нем, образуя местами густую сеть прожилков и многочисленные оторочки.

Часто наблюдается коррозия обломков кристаллов пирита сфалеритом, халькопиритом, галенитом в их гипидиоморфнозернистых срастаниях. Сфалерит и халькопирит обычно находятся в тесном срастании и, следовательно, не испытали на себе сильных тектонических нагрузок, так как в противном случае они должны были бы обособиться друг от друга (Шадлун, Розанов, 1949).

Однако в локальных участках минералы первой полиметаллической стадии подвергались действию метаморфизма, который выразился в пластической деформации, незначительном катаклазе и переотложении.

О катаклазе свидетельствуют серии трещин отрыва в сфалерите, нередко выполненных халькопиритом. Следы пластической деформации — перекристаллизация, образование двойников давления, наблюдаются преимущественно в зальбандах согласных рудных прослоев и линз *полосчатого строения*.

Результатом деформации, наиболее широко проявленной в сфалерите, является образование тонких двойников одинаковой ширины, ориентированных вдоль контактов по простиранию рудных тел, что указывает на формирование их под действием направленного давления (Рамдор, 1962). В полиметаллическо-колчеданных рудах из нижней вулканогенной толщи месторождения Хандиза отмечаются случаи изгиба двойников давления сфалерита — деформация блокованием (Григорьев, 1961). Результатом проявления метаморфизма является также отсутствие в сфалеритах эмульсии халькопирита, который обособляется в промежутках зерен сфалерита и в виде нитевидных прожилков, секущих сфалерит и переходящих нередко в пирит. В местах наиболее интенсивного метаморфизма сфалерит полностью перекристаллизовался в мелкозернистый (до 0,002 *мм*) агрегат и в отдельных участках принял линзовидную форму.

Метаморфизм наиболее проявился в железистых сфалеритах, где секущие его трещинки выполнены клейофаном, образовавшимся в результате перекристаллизации сфалерита. В процессе перекристаллизации из железистых сфалеритов высвобождалось железо, которое в виде эмульсии пирротина отлагалось по спайности сфалерита, что также служит одним из признаков проявления метаморфизма.

Метаморфизм халькопирита проявился в образовании прожилков перекристаллизации зернистого халькопирита двойникового внутреннего строения; при этом в халькопирите основной массы двойники практически отсутствуют, что указывает на значительно больший метаморфизм халькопирита в прожилках. В некоторых зернах халькопирита наблюдаются изгибы двойниковых швов. Характер прожилков и взаимоотношения их с вмещающей средой не отличаются от описанных нами ранее прожилков перекристаллизации кварца (Панкратьев, 1963).

Метаморфизм галенита выразился в пластической деформации (изогнутые трещинки спайности и др.). Подобные признаки метаморфизма галенитов описаны Н. Н. Пеньковым (1960) для месторождения Среднего (Рудный Алтай).

Наряду с пластичными минералами (халькопиритом, сфалеритом, галенитом) действие более позднего метаморфизма испытал и пирит. Агрегаты, сложенные пиритом, сфалеритом, галенитом, пересекаются сетью мелких трещинок, что свидетельствует о незначительном проявлении катаклаза одновременно во всех указанных минералах.

В переотложении сульфидов, по-видимому, большую роль играли динамометаморфизм, температура и химическая активность растворов, обусловившие растворение минералов ранних стадий. Рудные компоненты переотлагались в виде маломощных прожилков по трещинкам во вмещающих породах и самих рудах. Для них характерен тот же комплекс минералов, что и для основных руд: пирит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, галенит, а из нерудных — кварц, доломит, барит, но значительно обедненных элементами-примесями.

При переотложении полиметаллическо-колчеданной руды на месторождении Южный Карасан, в тонких (около 1 *мм*) прожилках второй полиметаллической стадии часто наблюдается зависимость их состава от состава пересекаемых минеральных агрегатов.

Так, в местах пересечения сфалерита первой генерации прожилок выполнен клейофаном, далее, в карбонатной среде, он резко переходит в доломитовый. Аналогичные факты установлены и в рудах месторождения Хандиза.

Наиболее интенсивно метаморфизм руд, после отложения сульфидов первой полиметаллической стадии, проявился на месторождении Хандиза, где получили широкое развитие метаморфические прожилки второй полиметаллической стадии. Характер их развития указывает на связь с послерудными нарушениями.

Действие более позднего метаморфизма наблюдается и на сульфидах второй полиметаллической (метаморфической) стадии. Оно проявилось в образовании тонких, как бы размазанных пленок сульфидов на плоскостях скольжения в различных породах (микрокварцитах, туфах липаритового и липарит-дацитового порфира, андезитовых порфиритах и т. д.). Регенерация руд после образования метаморфических прожилков выразилась главным образом в формировании редких кварц-карбонатных прожилков переотложения с включениями халькопирита, фиксирующихся в верхней части разреза нижнекарбоновых отложений месторождения Хандиза.

Таким образом, колчеданно-полиметаллическое оруденение имеет довольно сложную историю формирования. Ему предшествовали брекчирование, разлинзование и рассланцевание вмещающих пород. В результате избирательного метасоматического замещения различно деформированных пород в них образовались руды полосчатой, сланцеватой, псевдобрекчиевой и других текстур, подчеркнутых последующим метаморфизмом.

Наличие обломков вмещающих пород в сульфидных рудах, разветвленность рудных тел, изменчивый характер их контактов (переходящий от согласия к явному несогласию), унаследованность рудами текстур вмещающих пород свидетельствует, что основная масса руд колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Юго-Западного Гиссара эпигенетична по отношению к вмещающим породам.

Сульфидные руды также были подвержены метаморфизму, в результате которого произошла интенсивная деформация рудных и нерудных минералов, их перекристаллизация и переотложение, существенным образом изменившие облик руд. Проявление метаморфизма руд было трехкратным: после отложения основной массы пирита; после образования метасоматических полиметаллических руд и после завершения формирования руд.

Степень метаморфизованности руд, различную интенсивность проявления метаморфизма в сульфидах можно использовать как один из критериев при выделении стадий или этапов минералообразования. Так, в сульфидных рудах Хандизы пирит испытал более интенсивный метаморфизм, чем сфалерит, галенит, халькопирит, тогда как при их одновременном метаморфизме, согласно ряду П. Рамдора, характеризующему податливость минералов к метаморфизму, должно было бы наблюдаться уменьшение степени метаморфизма в направлении халькопирит—сфалерит—блеклая руда—пирит. Более сильный метаморфизм пирита свидетельствует о том, что он подвергался действию деформации до отложения сфалерита, халькопирита, галенита, блеклых руд, т. е. образовался в более раннюю стадию.

Интенсивное проявление более позднего метаморфизма может затушевать картину раннего метаморфизма, что, по-видимому, обусловливает мнение об однофазности оруденения (с последующим метаморфизмом) колчеданных месторождений Урала и Алтая.

Периоды минералообразования		Минералы		Элементы характерные для стадии	Элементы примеси в главных минералах стадии	Минеральные типы					Выполнения пустот и метасоматоз	Характерные особенности процесса	Перспективность (для каждой стадии)
Этапы	Стадии	Рудные	Нерудные			Халькопирит-пирротиновый	Галенит-сфалеритовый	Сфалерит-пиритовый	Халькопирит-галенит-пирит-сфалеритовый	Галенит-сфалеритовый			
Метаморфический	Кварц-карбонатная	Халькопирит галенит	КВАРЦ, КАЛЬЦИТ	Si, Ca, Cu, S								I	VII
	Вторая полиметаллическая	СФАЛЕРИТ, ГАЛЕНИТ халькопирит, пирит бл руды, аргентит и др.	ДОЛОМИТ, БАРИТ, кальцит, анкерит, кварц	Si, Ba, Ca, Zn, Pb, Ag Cu, Sb, Fe, Mg, S	Cd, Ag, Te, Tl, Hg, Ga							II	VIII
Этап рудообразования	Первая полиметаллическая	СФАЛЕРИТ, ХАЛЬКОПИРИТ, ГАЛЕНИТ, бл руды, аргентит, буланжерит и др	Кварц, серицит	Zn, Pb, Cu, Sb As, Ca, Fe, Si, S	Mn, Cd, Se, Te, Ba, Ag, Bi, In, Sn, Ga, Tl							III	IX
	Серно-колчеданная	ПИРИТ, пирротин, марказит, мельниковит-пирит, арсенопирит	Кварц, хлорит, серицит, кальцит, барит	Fe, Si, Mg Al, K, Ca, S	Se, As, Mn, Ni, Co							IV	X
	Стадия гидротермального изменения вмещающих пород	ПИРИТ, пирротин, марказит, магнетит, гематит	КВАРЦ, ХЛОРИТ, СЕРИЦИТ, мусковит, кальцит	Mg, Al, Si Ca, Fe, K, S	Mn, Ti, Ni, Co, Ba, Sr, V, Cr, Be, Se, Ga, Zr, Yb, J							V	XI
Седиментогенно-диагенетический		ПИРИТ, ГЕМАТИТ	КВАРЦ, кальцит	Ca, Si, Fe, S	Pb, Zn, Cu							VI	XII

1 2 3

ЭТАПЫ И СТАДИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

По мнению большинства исследователей, разнообразие рассматриваемых свинцово-цинковых месторождений Южного Узбекистана обусловлено проявлением различных этапов и стадий гидротермального процесса (С. Т. Бадалов, И. М. Голованов, Б. Ф. Василевский, А. Д. Шмулевич, Т. Ш. Шаякубов, П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова, З. Мурадов). Проведенные нами исследования особенностей рудоотложения, околорудных изменений вмещающих пород, минералогии руд, текстур и структур руд, метаморфизма руд, распределения элементов-примесей в главнейших рудных минералах, а также анализ существующих представлений о процессах минералообразования на свинцово-цинковых месторождениях Южного Узбекистана (Исамухамедов и др., 1962; Василевский, 1964; Бадалов и др., 1965 и др.), позволили установить, что формирование колчеданно-полиметаллического оруденения происходило в три этапа: седиментационно-диагенетический; рудообразования и метаморфический, включающие ряд стадий (рис. 55).

Седиментационно-диагенетический этап. Выразился в образовании сингенетичных концентраций главным образом пирита среди нижнекарбоновых осадочно-вулканогенных отложений и последующем их диагенетическом преобразовании. Наиболее обильные скопления пирита ритмически-полосчатой текстуры характерны, как упоминалось выше, для некоторых горизонтов туфов липаритового порфира месторождения Хандиза. К образованиям этого типа, по-видимому, можно отнести также некоторые рудные тела из карбонатных пород Южного Карасана и др. По простиранию и мощности сульфидные образования иногда переходят в окисные, что, как известно (Смирнов, 1969; Скрипченко, 1970), связано с изменением кислотно-щелочных свойств среды, в которой протекало рудоотложение. Так, в висячем боку Центральной рудной залежи месторождения Хандиза сульфидные руды переходят в кремнисто-гематитовые; на участке Чинарсай также широко распространены кремнисто-гематитовые образования, которые по существу являются восточным продолжением главной рудной зоны месторождения Хандиза.

