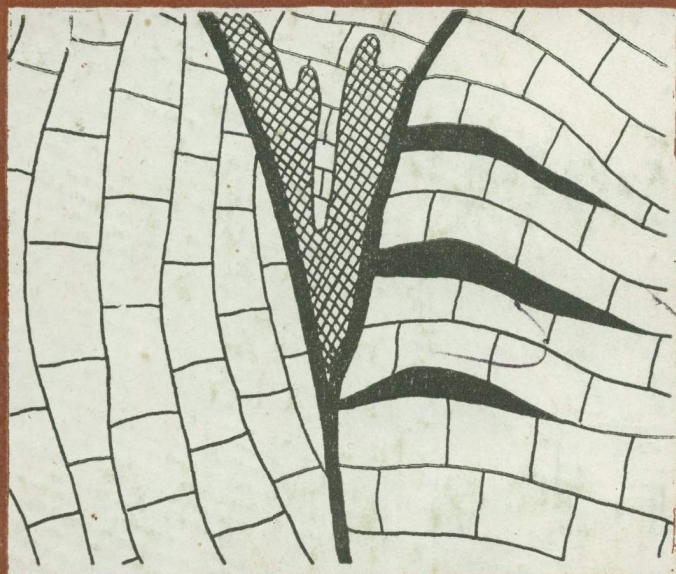


Х.А. АКБАРОВ



**ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ
ТИПЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СРЕДНЕЙ АЗИИ**

•фан•

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (САИГИМС)

Х. А. АКБАРОВ

553.44+550.8

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ
ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ
СРЕДНЕЙ АЗИИ И НЕКОТОРЫЕ
ВОПРОСЫ ИХ ПОИСКОВ
И РАЗВЕДКИ

1396

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ — 1975



УДК 553.44.07+550.812(575)

Х. А. Акбаров. Геолого-структурные типы полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии и некоторые вопросы их поисков и разведки. Ташкент. Изд-во «Фан» УзССР, 1975. Табл.— 28, рис.— 51, библи.— 120 назв.

В работе рассматриваются геолого-структурные типы рудных полей и месторождений. Они объединяются в четыре группы: складчатые, разрывные, контактовые и сложные. Описываются особенности строения геолого-структурных типов эндогенных полиметаллических рудных полей и месторождений, а также рассматриваются некоторые вопросы их поисков и разведки.

Книга рассчитана на широкий круг геологов-производственников и научных сотрудников.

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук **И. М. МИРХОДЖАЕВ**

ПРЕДИСЛОВИЕ

Прикладная геология есть прежде
всего структурная геология.

С. С. Смирнов

Директивами XXIV съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР на 1971—1975 гг. предусмотрено значительное расширение работ по геологическому изучению земных недр и разведки минерально-сырьевых ресурсов, прежде всего в районах действующих горнорудных предприятий и экономически выгодных для промышленного их освоения. Предусмотрено значительное повышение экономической эффективности геологоразведочных работ. В плане размещения производительных сил страны большое внимание уделено республикам Средней Азии.

Эти задачи должны решаться не простым увеличением объема геологоразведочных работ, а повышением их эффективности. Экономика геологоразведочных работ приобретает ныне важное значение.

В настоящее время «легкооткрываемые» месторождения во многих районах выявлены и освоены горнодобывающей промышленностью. Высокая стоимость глубинных поисковых работ требует разработки достаточно эффективных методов, при помощи которых можно с наименьшими затратами найти новые рудные поля, скрытые на глубине.

В связи с этим в секторе «Структуры рудных полей и месторождений» САИГИМСа в течение ряда лет изучались геолого-структурные условия размещения эндогенных полиметаллических рудных полей и месторождений. Предлагаемая работа — результат первого этапа полевых и научно-исследовательских работ по изучению геолого-структурных типов эндогенных полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии, проведенных в течение более десяти лет.

В настоящее время в литературе, за исключением сводок А. А. Амирасланова (1957) и П. Ф. Иванкина (1957), опубликованных почти двадцать лет тому назад, специальных работ, посвященных обобщению геологических исследований полиметаллических месторождений отдельных регионов не имеется. Перед нами стояла задача в какой-то мере восполнить этот пробел, обобщив материалы, характеризующие особенности строения геолого-структурных типов эндогенных руд-

ных полей и месторождений Среднеазиатского региона. Поэтому большое внимание уделялось систематике и рассмотрению геологоструктурных типов рудных полей и месторождений. Наши материалы сопоставлялись с данными по некоторым полиметаллическим месторождениям других районов СССР.

При составлении разделов двух первых глав использованы результаты исследований А. А. Амирасланова, К. Л. Бабаева, Х. Н. Баймухамедова, В. А. Королева, А. В. Королева, П. А. Шехтмана, И. М. Мирходжаева, В. И. Попова, И. М. Хамрабаева, А. Д. Шмулевича. В процессе проведения исследований и подготовки настоящей работы, кроме вышеперечисленных, использованы материалы большого коллектива геологов-производственников и научных работников, изучавших полиметаллические рудные поля и месторождения Средней Азии. Большинство схем геологического строения, приведенных в качестве иллюстраций, также составлено работниками тех или иных геологоразведочных партий и экспедиций.

В процессе выполнения исследований большую помощь оказали В. А. Королев, М. А. Ахмеджанов, К. Л. Бабаев, П. А. Шехтман, А. Д. Шмулевич, Ш. Д. Фатхуллаев, М. У. Умарходжаев, Т. М. Маринов и др. Обработку материалов проводили Р. Н. Ашрапов, В. Я. Захидов, Л. А. Исматуллаева, Л. М. Қораблина и М. М. Мирфайзиева.

На протяжении всего периода выполнения научно-исследовательских работ и в оформлении данной работы неоценимую помощь оказали С. И. Ибадуллаев, А. Б. Габелко, А. К. Қаюмов.

Глава I. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Геологические условия образования полиметаллических месторождений чрезвычайно разнообразны и сложны.

А. А. Амирслапов

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Полиметаллические месторождения являются важными источниками добычи свинца, цинка, серебра и ряда других металлов. Более половины добываемого серебра в СССР извлекается из полиметаллических руд в виде халькопирита, блеклых руд, а также попутно с другими металлами. Ценные качества свинца, цинка, меди и серебра позволили широко применять их еще с глубокой древности.

На территории Средней Азии известны древние горные выработки. Главные добычные работы производились на участках окисленных руд, богатых свинцом и серебром. Как отмечает А. А. Амирслапов (1957), глубина этих разработок доходила до уровня грунтовых вод и появления первичных сульфидных руд. Это объясняется невозможностью борьбы с водой и отсутствием технологии переработки комплексных сульфидных руд. До Великой Октябрьской революции в Средней Азии многие месторождения считались экономически нерентабельными. В. Н. Вебер (1913) отмечал, что надежды на богатство Средней Азии свинцом, медью, цинком и железом не оправдались.

Планомерное изучение недр Средней Азии началось в 1925 г., когда район начинает привлекать к себе все больше внимания как возможный крупный минерально-сырьевой объект.

Открытие и изучение Кармазарского горнорудного района почти до 1932 г. сопровождалось неправильными оценками его промышленного значения. Одни геологи считали Среднюю Азию исключительно богатым районом с запасами свинца и цинка, другие отрицали его промышленное значение.

В 1926—1929 гг. Геологический комитет и его Среднеазиатское отделение выдвинули к разведке месторождения Кансай, Алтынтопкан, Канмансур, Такели и ряд других объектов свинцово-цинковых руд.

Более детальные геологические, поисковые и разведочные работы, проведенные с 1930 по 1932 г. Среднеазиатским геологоразведочным отделением, позволили изучить геологическое строение района и

оценить отдельные рудные объекты. В результате Кансай и Такели были переданы горнодобывающей промышленности.