Широкое развитие в Южном Узбекистане сингенетичных накоплений металов в связи с нижнекарбоновым вулканизмом подтверждается

Рис. 55. Схема формирования колчеданно-полиметаллического оруденения Юго-Западного Гиссара.

I—формирование редких безрудных прожилков в значительном удалении от рудных зон; II—частичное переотложение главнейших минералов руд, увеличение роли бирита. Характер оруденения—прожилково-вкрапленный. Снижение концентраций элементов-примесей за исключением Cd, Hg; III—характерная зависимость отношения Zn:Pb от количества пирита в рудах. Форма рудных тел линзообразная и пластообразная. Повышение концентрации Se, Bi, Ag, Cd, Ga, Zn в главных сульфидах. Образование самостоятельных минералов Bi, Ag, Au, Co, Ni, Sb, As; IV — формирование серноколчеданных рудных тел. Отложение коллоидных и истинных растворов. Железо заимствуется из вмещающих пород. Обогащенность Ni и Co отложение основной массы Se, Te, Bi, Ag, Au, Tl в пиритах; V—в метаморфической толще образование кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых метасоматитов, в вулканогенной—вторичная кварцитизация и пропилитизация, в карбонатной—окварцевание и хлоритизация. Проявление Ga, Tl; VI—формирование сингенетичных концентраций пирита среди нижнекарбоновых осадочно-вулканогенных отложений с последующим их диагенетическим преобразованием; VII—представляет минералогический интерес; VIII—практически неинтересна. Минерализация может быть использована в качестве поискового критерия на промышленные полиметаллические руды; IX—месторождения и рудопроявления различных масштабов. Имеются перспективы на выявление промышленного оруденения; X—серный колчедан благоприятен для последующего отложения полиметаллической минерализации; XI—масштабы оруденения зависят от интенсивности процессов изменения пород. Наиболее благоприятны для последующего отложения сульфидного оруденения хлоритизированные и серицитизированные породы; XII—пирит благоприятен для последующего отложения полиметаллов и является прямым поисковым признаком на колчеданно-полиметаллическое оруденение. Колонки *7—10*—интенсивность проявления стадий; *11*—метасоматоз (заштриховано) и выполнение пустот (точки); крупным шрифтом—главные минералы.

результатами исследований А. В. Покровского (1965), показавшего, что среди средневизейских отложений имеются сингенетично-ожелезненные прослои туфоаргиллитов и туфопесчаников; ожелезнение выражается в наличии существенной примеси окислов и гидроокислов железа. Помимо этого нами наблюдались ожелезненные прослои среди горизонтов карбонатных пород Хандизинского рудного поля, рудопроявлений Хаджабарку и Бельауты.

С явлениями диагенеза связан процесс старения сульфидных гелей — их коагуляция, агрегация и дегидратация. Агрегация проявилась в собирании мельчайших частиц сульфидов в глобули, глобулиты и почковидные агрегаты; дегидратация — в уплотнении гелевых масс, сопровождающемся их перекристаллизацией. Нередко устанавливается мелкокристаллическое строение колломорфных и сферических образований пирита.

Этап рудообразования. Включает стадии предрудного гидротермального изменения вмещающих пород, серноколчеданную и первую полиметаллическую.

Стадия предрудного гидротермального изменения вмещающих пород характеризует их ранний метаморфизм. Гидротермальные растворы циркулировали вдоль наиболее нарушенных участков рудовмещающих пород, взаимодействуя с ними, и вызывали перекристаллизацию, выщелачивание, переотложение компонентов. В результате сформировались гидротермально-метасоматические породы. Метасоматические процессы этой стадии накладывались на зоны дробления, будинажа и рассланцевания пород, а также создавали около них сравнительно широкие ореолы изменений. Устанавливается влияние литологического состава пород на характер дорудного изменения. Вулканогенные породы кислого состава превращены в породы, близкие по типу вторичным кварцитам, реже пропилитизированы, андезитовые порфириты пропилитизированы, карбонатные породы окварцованы и хлоритизированы.

В строении зоны вторичной кварцитизации установлена зональность. Внешней подзоной является серицит-кварцевая (перекристаллизованные и серицитизированные вулканогенные породы), затем следует монокварцевая, хлоритовая и кварц-серицитовая подзона, непосредственно контактирующая с сульфидным оруденением и состоящая в основном из серицита. Подзона серицит-кварцевых пород характеризуется относительной инертностью Si, Al, Mg и подвижностью Na и Ca, что обусловливает изменение плагиоклазов во внешней зоне. В подзону существенно кварцевых пород привносится Si и выносятся из нее Al, Mg, K, Na, Ca, в результате чего происходит окварцевание. Для хлоритовой подзоны характерен значительный вынос Si, Na, K и привнос Al, Mg, Ca, Fe. Из подзоны кварц-серицитовых пород выносятся Si, Mg, Ca, Na и привносятся Al, K, Fe.

Некоторое осложнение в развитие указанных зон вносит первичная неоднородность рудовмещающей осадочно-вулканогенной толщи, в которой нередко (Хандиза) кристалло- и литокластические туфы кислого состава переслаиваются с витрокластическими, а также кремнистыми и др. породами. Однако почти всегда выдерживается следующая последовательность зон гидротермального метаморфизма: рудное тело, серицитовая, серицит-хлоритовая зоны, зона окварцевания. Располагаются они асимметрично по отношению к рудовмещающим структурам и обычно значительно шире под рудным телом, чем над ним.

Пространственная связь измененных пород с рудоконтролирующими структурами, широкое развитие даек и интенсивное их изменение (хло-

ритизация, серицитизация, пиритизация, карбонатизация и альбитизация) свидетельствуют о том, что метасоматические преобразования вмещающих пород обусловлены более глубинными гидротермальными процессами, парагенетически связанными с субвулканическими дайками. Это близко к представлениям Д. С. Коржинского (1955).

Зона вторичных кварцитов в верхней части разреза нередко сменяется пропилитовыми изменениями. Сильная разложенность плагиоклазов, их слабая альбитизация, отсутствие среднетемпературных минералов, эпидота и биотита позволяют предположить, что они образовались на глубине не более 1 *км* (третья фация по Д. С. Коржинскому).

Пропилитизация более основных пород (андезитовых порфиритов Кызылсая и Южного Карасана) по своим особенностям резко отличается от среднетемпературной пропилитизации Турьинского типа тем, что для нее не характерны эпидот и актинолит, которые фиксируются лишь как редкие минералы;[1], и от низкотемпературной пропилитизации Трансильвании (Коржинский, 1961) присутствием альбита и замещением плагиоклаза вторичными кальцитом, кварцем, хлоритом и др. Пропилитизация протекала под действием восходящих гидротермальных растворов, о чем свидетельствует тесная связь пропилитизированных пород с тектоническими зонами.

В стадию предрудного гидротермального изменения вмещающих пород количество химических компонентов, переотложенных из вмещающих пород (Si, K, Mg, Al, Fe и др.), резко преобладает над привнесенными. Судя по ассоциации возникших при этом минералов, изменение вмещающих пород было вызвано воздействием на них слабокислых и слабощелочных растворов. В эту стадию кислотного выщелачивания повсеместно в виде равномерной вкрапленности образуется пирит в постоянной ассоциации с кварцем, хлоритом и серицитом. Пирит образовался в результате взаимодействия сероводорода с железом, перешедшим в раствор из разложившихся силикатов, что согласуется с данными по современному вулканизму (Набоко, 1963). Этим объясняется равномерная распыленность раннего сульфида железа во вмещающих породах.

Количество пирита зависит от исходного состава пород — в более железистых (андезитовые порфириты, метаморфические сланцы и др.) его значительно больше, чем в маложелезистых.

В местах больших скоплений пирита хлорит высокоглиноземистый и маложелезистый (клинохлор-прохлорит), подобно колчеданным месторождениям Урала (Наковник, 1943).

Для минералов дорудного изменения пород характерны петрогенные элементы-примеси: бериллий (акцессорный), скандий, ванадий, хром, марганец, барий, стронций, никель и кобальт, заимствованные из вмещающих пород, а также элементы, обладающие двойственной геохимической природой — литофильными и халькофильными свойствами, к которым относятся галлий, в меньшей степени таллий и германий (акцессорный), мало характерный для района в целом.

Продукты стадии дорудного изменения служат важным поисковым признаком на колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Сернаколчеданная стадия проявилась на всех месторождениях, особенно широко на нижних горизонтах месторождений Куль-

[1] Исключение составляют пропилитизированные породы Сулукуля, в которых эпидот широко распространен.

дара, Сулукуль, Южный Карасан, Кызылсай, Хандиза, где преобладают серноколчеданные и полиметаллически-колчеданные руды.

В эту стадию происходили массовое отложение и переотложение сульфидов железа в форме марказита, пирита, пирротина и их метаморфические преобразования, а также отложение и переотложение кварца, доломита, кальцита, хлорита, серицита и талька. Пириты серноколчеданной стадии отличаются от пиритов стадии предрудного изменения относительно крупными размерами кристаллов и более высокими содержаниями и частотой встречаемости главнейших элементов-примесей. Сульфиды железа осаждались из истинных и коллоидных растворов. Одним из первых отлагался мельниковит кристаллизующийся впоследствии в пирит по схеме: мельниковит — мельниковит-пирит—пирит. При переходе мельниковита (Fe_3SO_4) в мельниковит-пирит или пирит (FeS_2) высвобожденное избыточное железо соединялось с вновь поступавшей серой (в форме H_2S), в результате чего образовался пирит, который фиксируется в виде мелких кристалликов, приуроченных к трещинкам пирита первого генетического типа. Динамометаморфизм вызвал дальнейшее преобразование сульфидов железа, в результате чего бисульфиды железа первого генетического типа прошли сложный путь метаморфического преобразования: пирит—мельниковит (дисперсный)—мельниковит-пирит—пирит (Баталов, Панкратьев, 1962). Наиболее четко все эти особенности устанавливаются на Центральном участке Хандизы.

Пиритовые руды иногда переходят с глубиной в пирит-пирротиновые и пирротиновые (рудопроявление Кульдара), что зависит от изменения соотношения железа и серы в рудообразующих растворах. Образование пирротина возможно как в случае недостатка серы, так и в случае малой активности серы при высокой ее концентрации. «Последнее может иметь место при повышенном значении окислительно-восстановительного потенциала и щелочном характере растворов, благоприятствующих переходу части Fe^{2+} в Fe^{3+} (Смирнов, 1969).

Марказит более характерен для рудопроявлений Южный Карасан и Чакчар. Небольшое количество его, по сравнению с пиритом, свидетельствует о сравнительно высокой температуре и низкой кислотности растворов в серноколчеданную стадию. При более низкой температуре и большей кислотности марказит преобладал бы над пиритом (Гинзбург, 1943).