В изучении геологического строения, отыскании новых месторождений и выявлении перспектив развития цветной металлургии Средней Азии большую роль сыграла IV Всесоюзная конференция по цветным металлам, состоявшаяся в 1937 г. в г. Ленинграде. На ней обсуждались особенности геологического строения Карамазара и Каратау как будущей базы Средней Азии на полиметаллы. По решению ВСНХ намечается строительство свинцово-цинкового завода в г. Чимкенте мощностью 60 тыс. т свинца в год на базе полиметаллического сырья месторождений Каратауского и Карамазарского рудных районов Средней Азии.

В оформлении рудной базы Средней Азии в первые годы становления советской власти большую роль сыграли планомерные исследования, проводимые под руководством Б. Н. Наследова (1933). Им проводились первые поисковые и геологические работы в Каратау и Карамазаре.

В 1927 г. на месторождении Кансай были начаты горноразведочные работы, впервые детально обследован Канджол, рекогносцировочно изучен древний рудник Канимансур; К. Л. Пожарицкий открыл Такели, А. П. Кириков — Гудас и Лашкерек. Работы А. В. Королева на Алтынтопкане показали, насколько перспективны эти месторождения. Исследования на Туранглы, Курусае дали положительные результаты. Исследованиями В. Г. Соловьева на Тарыэкане определелись значительные размеры рудоносной площади; И. В. Дюгаев собрал ценный материал по геологии Калкандинского полиметаллического района.

В 1932 г. И. С. Комишан дал оценку перспектив развития свинцово-цинковой промышленности. Он отмечает наличие свинцово-цинковых месторождений в Киргизии. К 1932 г. здесь зарегистрировано около 60 свинцово-цинковых месторождений. Свинцово-цинковые месторождения И. С. Комишан разбил на четыре группы: 1) Чаткальский хребет, Таласский и Киргизский Алатау; 2) бассейн р. Нарына, Присонкульский район и район Боамского ущелья; 3) долина р. Аксая и район Хантегри; 4) Алайский и Туркестанский хребты. Он охарактеризовал перспективность каждого из выделенных районов. В период третьей пятилетки и второй мировой войны 1941—1945 гг. наряду с значительным расширением сырьевых ресурсов эксплуатируемых месторождений Средней Азии были открыты новые рудопроявления.

После Великой Отечественной войны большие геологоразведочные работы проводились на месторождениях Алтынтопкан, Кургашикан, Сумсар, Байджансайской группы, Замбарак, Кан, Уччулач, Актюз, Боорду и др. Большой заслугой геологов Узбекистана является выявление полиметаллического месторождения в Западном Узбекистане и нового колчеданно-полиметаллического в Южном.

В настоящее время в результате планомерных геологоразведочных работ и научных исследований Средняя Азия превратилась в

один из известных в СССР регионов по запасам полиметаллических руд. В ее пределах расположены предприятия по добыче и переработке полиметаллических руд.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Свойства свинца и цинка¹

Главными полезными компонентами полиметаллических руд являются свинец и цинк. Ценные качества свинца — ковкость, мягкость, антифракционные свойства обусловили широкое применение его в промышленности. Свинец входит в состав ряда сплавов, из которых главнейшими являются типографский и баббит. Особенно широко он применяется в электротехнике (производство аккумуляторов); идет на изготовление красок, кабеля и труб для перекачки корродирующих жидкостей.

В последнее время защитные свойства свинца используют в атомных реакторах. Цинк применяется для производства сплавов в медицине при изготовлении препаратов, гидрометаллургии для очистки сернокислого цинка от меди.

Среднее содержание свинца в земной коре 0,002%, цинка — 0,02%. Как отмечает А. А. Амирасланов (1957), нахождение свинца и цинка в природе различается по физико-химическим условиям: 1) глубинного происхождения (сульфиды и другие сложные сернистые соединения свинца и цинка); 2) поверхностного происхождения (карбонатные, кислородные и другие соединения). Во влажной среде, содержащей углекислый газ, свинец тускнеет, покрываясь пленкой кислородных соединений. Расплавленный свинец быстро окисляется до разных степеней, в зависимости от температурных условий. Все окислы свинца, кроме PbO, малоустойчивы и при высоких температурах (600° и выше) диссоциируют на устойчивое PbO и свободный кислород.