В качестве одного из критериев при выделении серноколчеданной стадии мы использовали различие в интенсивности метаморфизма сульфидов — более интенсивный метаморфизм пирита по сравнению со сфалеритом, галенитом, халькопиритом и блеклыми рудами.

Особенностью комплекса элементов-примесей серноколчеданной стадии является повышение роли халькофильных элементов. Галлий и германий здесь очень редки; таллий концентрируется в пирите; более характерны селен, теллур, висмут, никель, кобальт, серебро, мышьяк, золото.

Следует подчеркнуть некоторую обогащенность растворов этой стадии, особенно в Чакчарских горах (рудопроявление Чакчар), никелем и кобальтом. Геохимическое родство никеля с серой (Бетехтин, Генкин, 1951) и повышенная концентрация его в растворах, наряду с железом, явились результатом образования твердого раствора FeS_2 и NiS_2 с ограниченной смесимостью, что в свою очередь привело к отложению пирита с зонами, богатыми никелем (десятые доли %) и кобальтом (сотые доли %). Кобальт, находясь в геохимической близости с железом, частично изоморфно замещает его в пирите. Прямая корреляция

между содержаниями никеля и кобальта в породах и пиритах из тех же пород свидетельствует о частичном заимствовании их из пород.

В концентрации селена и теллура определенное значение имела кристаллическая зрелость пирита, что объясняется одноименностью зарядов коллоидных частиц сульфидов железа, селена и теллура, являющихся анионами (Юдин, 1964), а также отсутствием продуктов более поздней полиметаллической стадии, являющихся концентраторами селена и теллура. Пирит вследствие широкого распространения играет немаловажную роль в концентрации основной массы селена, теллура, таллия, висмута, серебра. Отсюда и большое практическое значение серноколчеданной стадии, продукты которой могут быть использованы не только в сернокислотном производстве, но и для получения некоторых редких элементов.

Первая полиметаллическая стадия проявилась на всех рудопроявлениях, за исключением Кульдары. Она отделяется от серноколчеданной тектоническими подвижками и процессом метаморфизма бисульфидов железа. В процессе ее отложилась основная масса сфалерита, галенита, халькопирита, блеклых руд, которые встречаются в тесной ассоциации почти во всех текстурных разновидностях. Последовательность их выделения: сфалерит—халькопирит—галенит—блеклая руда. Минералы этой стадии отлагались преимущественно метасоматическим путем, в средах, в которых повышался pH рудоносных растворов (серицитовых, хлоритовых, карбонатных и др. породах). В этих условиях равновесие $2H^+ + S^{2-} = H_2S$, как известно, сдвигается влево вследствие удаления водородного иона OH^- в виде недиссоциированной H_2O, и концентрация ионов S^{2-} сильно увеличивается, что весьма благоприятно для выпадения в осадок сульфидов свинца, цинка и меди (Бетехтин, 1955).

В образовании сфалерит-халькопирит-галенитового комплекса участвовали также коллоидные растворы, о чем свидетельствуют колломорфные структуры галенита и сфалерита.

В ряде рудопроявлений (Чакчар, Харкуш и др.) отложению сульфидов предшествовало образование прожилков и гнезд кварца и карбоната.

Большое значение в распределении свинца, цинка и меди в рудах имеет состав вмещающих пород и обогащенность их пиритом. Так, наиболее благоприятные породы для отложения свинца — карбонатные; для отложения меди — силикатные, меди и цинка — карбонатные, обогащенные пиритом, андезитовые порфириты, туфы липаритового и липарит-дацитового порфира.

Широкое замещение пиритов сульфидами первой полиметаллической стадии дает основание предполагать, что при их образовании железо и сера могли заимствоваться гидротермальными растворами из пиритсодержащих пород. Возможность образования сульфидов меди из медьсодержащих растворов путем взаимодействия их с пиритом подтверждена экспериментальными исследованиями (Панкратьев, Искандеров, 1966).

Сфалерит-халькопирит-галенитовый парагенетический комплекс отличается от раннего пирротин-пирит-марказитового (серноколчеданной стадии) более широким развитием халькофильных (кадмий, индий, селен, теллур, золото, серебро, висмут) и сидерофильных (никель, кобальт) элементов и незначительным — элементов с двойственной геохимией (лито-, халькофильные галлий и таллий). Распределение каждого элемента зависит от основных компонентов руд: свинца, цинка, меди, серы, с которыми они геохимически связаны. При этом каждый из

главных рудных минералов является концентратором определенных элементов: сфалерит — кадмия, галлия, индия; халькопирит — индия, галлия, серебра; галенит — серебра, висмута, селена, теллура.

Содержание селена и теллура в сульфидах увеличивается к концу стадии в связи с повышением кислородного потенциала и падением парциального давления серы в растворе, на что указывает отложение блеклых руд вслед за галенитом (Юшко-Захарова, 1964), а также вследствие максимального сродства селена со свинцом в ряду: Fe, Zn, Co, Ni, Cu, Hg, Bi, Ag, Pb (Синдеева, 1959).

Висмут и серебро находятся в сульфидах как в виде изоморфных примесей, так и в форме самостоятельных минералов (самородный висмут, серебро, фрейбергит, шапбахит, пираргирит, полибазит, аргентит).

Особенностью проявления первой полиметаллической стадии на рудопроявлении Вуары является наличие минералов никеля (бравоит) и кобальта (кобальтин). Образование бравоита, как отмечает А. Г. Бетехтин (1953), происходит при температурах ниже 300° из растворов с повышенной концентрацией серы, обычно в парагенезисе с галенитом и сфалеритом. Большинство исследователей (Рамдор, 1962; Бетехтин, Генкин 1951 и др.) считают бравоит низкотемпературным образованием, возникшим под воздействием поверхностных вод, не отрицая однако возможности его гидротермального происхождения. Тесные взаимопрорастания бравоита с сульфидами сфалерит-халькопирит-галенитового комплекса позволяют утверждать его гидротермальный генезис.

Наличие упомянутых редких минералов свидетельствует о среднетемпературных условиях этой стадии. Так, кристаллизация самородного висмута происходит при температуре 269—271° (Рамдор, 1962; Годовиков, Колонин, 1964 и др.), распад твердого раствора $AgBiS_2$—PbS при 225° (Рамдор, 1962), образование бравоита при 300° (Бетехтин, 1953). Увеличение галлия и уменьшение индия к концу процесса при отношении их 0,4—2,2 также отвечает среднетемпературным условиям, что согласуется с данными декрепитационного анализа. Присутствие самородных элементов указывает на то, что в течение первой полиметаллической стадии в локальных участках существовали восстановительные условия.

Метаморфический этап делится на вторую полиметаллическую и кварц-карбонатную стадии.

Вторая полиметаллическая стадия отделена от первой внедрением даек диабазовых порфиритов. Она выражена в переотложении минералов первой полиметаллической стадии и формировании кварц-карбонат-сульфидных прожилков. Минералы второй полиметаллической стадии отлагаются преимущественно путем выполнения пустот; метасоматическое образование минералов отмечается реже. Для этой стадии характерен тот же комплекс сульфидных минералов, что и для первой, но в незначительном количестве, и жильных минералов — кварца, кальцита, реже брейнерита, анкерита, сидерита и барита. Широкое развитие барита, предшествовавшего выделению рудных минералов, указывает на то, что в этот период кислородный потенциал был относительно высоким, т. е. растворы были кислыми. В связи с этим усиливалась и подвижность кремнекислоты (образование прожилков кварца).

Устанавливается четкое пересечение прожилками, сложенными минералами второй полиметаллической стадии, сульфидов первой полиметаллической стадии. Наиболее интенсивно метаморфические прожилки второй полиметаллической стадии проявились на месторождении Хандиза.

Геохимической особенностью сульфидов второй полиметаллической стадии является их бедность элементами-примесями. Отчетливо наблюдается понижение содержаний висмута, никеля, индия, селена и теллура; незначительное увеличение концентрации кадмия в сфалерите; повышение частоты встречаемости и концентрации ртути и галлия; изменение отношения висмута к сурьме (в галените второй полиметаллической стадии оно меньше единицы, тогда как в раннем намного выше).

Кварц-карбонатная стадия выделяется на основании часто встречающихся прожилков, состоящих из кварца, карбоната, халькопирита. Они пересекают колчеданно-полиметаллические руды и гидротермально измененные породы. Наиболее часто встречаются в надрудной толще алевролитов, туфопесчаников, конгломератов намюра на месторождении Хандиза.

Формирование месторождений заканчивается гипергенными изменениями руд, в результате которых образовалась зона окисления.

О ГЕНЕЗИСЕ И ВОЗРАСТЕ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Представления о генезисе и возрасте месторождений, отнесенных к колчеданно-полиметаллическому типу, противоречивы. Долгое время господствовало мнение, что в Юго-Западном Гиссаре наиболее продуктивным был послебатолитовый дайковый этап развития района, который и обусловил формирование рассматриваемых рудопроявлений (Исамухамедов и др., 1962; Василевский, 1964 и др.). При этом доказывалась генетическая связь оруденения с кислыми и умереннокислыми магматическими расплавами и парагенетическая связь с дайковыми образованиями пермского возраста.

З. М. Мурадов и Г. Х. Клиблей (1967) считают возраст оруденения более поздним по отношению к самым «юным» дайкам диоритовых и диабазовых порфиритов района.

В 1965 г. нами высказано предположение о генетической связи колчеданно-полиметаллического оруденения Хандизинского и других месторождений с нижнекарбоновым плутоно-вулканическим комплексом (Покровский, Панкратьев, 1965).

Б. Ф. Василевский (1968), развивая представления о связи полиметаллического оруденения с дайковым комплексом пермо-триаса, относит к нему и субвулканические образования.

Проведенное нами геолого-петрографическое изучение даек (Покровский, Панкратьев, 1965), позволило расчленить их на три возрастные группы. Наиболее ранние субсогласные, межпластовые и штокообразные тела диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров и альбитофиров имеют субвулканический характер и относятся по возрасту к нижнему карбону (визе — нижний намюр). На нижнекарбоновый возраст и субвулканический характер этих даек, наряду с ранее отмеченными особенностями (Покровский и др., 1965) указывают следующие факторы: 1) субсогласное, межпластовое залегание их среди вулканогенно-осадочной толщи визейского возраста, преимущественно в нижней ее части; 2) петро-геохимическое соответствие экструзивных и субвулканических образований с вулканогенными породами визейского яруса; 3) находки в районе Хандизинского месторождения (А. Г. Шмелев) галек кварцевых порфиров, аналогичных галькам нижнекарбоновой липаритовой формации; 2) перекрытие суб-

вулканических тел кварцевых порфиров на юге г. Сурхантау, согласно наблюдениям Т. Н. Далимова и Т. Шарипова (1969), фаунистически охарактеризованной сагдорской свитой (C_2b) и т. д. Не останавливаясь более на подобных фактах, подчеркнем, что многие из субвулканических образований, относимых ранее по возрасту к пермо-триасу, по данным А. В. Покровского, Т. Н. Далимова, Т. Шарипова, В. А. Арапова, В. В. Михайлова и др., имеют нижнекарбоновый возраст. Вторая группа секущих даек представлена карцевыми диорит-порфиритами и кварцевыми сиенито-диорит-порфиритами, переходящими в соответствующие порфировидные разности. Они являются производными герцинского гранитоидного интрузивного комплекса. Третья группа крутопадающих секущих даек представлена субплатформенными плутоническими дайками завершающего этапа развития региона — диабазовыми порфиритами.

Как показывают наблюдения, колчеданно-полиметаллическое оруденение повсеместно пространственно и структурно приурочено к нижнекарбоновой серии даек и накладывается на них и вмешающие осадочно-вулканогенные породы. Интенсивное постмагматическое их преобразование (хлоритизация, серицитизация, окварцевание, пиритизация, карбонатизация, альбитизация) фактически представляет собой околорудное изменение. Дайки герцинского гранитоидного комплекса— вторая группа, с которыми в Южном Гиссаре связана редкометальная минерализация на площади рассматриваемых месторождений не имеют признаков интенсивных гидротермальных метасоматических изменений, характерных для первой группы даек и гидротермально-измененных вмещающих пород (низко-среднетемпературная пропилитизация) и содержат местами лишь незначительную вкрапленность и прожилки пирита и других сульфидов. Кроме того, на месторождении Хандиза дайка кварцевого сиенито-диорита пересекает нарушение меридионального простирания, по которому смещена межпластовая дайка гранодиорит-порфира и структурно связанная с ней рудоносная зона, что указывает на послерудный возраст дайки кварцевого сиенито-диорита. Дайки диабазовых порфиритов пересекают, в свою очередь, дайки сиенито-диорита и рудные тела. На Центральном участке месторождения Хандиза нами установлен секущий тектонический контакт дайки лампрофировидного диабаза с рудным телом, выполненный рассланцованным рудным материалом и обломками оруденелого доломита. Свинцово-цинково-колчеданные руды на контакте с дайкой претерпели интенсивный динамометаморфизм. Сама дайка на контакте с рудным телом содержит тонкие прожилки халькопирита и галенита позднего метаморфического этапа. Других признаков изменения, кроме незначительной пиритизации зоны закала и автометаморфизма (главным образом серицитизации) нет. Из изложенного вытекает, что дайка является послерудной. Довольно отчетливый послерудный характер даек диабазового порфирита установлен также на рудопроявлении Шильхазор, где в дайке, пересекающей линзу колчеданно-полиметаллической руды, зафиксированы рудные обломки.

Таким образом, основная масса колчеданно-полиметаллической минерализации попадает по относительному возрасту между нижнекарбоновой серией субвулканических даек и пересекающими их дайками сиенито-диоритов и диабазовых порфиритов. В пользу этого свидетельствуют также и другие факты. 1. Колчеданно-полиметаллическое оруденение в районе приурочено к вулканогенным породам нижнего карбона. 2. В конгломератах намюра обнаружены гальки серицит-кварцевых пород с колчеданной минерализацией, петрографические особен-

ности которых очень сходны с серицит-кварцевыми породами зоны вторичных кварцитов в кислых вулканогенных породах. Изучение температуры образования кварца из гальки методом декрепитации показало, что он был образован при температуре (250—300°) очень близкой к температуре образования кварца стадии гидротермального изменения. 3. Возраст серицитов околорудных зон, определенный Ф. А. Аскаровым (ИГиГ АН УзССР), составляет 330 млн. лет, что соответствует нижнекарбоновому возрасту. 4. Концентрическая зональность оруденения и типов околорудных изменений вокруг центров вулканизма и т. д.

Наличие в последних двух группах даек вкрапленности и прожилков сульфидов метаморфического этапа объясняется мобилизацией рудных компонентов в ранее сформировавшихся залежах под воздействием связанных с ними гидротерм и переотложением их в благоприятных условиях в локальных зонах трещиноватости с образованием перемещенных минералов (в данном случае сульфидов) в понимании А. С. Уклонского (1962). Метаморфизующие растворы, связанные с процессом становления даек сиенито-диорит-порфиритов и лампрофировидных диабазовых порфиритов, извлекали вещество из сульфидных залежей и переотлагали его в виде жил, прожилков вдоль трещин вмещающих пород и даек. Такие трещинки выполнены жилками сульфидов более подвижных при метаморфизме (халькопирит, сфалерит, галенит, иногда блеклая руда), а также кварцем, баритом, доломитом, в качестве жильных минералов (Панкратьев, 1964). Переотложением рудных компонентов в более позднее время, нарушившим в них изотопное равновесие радиогенных элементов, в частности свинца, по-видимому, можно объяснить и «омоложение» абсолютного возраста галенита из Хандизинского месторождения, по данным Б. Ф. Василевского (1962), отвечающего перми (точность определения составляет ±80 млн. лет).

На основании приведенных данных мы считаем, что колчеданно-полиметаллическое оруденение является результатом проявления нижнекарбонового вулканизма.

Закономерное увеличение концентраций свинца, цинка и меди от начальных к конечным продуктам магматического расплава (от эффузивных к жерловым и субвулканическим фациям) свидетельствует о том, что главный этап рудообразования имел место после затухания вулканической деятельности, в период накопления в магматическом очаге металлических компонентов, результатом чего и явились постмагматические рудоносные флюиды, из которых отлагалось рудное вещество.

Изменение температуры, давления, повышение кислородного потенциала растворов при движении их к поверхности привело к вертикальной зональности в отложении руд. В нижних горизонтах — в гнейсах докембрия, кварц-кордиерит-андалузит-серицитовых сланцах нижнего кембрия и кварц-хлорит-актинолитовых сланцах верхнего силура (?), руды представлены медно-пирротиновым, серноколчеданным и полиметаллически-колчеданным типами; в средних горизонтах— андезитовых порфиритах, карбонатных породах нижнего и среднего визе развиты полиметаллически-колчеданные руды, в туфах липаритового порфира верхнего визе преобладают колчеданно-полиметаллические и существенно полиметаллические руды; в самых верхних частях разреза образуются руды существенно свинцово-цинкового состава.

Выше указывалось, что среди метасоматических руд в карбонатных и вулканогенных породах встречаются руды с ритмически-полосчатой текстурой, характеризующей седиментационную природу их

образования. Кроме того, сингенетичная вкрапленность сульфидов характерна для некоторых горизонтов осадочно-вулканогенной толщи. Поэтому при рассмотрении вопроса о генезисе нельзя не подчеркнуть, что рудные залежи формируются в результате сложного сочетания процессов седиментации, с одной стороны, и глубинных вулканических явлений,— с другой.

Исходя из этого, рассматриваемые месторождения можно отнести, согласно классификации В. И. Смирнова (1969), к классу комбинированных.

Таблица 43

Результаты декрепитации кварца и кальцита месторождения Хандиза

Минерал	Количество проб	Общий температурный интервал растрескивания, *град.*		Температурный интервал максимального растрескивания с достоверн. 5%, *град*		Температурный максимум растрескивания, *град.*
		начало	конец	начало	конец	
Дорудный кварц в туфах липаритового порфира и сланцах	8	80—200	700	220—240	350—380	220—380
То же	5	100—120	700	260—290	420—460	270—450
Кварц из секущих метаморфических кварц-карбонат-халькопирит-галенитовых прожилков в доломитах, туфах липаритового порфира	5	80	700	160—180	270—340	180—270
Кальцит там же	5	80—160	700	180—220	480—600	160—540 или 200—590

Примечание. Анализы выполнены в Лаборатории физических методов исследования Института геологии и геофизики АН УзССР А. Цоем и Н. Сысоевой.

Колчеданно-полиметаллические месторождения формировались в условиях небольших глубин, что следует из особенностей околорудных изменений и рудоотложения. Характер пропилитовых изменений туфов липаритового и липарит-дацитового порфира, а также андезитовых порфиритов (сильная разложенность плагиоклазов, их слабая альбитизация, отсутствие среднетемпературных минералов — эпидота, биотита и др.) свидетельствует, что эти изменения происходили в условиях третьей субвулканической фации (Д. С. Коржинского), т. е. на глубине 0,2—1 *км*. Кроме того, широкое распространение признаков колломорфных структур указывает на то, что в формировании руд участвовали процессы выполнения открытых полостей, существование которых возможно лишь при невысоких давлениях, т. е. на глубинах меньше 1—1,5 *км*.

Изучение температурных условий рудообразования проводились методом декрепитации. В результате выявилось, что температура образования кварцев, предшествовавших оруденению (месторождение Хандиза), находится в пределах от 240—280° до 350—450°, а кварцев и кальцитов из секущих метаморфических прожилков в пределах 180—270°, т. е. несколько ниже (табл. 43).

Приведенные данные по декрепитации минералов, характерные парагенезисы минералов руд и зон околорудных изменений, наличие минералов — геологических термометров (самородный висмут, аргентит, шапбахит, бравоит и др.) и соотношение некоторых элементов-примесей (галлия к индию и т. п.) свидетельствует о среднетемпературных условиях формирования руд.

Глава VII

СОПОСТАВЛЕНИЕ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА И РУДНОГО АЛТАЯ

Характерной особенностью колчеданных месторождений всего мира является тесная ассоциация их с производными базальтоидного магматизма — субмаринными и спилит-кератофировыми вулканогенными формациями ранней стадии геологического развития эвгеосинклинали (Смирнов и др., 1968 и др.).

В отличие от них, главнейшей особенностью геотектонической позиции колчеданно-полиметаллических месторождений является приуроченность к областям древней консолидации и «жестким массам», подвергнутым наложенной активизации или, по классификации типов геотектонических структур Д. И. Горжевского (1970), к геоантиклиналям вулканогенного типа. Месторождения размещаются в пределах наложенных прогибов (синклинальных и грабен-синклинальных), выполненных вулканогенными породами кислого, реже среднего состава, переслаивающимися с терригенными и карбонатными осадками.

Главными рудовмещающими породами являются туфы и лавы кислого состава. Структурные условия и морфология рудных тел обычно зависят от характера рудоконтролирующих разломов, наличия пластов, благоприятых для метасоматического замещения рудами, и роли экранирующих пород в рудоотложении. Для руд характерна преобладающая роль сульфидов железа (главным образом пирита) над галенитом и сфалеритом, преобладание цинка над свинцом (2 : 1 до 6 : 1), наличие характерных редких элементов (селен, теллур, кадмий и др.), частая обогащенность серебром, золотом и многие другие особенности (Горжевский, 1970).

Примерами являются месторождения Рудного Алтая, Салаира, Тувы, Бурятии, Южного Тянь-Шаня и др.

По геолого-структурным особенностям и характеру оруденения большое сходство с колчеданно-полиметаллическими месторождениями Южного Узбекистана имеют месторождения Рудного Алтая.

Рудный Алтай представляет собой каледонскую геоантиклиналь, разбитую глубинными разломами и осложненную синклинальными прогибами среднепалеозойского возраста. В пределах древнего геоантиклинального поднятия, по данным П. Ф. Иванкина и др. (1961), образовались неглубокие прогибы, в которых от эйфеля до фамена протекала бурная вулканическая деятельность, характеризовавшаяся преобладанием погружений над поднятиями. Наиболее интенсивные погружения происходили в эйфельский век. Одновременно накапливались терригенные и вулканогенные отложения кислого и реже среднего состава, с которыми связаны колчеданно-полиметаллические месторождения (Гор-

жевский, 1961). В Юго-Западно-Гиссарской зоне (Южный Узбекистан) наложенные прогибы сформировались в нижнем карбоне. В этот же период проявилась липаритовая формация, с которой тесно связано колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Как на Рудном Алтае, так и в Юго-Западном Гиссаре колчеданно-полиметаллические месторождения, располагаясь в пределах вулкано-

Сравнительная геохимическая характеристика главнейших сульфидов **(содержания, от—до,**

Минерал	Район	Se	Te	Bi	Ag	As	Sb	Ni
Пирит	Рудный Алтай	Не обн. 0,038	Не обн. 0,0024	Не обн. 0,13	Сл. 0,01	Сл. 0,2	Сл. 0,05	Сл. 0,01
	Юго-Западный Гиссар	0,0003 0,03	Не обн. 0,007	Не обн. 0,2	Не обн. 0,054	Не обн. 0,53	Не обн. 0,092	0,002 0,05
Сфалерит	Рудный Алтай	Не обн. 0,034	Не обн. 0,007	Не обн. 0,01	Сл. 0,01	Сл. 0,1	Сл. 0,2	
	Юго-Западный Гиссар	Сл. 0,087	Не обн. 0,019	Не обн. 0,016	0,0004 0,054	Не обн. 0,01	0,001 0,004	Не обн. 0,006
Халькопирит	Рудный Алтай	0,001 0,035	Не обн. 0,004	Не обн. 0,08	0,001 0,01	Сл. 0,1	0,01 0,05	
	Юго-Западный Гиссар	Сл. *0,0284*	Не обн. *0,0045*	Не обн. *0,074*	0,0002 *0,1114*	Не обн. *0,36*	Не обн. *0,03*	Не обн. *0,004*
Галенит	Рудный Алтай	0,01 *0,8*	Не обн. *0,4*	Сл. *0,5*	Сл. *0,1*	0,1	Сл. *0,05*	
	Юго-Западный Гиссар	0,0005 0,42	Не обн. 0,012	Не обн. 0,4	0,0002 0,2758	0,001 0,032	Не обн. 0,13	0,001 0,188

Примечание. По Рудному Алтаю (месторождения Корболиха, Тишинское ты *химических и спектральных анализов* А. А. Гармаша, А. А. *Литвинович.*

тектонических депрессий, строго приурочены к палеовулканическим структурам. При этом наиболее благоприятными для локализации промышленного оруденения являются тектонически ослабленные части структуры — участки по периферии и в центре, где формируются вулканические аппараты и субвулканические образования. Интенсивное рудоотложение происходит на участках изгибов пликативных структур и в пологих зонах дробления типа межформационных и внутриформационных срывов, а на Рудном Алтае также в местах сопряжения крутопадающих субвулканических тел с пологозалегающими толщами вулканогенных образований.

Основные рудовмещающие породы месторождений Рудного Алтая — это породы различных фаций вулканизма — экструзивная (эруптивные брекчии), эксплозивная (туфы и туфобрекчии), субвулканическая (кварцевые порфиры) и терригенные породы (алевропелиты, микрокварциты, аргиллиты и др.). В Юго-Западном Гиссаре наиболее благоприятные для рудоотложения породы — мелко-, средне-, крупнообломочные лито-, кристалло- и витрокластические туфы липаритового порфира, андезитовые порфириты и их туфы; терригенно-карбонатные породы — доломиты, микрокварциты, известковистые алевролиты и т. д.

Рудовмещающие породы претерпели интенсивный гидротермальный метаморфизм, выразившийся в окварцевании, хлоритизицаии, серицитизации и пиритизации. Различия в характере их проявления связаны

с особенностями состава вмещающих пород. Так, в Юго-Западном Гиссаре для витрокластических туфов липаритового порфира более характерна хлоритизация, для кристалло- литокластических — серицитизация и окварцевание; широко распространенные на Рудном Алтае рудовмещающие алевропелиты преимущественно серицитизированы, микрокварциты — окварцованы, вулканогенные породы кислого и сред-

Таблица 44

месторождений и рудопроявлений Южного Узбекистана и Рудного Алтая вес. %)

Co	In	Tl	Ga	Ge	Cd	Hg	Mn	Mo
0,01	Не обн.	Не обн.	Сл.	Не обн.	Не обн.		0,001	0,001
	0,00008	0,0044	0,001	0,0005	0,02		0,1	0,002
0,0006	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0001		0,0035
0,03	0,006	0,002	0,0012		0,13	0,002	Не обн.	
Сл.	0,0002	Не обн.	Сл.	Не обн.	0,1	Сл.	Сл.	Сл.
0,01	0,0015	0,001	0,03	0,0015	0,53	0,005	0,5	0,01
Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,0001		0,02	0,0008	0,001	0,0006
0,05	0,013	0,0017	0,01	Не обн.	0,4	0,006	0,18	
Сл.	0,0001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,001		Сл.	Сл.
0,01	0,0014	0,0015	0,0037	0,0003	0,012		0,01	0,03
Сл.	Не обн.	Не обн.	0,0004	Не обн.	Не обн.	0,002		
0,084	0,012	0,0001	0,0024		0,016			
	0,0001	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,005		0,001	Сл.
	0,0003	0,072	0,003	0,0002	0,02		0,1	
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.			
0,05	0,0005	0,0001	0,011		0,09	0,002		

Белоусовское, Березовское, Сургутановское, Золотушинское) использованы результа-Б. И. Вейц и др.

него состава хлоритизированы и серицитизированы; карбонатные породы Юго-Западного Гиссара хлоритизированы и превращены в джаспероиды, Рудного Алтая — преимущественно баритизированы.

Преобладающие формы рудных тел в обоих сравниваемых регионах пластообразные линзующиеся и линзовидные, согласные с вмещающими породами, иногда пологосекущие или согласные с секущими апофизами по трещинам. На Рудном Алтае, кроме того, распространены рудные столбы в зонах сопряжения крутопадающих субвулканических образований с породами экструзивной фации, а также зоны штокверковых и брекчиевых руд.

Колчеданно-полиметаллические руды отлагались преимущественно метасоматическим путем, унаследуя строение вмещающих пород, отражая характер дорудных и внутрирудных деформаций и способ отложения минеральных ассоциаций. Руды сплошные и прожилково-вкрапленные с преобладающими текстурами массивно-полосчатой, массивно-сланцеватой, брекчиевидной, штокверковой, полосовидно-вкрапленно-пятнистой и т. п.

По составу руды халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовые с блеклой рудой. Содержат значительное количество пирита, а на Рудном Алтае также марказита и мельниковита. Отношение свинца к цинку

и меди составляет 1 : 6 :3 на Рудном Алтае и 1 : 2 : 0,3 в Юго-Западном Гиссаре. Месторождения Юго-Западного Гиссара, в разрезе которых представлены более кислые разности вулканитов, по сравнению с рудноалтайскими, характеризуются менее колчеданистыми рудами, за исключением тех, в которых значительную роль играет пирит осадочно-вулканогенного происхождения, и меньшими содержаниями меди.

Таблица 45

Сравнительная характеристика колчеданно-полиметаллических месторождений Хандиза (Юго-Западный Гиссар) и Золотушинское (Рудный Алтай)

Показатель	Золотушинское по Б. И. Вейц (1959); П. Ф. Иванкину и др. (1961)	Хандиза
Вмещающие породы	*Липаритовые порфиры и их* туфы, альбитофиры, фельзит-порфиры, алевролиты, микрокварциты $Д_2$—$Д_3$	*Туфы липаритового порфира*, доломиты, микрокварциты, алевролиты
Рудоконтролирующие структуры	Межформационные и внутриформационные срывы, сопровождающиеся короблением отдельных слоев с образованием флексур и зон дробления и рассланцевания	Межформационные и внутриформационные срывы, сопровождающиеся короблением отдельных слоев с образованием флексур и зон дробления и рассланцевания
Формы рудных тел	Линзообразно-пластообразные рудные столбы	Линзообразно-пластообразные
Гидротермальные изменения	Пиритизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация; распространены хлоритовые, *хлорит-антигоритовые*, хлорит-доломитовые, хлорит-серицитовые, *породы, содержащие пирит и рутил*	Пиритизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация; распространены *хлоритовые, серицитовые и серицит*-кварцевые породы, *содержащие пирит*
Главные минералы руд	Пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, *клинохлор-прохлорит*, клинохлор, кварц, серицит, доломит, кальцит	Пирит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, клинохлор, клинохлор-прохлорит, кварц, серицит, доломит, кальцит
Типы руд	Колчеданно-полиметаллический; отношение Га:Хп : Сф:Пи—1:2:3:4 в сплошных рудах	Колчеданно-полиметаллический; отношение Га : Хп : Сф : Пи — 0,2:1:3:4 в сплошных рудах
Текстуры и структуры руд	Пятнистая, массивная, реже брекчиевая; структуры: гипидиоморфная, зернистая, субграфическая и др.	Массивная полосчатая, сланцеватая, брекчиевидная; структуры: гипидиоморфная, зернистая, субграфическая, периферийных оторочек и др.
Рудные стадии	I — гидротерм.-метаморфич.; *II — серноколчед.*; III — главная полиметаллич.; IV — поздняя полиметаллич.; V — кварц-карбонатная	I — гидротерм.-метаморфич.; *II — серноколчедан.*; III — первая полиметаллич.; IV — вторая полиметаллич.; V— кварц-кабонатная
Элементы-примеси	Ag, Mo, Sb, As, Bi, Cd, Ga, Se>Te, Co>Ni, Mn	Ag, Sb, As, Bi, Cd, Ga, Se>Te, Co>Ni, Mn

В расположении различных минеральных типов руд для Рудного Алтая имеется четкая вертикальная зональность, охарактеризованная П. Ф. Иванкиным (1961) как сквозная эволюционная. Аналогичная зональность довольно отчетливо выразилась и в Юго-Западном Гиссаре в закономерной смене минеральных парагенезисов в вертикальном разрезе (снизу вверх): колчеданный — полиметаллическо-колчеданный — колчеданно-полиметаллический — существенно свинцово-цинковый.

По элементам-примесям колчеданно-полиметаллические руды Рудного Алтая и Юго-Западного Гиссара также очень близки между собой (табл. 44). Они содержат высокие содержания серебра, селена, кадмия, висмута, реже золота. Для них характерно преобладание серебра над золотом, селена над теллуром, отсутствие германия. В рудах Рудного Алтая концентрации теллура и золота несколько выше.

Сравнение колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений Юго-Западно-Гиссарской зоны с конкретными месторождениями Рудного Алтая (Степное, Тишинское, Золотушинское и др.) также указывает на их большое сходство (табл. 45).

Вместе с тем, исследователями Рудного Алтая среди большого разнообразия колчеданно-полиметаллических месторождений различаются четыре основных типа: собственно полиметаллические (Лениногорское, Зыряновское), переходные в колчеданно-полиметаллические (Белоусовское, Тишинское, Корбалихинское), колчеданно-полиметаллические (Иртышское, Николаевское, Золотушинское), медно-колчеданные (Орловское). Сопоставление с каждым из этих типов, проведенное нами совместно с Д. И. Горжевским, И. З. Исакович и Е. И. Филатовым, показало, что колчеданно-полиметаллические месторождения Южного Узбекистана по своим особенностям занимают промежуточное положение между собственно полиметаллическими и колчеданно-полиметаллическими.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория Южного Узбекистана по строению неоднородна. Она делится на три структурно-формационные зоны: Южно-Гиссарскую, Юго-Западно-Гиссарскую и Кугитангскую, каждая из которых характеризуется специфическими металлогеническими особенностями. Юго-Западно-Гиссарская зона представляет собой своеобразную провинцию с широко развитым колчеданно-полиметаллическим оруденением, которое по особенностям размещения и формирования сходно с аналогичным оруденением Рудного Алтая. Отличительные черты его—связь с мелководным и наземным вулканизмом, сочетание признаков эпигенетичности и сингенетичности рудоотложения, связь с разрывными дислокациями, колчеданно-полиметаллический состав руд.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение приурочивается к палеовулканическим структурам (синклинальным и грабенсинклинальным), особенно к их периферическим частям, для которых характерны сокращенные разрезы и относительно небольшие мощности осадочно-вулканогенных образований. Особо благоприятны для рудоотложения пологие зоны дробления типа межформационных и внутриформационных срывов.

Оруденение имеет широкий вертикальный размах (около 500 *м*) от пород докембрия до отложений нижнего намюра. Главные рудовмещающие породы — разнообразные туфы кислого состава и карбонатные породы

Все рассматриваемые месторождения и рудопроявления относятся к семейству колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых формаций, объединяющему ряд последовательно развивающихся генетически родственных рудных формаций: медноколчеданную, колчеданно-полиметаллическую и барит-полиметаллическую. Свидетельством их родства является зональное размещение вокруг вулканических аппаратов и в вертикальном разрезе.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение сформировано в три этапа: седиментационно-диагенетический; гидротермального рудообразования, включающий стадии предрудного изменения вмещающих пород, серноколчеданную и первую полиметаллическую; метаморфический (переотложения), состоящий из второй полиметаллической (поздней) и кварц-карбонатной стадий. Интенсивность и характер проявления тех или иных стадий обусловили формирование различных рудных формаций и минеральных типов.

Процесс рудообразования происходил в условиях малых глубин и температур. На небольшие глубины формирования оруденения указывает ассоциация с малоглубинными фациями вулканитов, особенности пропилитовых изменений вулканогенных пород, широкое распространение колломорфных структур руд и т. п. О средних температурах формирования руд говорит обычная для этих условий ассоциация минералов, данные их декрепитации, наличие минералов-термометров и ряд геохимических признаков.

Оруденение накладывается на зоны гидротермально измененных пород. Тип околорудных изменений зависит от состава рудовмещающих пород. Так, для карбонатных пород характерны хлоритизация, окварцевание (в том числе образование джаспероидов), для силикатных — вторичная кварцитизация и пропилитизация. Основная масса оруденения заключена в гидротермально измененных вулканогенных породах кислого состава. Рудные тела располагаются в серицитовых, хлоритовых и серицит-хлоритовых метасоматитах, являющихся прямым поисковым признаком на колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Руды образовались в результате избирательного метасоматического замещения в различной степени деформированных пород и унаследовали их строение, что обусловило формирование текстурных разновидностей руд — полосчатой, сланцеватой, петельчатой, брекчиевидной, миндалевидной, прожилковой и др.

Большое значение в распределении свинца, цинка и меди в рудах имеет состав вмещающих пород, а также наличие пирита, являющегося часто источником серы и железа. Во всех рудопроявлениях медь — подчиненный компонент в рудах, за исключением медноколчеданной формации (Кульдара).

Руды рассматриваемых месторождений комплексные; наряду с главными компонентами они содержат ряд обычных для данного типа месторождений элементов-примесей: серебро, висмут, селен, теллур, кадмий, таллий, галлий, никель, кобальт, индий и др. Характерно преобладание селена над теллуром (100 : 1), серебра над золотом (от (100 : 1 до 1000 : 1); увеличение концентрации селена, теллура и кадмия и снижение серебра в рудах с глубиной (вертикальная зональность); резкое уменьшение содержаний всех элементов (за исключением кадмия) в метаморфический этап минералообразования. Основным носителем большинства элементов-примесей является широко развитый во всех типах руд пирит.

Широкое развитие колчеданно-полиметаллического оруденения в Южном Узбекистане и сходство его с промышленно важными месторождениями Рудного Алтая указывают на большие перспективы Средней Азии на этот тип оруденения. При поисках и оценке колчеданно-полиметаллических месторождений в Средней Азии необходимо учитывать рассмотренные в настоящей работе геолого-геохимические особенности оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор., Изд-во АН УзССР, 1958.

Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии, Ташкент, 1960.

Абдуллаев Х. М. Собрание сочинений, Т. V, Изд-во «Фан», 1965.

Андерсон Дж. С. Геохимия индия, В сб. «Геохимия редких элементов», М., Изд-во ИЛ, 1959.

Атанасов А. Н. Некоторые особенности эмульсионных структур сфалерита из полиметаллического месторождения Маджарово (Восточные Альпы), Доклады Болгарской АН, т. 15, 1962, № 1.

Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, Т. I «Западный Узбекистан», Изд-во «Фан» УзССР, 1967.

Бадалов С. Т., Прихидько П. Л. Хлоантит из полиметаллического месторождения Кургашинкан (УзССР), Зап. ВМО, вып. 4, 1956.

Бадалов С. Т. К вопросу о минералого-геохимических и генетических особенностях рудных месторождений хр. Кугитангтау, Тр. Ин-та геологии АН ТуркмССР, т. III, 1960.

Бадалов С. Т. О геохимической связи индия с серебром в цинково-серебро-свинцовых месторождениях, «Геохимия», 1961, № 10.

Бадалов С. Т. К геохимии редких и рассеянных элементов в свинцово-цинковых рудопроявлениях Южного Узбекистана, В сб. «Вопросы минералогии и геохимии», Изд-во «Наука» УзССР, 1964.

Бадалов С. Т. К геохимии редких элементов в сульфидных месторождениях Средней Азии, Тр. геологов Узбекистана к XXI сессии Межд. геол. конгресса, Ташкент, 1964.

Бадалов С. Т., Голованов И. М., Михайлова Ю. В. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика эндогенных рудопроявлений Южного Узбекистана, В сб. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана», Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 17, 1965.

Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия Алмалыкского рудного района, Изд-во «Наука» АН УзССР, 1965.

Бадалов С. Т. О роли преобладающих компонентов в геохимии второстепенных и редких элементов рудных месторождений, «Геохимия», 1965, № 9.

Бадалов С. Т. К геохимии рения и молибдена в эндогенных сульфидных месторождениях Средней Азии, «Геохимия», 1966, № 1.

Баймухамедов Х. Н. и др. Основные черты эндогенной металлогении Узбекистана, Тезисы докл. к V Всес. металл. совещ., Изд-во «Илим», 1968.

Баймухамедов Х. Н., Закиров Т. З., Халиков С. М. Принципы металлогенического анализа и составление крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт (на примере рудных районов Юго-Западного Узбекистана), Тезисы докл. к V Всес. металл. совещ., Изд-во «Илим», 1968.

Баймухамедов Х. Н., Закиров Т. З. Формации и некоторые закономерности размещения гидротермальных месторождений Зарафшано-Гиссарской горной системы, В сб. «Вопросы металлогении Узбекистана», ТашПИ, вып. 52, 1969.

Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы Южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение, Изд-во «Дониш», 1956.

Барсанов Г. П., Погоня Ю. Ф. К минералогии нового никель-серебряного месторождения Акол (Минусинский край), Изд-во АН СССР, сер. геол., 1947, № 2.

Баталов А. Б., Панкратьев П. В. Генетические типы бисульфидов железа колчеданно-полиметаллической формации гор Сурхантау, «Зап. отд. ВМО», вып. 15, 1963.
Бенш Ф. Р. Схема стратиграфии каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта, В кн. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана», Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Бенш Ф. Р. Стратиграфия и фораминиферы карбона Юго-Западного Гиссара, Изд-во «Фан», 1969.
Бетехтин А. Г. Классификация структур и текстур руд, Изд-во АН СССР, сер. геол., 1937, № 1 и 2.
Бетехтин А. Г., Генкин А. Д. Парагенетические ассоциации минералов в системах Fe—Ni—S и Fe—Ni—S—O, Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 2.
Бетехтин А. Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях, В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, Изд-во АН СССР, 1953.
Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа, процессы рудообразования. В сб. «Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях», М., Изд-во АН СССР, 1955.
Бетехтин А. Г., Генкин А. Д. и др. Текстуры и структуры руд, М., Госгеолтехиздат, 1968.
Бородаевская М. Б. Особенности и условия локализации колчеданных руд в структурно-формационных зонах с различной историей развития (на примере Урала, Кавказа, Тянь-Шаня), Тезисы докл. к V Всес. металл. совещ., Изд-во «Илим», 1968.
Василевский Б. Ф. Некоторые закономерности пространственного размещения эндогенных месторождений в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, Тр. ТашГУ, вып. 220, 1963.
Василевский Б. Ф. Схема эндогенной металлогении Юго-Западных Гиссар и некоторые вопросы генезиса гидротермальных месторождений района, Тр. ТашГУ, вып. 249, сер. геол., 1964.
Василевский Б. Ф. Дайки и оруденение в Юго-Западных Гиссарах, Изд-во «Фан», 1968.
Василевский Б. Ф. К геохимии серебра в эндогенных формациях юго-западных отрогов Гиссарского хребта, В сб. «Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Вахромеев С. А. Руководство по минералогии, Иркутск, 1956.
Вейц Б. И. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Т. 1, Изд-во АН КазССР, 1957.
Вейц Б. И., Покровская И. В. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Изд-во КазССР, Т. I, 1957.
Вейц Б. И. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Т. III, Изд-во АН КазССР, 1959.
Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры, «Геохимия», 1962, № 7.
Гамалеев И. Е. Основные черты металлогении юго-западной части Тянь-Шаня, Тезисы докл. к V Всес. металл. совещ., Изд-во «Илим», 1968.
Гамалеев И. Е., Панкратьев П. В. О перспективах Южного Гиссара на медное оруденение, «Узб. геол. ж.», 1971, № 2.
Гармаш А. А. Особенности распределения редких элементов в полиметаллических месторождениях Змеиногорского района Рудного Алтая, Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 4, 1960.
Гармаш А. А., Курбанова Н. Д. Селен и теллур в рудах Золотушинского месторождения, Тр. ИМГРЭ, вып. 10, 1963.
Гарьковец В. Г., Арапов В. А. и др. Опыт металлогенического районирования Узбекистана на структурно-формационный основе, Тезисы докл. к V Всес. металл. совещ., Изд-во «Илим», 1968.
Годовиков А. А., Колонин Г. Г. Экспериментальные исследования особенностей выделения висмута и возможности его использования как геологического термометра, «Геология рудных месторождений», 1965, № 2.
Годовиков А. А. О примесях серебра, висмута и сурьмы в галенитах, «Геология рудных месторождений», 1966, № 2.
Голованов И. М., Землянов А. А., Мусин Р. А. Эндогенная металлогения меди на основе прогнозно-металлогенических схем, Тезисы докл. к V Всес. метал. совещ., Изд-во «Илим», 1968.
Горжевский Д. И. О геотектонической позиции полиметаллического пояса Рудного Алтая, Сб. Львовского геол. об-ва, 1961, № 7, 8.
Горжевский Д. И. О геотектонической позиции промышленно-генетических типов свинцово-цинковых месторождений, «Геол. рудных месторожд.»., 1970, № 3.

Горжевский Д. И., Козоренко В. Н. Сравнительная геологическая и металлогеническая характеристика типов свинцово-цинковых провинций Тянь-Шаня и других районов СССР, Тезисы докл. к V. Всес. металл. совещ., Изд-во «Илим», 1968.
Горецкая Е. Н., Морозенко Н. К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань), Петрогр. сб. № 4, ВСЕГЕИ, 1962.
Григорьев Д. П. Закономерности образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала, Зап. ВМО, ч. 77, 1948, № 1.
Григорьев Д. П. Онтогения минералов, Изд-во Львовского ун-та, 1961.
Далимов Т. Н., Шарипов Т. Т., Аскаров Ф., Бигаева А. О возрасте и последовательности образования субвулканических интрузий хребта Сурхантау (юго-западные отроги Гиссара), «Узб. геол. ж.», 1969, № 3.
Далимов Т. Н., Попова А. А., Велитченко В. М. О роли Южно-Сурхантауского разлома в магматизме хр Сурхантау (Южный Узбекистан), «Узб. геол. ж.», 1970, № 3.
Елисеев Э. Н. Минералогия и геохимия сульфидных медно-никелевых месторождений, «Вестник ЛГУ», сер. геол. и геогр., вып. 4, 1958, № 24.
Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных пород и определение их химических типов (2-ое издание), М., Гос. науч. тех. издат. лит. по геол. и охране недр, 1960.
Иванкин П. Ф., Иншин Н. В., Кузебный В. С. Рудные формации Рудного Алтая, Изд-во АН КазССР, 1961.
Иванов В. В., Лизунов Н. В. О некоторых особенностях распределения индия в эндогенных месторождениях, «Геохимия», 1960, № 1.
Иванов В. В. Геохимия кадмия в месторождениях Депутатской группы, «Геохимия», 1961, № 12.
Иванов В. В. Индий в кн. «Геолого-минералогич. и генетич. типы месторождений редких элементов», Т. I, Изд-во «Наука», М., 1964.
Иванов С. Н. Условия образования колчеданных и магнетитовых месторождений в геосинклинальных системах. Ber. geol., ges D.D.R., H 4/5, S 455—467, Berlin, 1964.
Иванова В. П. Хлориты, Тр. Ин-та геол. наук, вып. 120, 1949.
Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Васильевский Б. Ф. Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта, Изд-во ТашГУ, 1962.
Карабаев К. Поведение ртути в минералах гидротермальных рудопроявлений Кугитангтау, В сб. «Вопросы геологии Узбекистана», вып. 3, 1962.
Карабаев К. К вопросу о геохимии ртути в Юго-Западном Гиссаре, В сб. «Геол. и рудон. палеозоя Южн. Узб.», Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 17, 1965.
Карпова Е. Д. Металлогенические провинции сводово-глыбового типа и других областей палеозойской складчатости, Тезисы докл. к V Всес. метал. совещ., Изд-во «Илим», 1968.
Каюпов А. К., Каипов А. Д. Вулкано-тектоническая структура Акбастау-Кусмурунского рудного поля, В кн. «Структура рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана», Изд-во «Наука» КазССР, 1969.
Кензин И. А. Схема тектонического районирования Юго-Западного Гиссара в герцинской структуре, В кн. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1965.
Ковалев Г. А. Рентгеновское исследование железо-магнезиальных хлоритов, В сб. «Кристаллография», вып 5, 1956.
Козырев В. В. Генетические типы эндогенных месторождений селена и теллура в Узбекистане, Сб. науч. трудов ИГиГ АН УзССР и Главгеологии УзССР, вып. 3, 1964.
Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов, В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., Изд-во АН СССР, 1955.
Королев Д. Ф. О генезисе метаколлоидных минералов, «Геология и геофизика», 1963, № 8.
Королева Н. Н. Распределение серебра и висмута в галенитах Алтын-Топканского района, «Геохимия», 1965, № 6.
Котляр В. Н. О рудоносных вулканических жерлах и их пространственном размещении, Зап. ВМО, Изд-во АН СССР, т. 91, вып. 4, 1962.
Котляр В. Н., Лугов С. Ф. Межведомственное совещание по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций», «Сов. геология», 1963, № 10.
Крейтер В. М. и др. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений, М., Изд-во лит. по геол. и охране недр, 1958.

Крестников В. Н. История развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии, Изв. высш. учебн. завед., «Геология и разведка», 1959, № 4, 7.
Крутов Г. А Месторождения кобальта, М., Госгеолтехиздат, 1959.
Кузнецов В. А. и др. Основы информационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области, Новосибирск, Изд-во «Наука», 1966.
Курек Н. Н., Курек А. И. Серицитсодержащие породы, В сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение», М, Гос. науч. тех. издат, 1954.
Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое, Изд-во «Дониш», 1968.
Кухтиков М. М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре, В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», М., Изд-во «Наука», 1964.
Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое, Изд-во «Дониш», 1968.
Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов, М., Изд-во АН СССР, 1963.
Литвинович А. П., Калашников Г. П. Распределение и формы нахождения галлия в сульфидах полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Тр. Ин-та геол. наук, Т. 29, Изд-во «Наука» КазССР.
Ловеринг Т. С. Об изменении пород как поисковом признаке на руды, Изд-во ИЛ, 1951.
Малахов А. А. и др. Эндогенные рудные формации Узбекистана, Т. I, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
«Минералы», Справочник, М., Изд-во АН СССР, 1960.
Михайлов Ю. В. Некоторые особенности распределения золота в сульфидных рудопроявлениях Чакчарских и Яккабагских гор (Южный Узбекистан), В сб. «Новые данные по геологии, минералогии, и геохимии рудных районов Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Михайлова Ю. В., Панкратьев П. В. Элементы-примеси колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана, В сб. «Вопросы геологии, петрографии и минералогии Узбекистана», Изд-во «Фан», 1966.
Михайлова Ю. В., Панкратьев П. В. Некоторые особенности распределения висмута в сульфидных рудопроявлениях Юго-Западного Гиссара, В сб. «Геология, минералогия и геохимия рудных полей Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
Михайлова Ю. В. Селен и теллур в рудах эндогенных рудопроявлений Чакчарских и Яккабагских гор (Южный Узбекистан), Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 20, 1969.
Мурадов З. М. Роль рудовмещающих пород в рудообразовании Хандизинского рудопроявления, В сб. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана», Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Мурадов З. М., Клиблей Г. Х. О взаимоотношениях даек и сульфидного оруденения на Хандизинском рудном поле, «Узб. геол. ж.», 1967, № 3.
Мурадов З. М. Физико-механические свойства вмещающих пород рудопроявления Хандизы и их роль в локализации оруденения, «Узб. геол. ж.», 1969, № 1.
Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых, М., Изд-во «Недра», 1964.
Нечелюстов Н. В., Попова Н. П., Минцер Э. Ф. Об изоморфизме селена и теллура в галените, «Геохимия», 1962, № 11.
Нечелюстов Н. В. и др. Селен и теллур в свинцово-цинковых месторождениях Алтын-Топканского рудного поля, Тр. ИМГРЭ, вып. 10, 1963.
Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры, Изд-во АН СССР, сер., геол., 1953, № 2.
Овчинников С. К. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом, Изв. отд. геол., хим. и техн. наук АН ТаджССР, вып. 1, 1959.
Онисн Х., Сандделл Э. Б. Заметки по геохимии сурьмы, В сб. «Геохимия редких элементов», М., Изд-во ИЛ, 1959.
Онтоев Д. О., Нисселъбаум П. Н., Органова Н. И. Природа высоких содержаний висмута и серебра в галенитах Букукинского месторождения и некоторые вопросы изоморфизма в системе $PbS—Ag_2S—Bi_2S$, «Геохимия», 1960, № 5.
Панкратьев П. В. О рудопроявлениях колчеданно-полиметаллического типа юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Южный Узбекистан), В кн. «Вопросы геологии Средней Азии и Казахстана», Изд-во АН УзССР, 1963.
Панкратьев П. В. О перекристаллизации кварца рудопроявления Хандиза, «Узб. геол. ж.», 1963, № 1.

Панкратьев П. В. Роль вмещающих пород в распределении свинца, цинка и меди в рудах колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана, Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 17, 1965.
Панкратьев П. В. Типы руд колчеданно-полиметаллических рудопроявлений Южного Узбекистана, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Панкратьев П. В. Особенности формирования колчеданно-полиметаллического оруденения Юго-Западного Гиссара, Тезисы докладов II Уральского петрогр. совещ., Т. III, Свердловск, 1966.
Панкратьев П. В. Метаморфизм руд колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявления Южного Узбекистана, В сб. «Петрография и геология рудных районов Узбекистана», Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
Панкратьев П. В., Искандеров Э. Особенности образования халькопирита в колчеданно-полиметаллических рудопроявлениях Южного Узбекистана. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 19, Изд-во «Наука», 1966.
Панкратьев П. В. Джаспероиды и их поисковое значение, Бюлл. ОНТИ «Геолого-геохимические особенности и поисковые критерии эндогенных месторождений Средней Азии, М., ОНТИ ВИЭМСа, 1967.
Панкратьев П. В., Покровский А. В., Михайлова Ю. В. Региональ-но-металлогеническая зональность Южного Узбекистана, Металлогения Тянь-Шаня, Тезисы докладов к V Всес. метал. совещ., Изд-во «Илим», 1968.
Пеньков И. Н. Проявление метаморфизма галенита в свинцово-цинковых рудах *месторождения Среднего (Рудный Алтай)*, Зап. ВМО, Ч. 84, вып. 1, 1960.
Поддубный Н. П. Закономерности распределения рубидия в гранитоидах и дайках Кугитангского массива (юго-западные отроги Гиссарского хребта), «Узб. геол. ж.», 1965, № 5.
Поддубный Н. П. К перспективам редкометального оруденения в Кугитангтау (Южный Узбекистан), «Узб. геол. ж.», 1968, № 1.
Покровский А. В. О краевом глубинном разломе Юго-Западного Гиссара (Южный Тянь-Шань), «Узб. геол. ж.», 1963, № 1.
Покровский А. В. К геологии и петрологии докембрийского метаморфического комплекса Южного Узбекистана, В кн. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана», Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
Покровский А. В. К схеме магматизма Южного Узбекистана, В сб. «Геология, минералогия и геохимия рудных регионов Узбекистана», Изд-во «Фан», 1969.
Покровский А. В. Тектоническая структура и главнейшие особенности складчатых деформаций докембрийского метаморфического комплекса Южного Узбекистана, «Зап. Узб. отд. ВМО», Изд-во «Фан» ,вып. 23, 1970.
Покровский А. В., Панкратьев П. В. Дайки и их отношение к оруденению на рудопроявлении Хандиза (юго-западные отроги Гиссарского хребта), Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 17, 1965.
Покровская И. В., Ковриго О. А. О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольского месторождения, «Геол. рудных месторожд.», 1970, № 3.
Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня, Изд. Комитета наук УзССР, 1938.
Попов В. И. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии — основа ее геологического районирования, В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», М., Изд-во «Наука», 1964.
Попов В. И., Рыжков О. А. О вращении простирания разновозрастных структур против часовой стрелки, Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 7, 1955.
Попов В. А. Фации березитов на Березовском месторождении, Материалы к симпозиуму «Критерии рудоносности метасоматитов», ОНТИ Каз. ИМС, 1969.
Прахова Е. В., Рокачев С. А. Формировние руд колчеданных месторождений Урала, Тр. Ин-та геол. и геоф. УФАН СССР, вып. 80, 1969.
Пшеничный Г. П., Шадлун Т. Н. О полосчатых и сланцеватых текстурах руд Такелийского месторождения на Южном Урале, «Геология рудных месторождений», 1962, № 6.
Рамдор П. Рудные минералы и их срастания, М., Изд-во ИЛ, 1962.
Резвой Д. П. О Гиссаро-Алайской геосинклинали в верхнесилурийскую эпоху, ДАН СССР, т. XCV, 1954, № 6.
Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Тянь-Шаня, Изд-во «Фан» УзССР.
Рудник В. А. Определение количественного изменения вещества при метасоматических процессах, Зап. ВМО, Ч. 91, вып. 6, 1962.
Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии *селена и теллура*, М., *Изд-во АН СССР*, 1959.
Скрипченко Н. С. Соотношение осадочного и метасоматического процессов в образовании зональных колчеданных залежей, «Геология рудных месторождений», 1970, № 1.

Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня, «Вестник Ленингр. ун-та», 1957, № 12.
Смирнов В. И. Особенности металлогении полициклических геосинклиналей. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», Т. VIII, М., Изд-во «Наука», 1967.
Смирнов В. И. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений, М., Изд-во «Недра», 1968.
Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых, М., Изд-во «Недра», 1969.
Султанов М. С., Пимшина В. А. О некоторых геохимических особенностях эффузивов юго-западных отрогов Гиссарского хребта, Тр. ТашГУ, вып. 249, 1964.
Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей, М., Изд-во «Недра», 1966.
Тектоническая карта Узбекской ССР, Изд-во «Фан», 1967.
Толок А. А. Оловорудные месторождения Октябрьской группы в Приморье, М., Изд-во «Наука», 1964.
Трошин Ю. П. О галлий-индиевом отношении в сфалеритах Забайкалья, «Геохимия», 1962, № 4.
Уклонский А. С. К вопросу о перемещенных минералах, Тр. САГУ, «Геологические науки», кн. 7, вып. 82, 1956.
Ферсман А. Е. Геохимия кобальта, Изд-во УзССР, сер. геол., 1939, № 3.
Филимонова А. А. О структурах распада твердых растворов в рудах, подвергшихся метаморфизму, «Геология рудных месторождений», 1959, № 3.
Хамрабаев И. Х. [и др.]. Геолого-геохимическое соотношение колчеданных проявлений Центральных Кызылкумов с некоторыми Южно-Уральскими колчеданными месторождениями, «Узб. геол. ж.», 1964, № 4.
Хамрабаев И. Х. и др. Магматические комплексы Узбекистана и их металлогеническая специализация, В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», Т. VIII, М., Изд-во «Наука», 1967.
Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана), Изд-во «Фан», УзССР, 1969.
Холопов Н. П. Микроэлементы в породах Обинаврузской интрузии, Тр., САИГИМСа, вып. 4, 1964.
Черных О. И., Головченко А. В., Шаякубов Т. Ш. Основные черты металлогении Гиссарского колчеданно-полиметаллического района, Металлогения Тянь-Шаня, Тезисы докл. к V Всес. метал. совещ, Изд-во «Илим», 1968.
Шадлун Т. Н. Об особенностях строения колчеданных руд некоторых месторождений Алтая, Изд-во АН СССР, сер. геол., 1951, № 5.
Шадлун Т. Н. Некоторые закономерности проявления метаморфизма в богатых пиритом свинцово-цинковых рудах Такелийского месторождения, «Геология рудных месторождений», 1959, № 5.
Щербина В. В. Основные черты геохимии теллура, Изд-во АН СССР, 1937, № 5.
Щербина В. В. О геохимическом значении количественного отношения Ag/Au, «Геохимия», 1956, № 3.
Шмулевич Л. Д. [и др.]. Металлогения свинцово-цинкового оруденения Тянь-Шаня, Тр. к V Всес. метал. совещ., Изд-во «Илим», 1968.
Шоу Д. М. Геохимия индия, В сб. «Геохимия редких металлов», М., Изд-во ИЛ, 1959.
Юдин И. М. О распределении содержания селена, теллура и таллия в колчеданно-полиметаллических рудах различной кристаллической зрелости, ДАН СССР, 1962, № 2.
Юнг Р. С. Геохимия кобальта, В сб. «Геохимия редких элементов», Изд-во ИЛ, 1959.
Юшко С. А. Методы изучения руд под микроскопом в отраженном свете, Госгеолтехиздат, 1949.
Юшко С. А. Структуры руд. В сб. «Методические пособия к лабораторным занятиям по курсу минераграфии», Донецк, 1960.
Юшко-Захарова О. Е. Геохимия и минералогия селена и теллура в медно-никелевых месторождениях, М., Изд-во «Наука» АН СССР, 1964.
Goldschmidt V. M. Geochemisty, 1934.
Hewitt R. Experiment bearing on the relation of pyrhotite to other sylphides. Econ. Geol., vol. 23, Ng 3, 1938.
Picot P., Pierott R. La rodyesite, pemier maneral d'indium; $CuInS_2$. Bulletin Soc. Er mineral Crist., vol. 86, № 1, 1963.
Sorem R. X-ray diffraction technical for small Samples. Amer. miner., vol. 45, № 9—10, 1960.
Van Hook H. S. The ternary sistem Ag_2S—Bi_2S. Econ. Geol., vol. 55, 1960.
Vogt S. N. L. Nickel in igneous rocks. Econ. Geol., vol. 18, 1923.
Wernick S. H., Geller S., Benson K. E. Physics and Chemistry of Solids, vol. 7. № 213, 1958.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава I
Основные черты геологического строения и эндогенной металлогении Южного Узбекистана 6

Глава II
Краткая характеристика главнейших колчеданно-полиметаллических месторождений и рудопроявлений 18

Глава III
Гидротермальные изменения рудовмещающих пород 55

Глава IV
Вещественный состав руд 65

Глава V
Элементы-примеси руд 122

Глава VI
Особенности формирования колчеданно-полиметаллического оруденения . 158

Глава VII
Сопоставление колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Узбекистана и Рудного Алтая 173
Заключение 178
Литература 180

П. В. ПАНКРАТЬЕВ,
Ю. В. МИХАЙЛОВА

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЮЖНОГО УЗБЕКИСТАНА

Утверждено к печати Ученым Советом
Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева
Отделением «Науки о Земле» АН УзССР.

Редактор *Р. Якубович*
Технический редактор *В. Тарахович*
Корректор *Л. Назаренко*

Р05370. Сдано в набор 26/III-1971 г. Подписано к печати 24/V-1971 г. Формат 70×108¹/₁₆-5,88 бум. л. —16,45 печ. л. Уч.-изд. л. 15,5. Изд. № 775. Тираж 650. Цена 1 р. 70 к.

Типография издательства „Фан" УзССР, Ташкент, ул. Черданцева, 21. Заказ 69.
Адрес издательства: Ташкент, ул. Гоголя, 70.

В 1971 г. В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ „ФАН" ВЫЙДУТ ИЗ ПЕЧАТИ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

Коллектив. Глубинное строение земной коры на территории Узбекистана, на русском яз., 20 изд. л.

В монографии приведены результаты планомерного изучения глубинных зон земной коры на территории Узбекистана методами геофизики и геологии. Рассматриваются вопросы взаимосвязи глубины залегания и морфологии пограничных зон земной коры и верхней мантии с геологическим и тектоническим строением поверхностных образований, с процессами эффузивного, интрузивного магматизма, метаморфизма, рудообразования и историей геологического развития территории.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов геологического профиля — геофизиков, сейсмологов, а также смежных отраслей наук.

Коллектив. Вулканогенные формации Узбекистана, на русском яз., 20 изд. л.

В работе рассматриваются вопросы петрологии и геохимические особенности вулканогенных формаций Узбекистана.

Впервые для этой территории на основе новых материалов дается схема фаций вулканогенных пород и устанавливаются критерии для их выделения по общегеологическим, петрохимическим и геохимическим данным. Подробно описываются геологическая позиция, петрографические особенности, распределение редких рассеянных элементов в различных по возрасту и составу вулканогенных формациях.

Рассматриваются общие закономерности развития вулканизма, геохимической специализации вулканогенных формаций.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, работающих в области вулканологии, петрологии.

438

Цена 1 руб. 70 коп.