Углекислый газ оказывает на свинец слабое окисляющее влияние. Вода реагирует лишь в присутствии кислорода и при продолжительном сроке воздействия, в результате чего получается гидрат окиси свинца. Концентрированная серная кислота растворяет свинец лишь при температуре выше 200°. Кроме того, он химически устойчив по отношению к следующим веществам: смесям азотной и серной кислот, щелочам, аммиаку, большому числу органических кислот, цианистому калию, фосфорному ангидриду и другим реагентам. Лучшим растворителем свинца является азотная кислота.

Свинец не содержится в силикатных минералах, цинк входит в небольшом количестве в состав железных и железомарганцевых силикатов. Остаточные растворы при постепенном уменьшении температуры, кристаллизуясь, выделяют свинец и цинк в виде сульфидов. В пегматитовой и пневматолитовой фазах со свинцом и цинком этого не происходит.

¹ Приводится по А. А. Амирасланову (1957).

Цинковая обманка часто выделяется в более высоких термодинамических условиях, чем свинец. Это объясняется тем, что в глубоких горизонтах свинцово-цинковых месторождений фиксируется постепенное уменьшение количества свинцовых и увеличение цинковых минералов, сопровождающихся определенным комплексом других сульфидов (пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, и др.) и окислами железа (магнетит, гематит и др.). При многократном процессе оруденения в пределах одного и того же рудного поля свинцово-цинковые руды других горизонтов содержат обычное количество свинцовых и цинковых минералов в определенных соотношениях в сообществе с другими сульфидами.

Особенно плодотворно на промышленную концентрацию свинцово-цинковых минералов при прочих равных условиях влияет наличие карбонатных и вулканических пирокластических пород, которые довольно легко поддаются метасоматозу. Если же оруденение свинца и цинка сосредоточивается в активном контакте изверженных пород с известняками, в подавляющем большинстве случаев развиваются скарновые минералы, к которым локально приурочивается свинцово-цинковое оруденение.

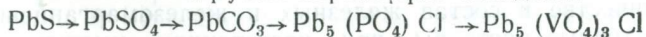
Основными рудными минералами, которые встречаются преимущественно совместно с галенитом, сфалеритом, являются халькопирит, пирротин, борнит, блеклые руды, пирит, реже молибденит, магнетит. Основным жильным минералом, с которым ассоциируют минералы свинца и цинка, являются кварц, чаще всего кристаллической формы; несколько реже галенит и сфалерит сопровождаются кальцитом, баритом, хлоритом, серицитом и др. Кроме названных, в свинцово-цинковых месторождениях фиксируются и другие минералы — полевые шпаты, доломиты, анкериты и др.

В поверхностных условиях руды, состоящие в первую очередь из первичных минералов, а также примеси свинца и цинка в силикатных породах подвергаются процессам окисления, при которых свинцовый блеск и цинковая обманка, хотя и медленно, но все же растворяются, образуя различные окислы, сульфаты, карбонаты, хлориты, фосфаты и т. д. Галенит под воздействием воды, растворяясь, переходит в сульфат свинца ($PbSO_4$), который переходит затем в карбонат свинца ($PbCO_3$).

По исследованиям В. В. Щербины (1955), превращения минералов свинца и цинка в поверхностных условиях представляются в следующем виде:

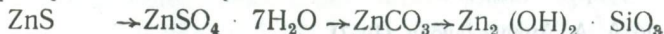
для свинца

галенит англезит церуссит пироморфит ванадинит



для цинка

сфалерит госларит смитсонит каламин



Поведение вторичных минералов свинца и цинка зависит от физико-химических условий растворов и среды, в том числе от pH. Растворимость церуссита в 14 раз меньше, чем растворимость кальцита, поэтому первый гораздо раньше и быстрее выпадает из раствора, чем второй. Зато растворимость смитсонита в 2,5 раза выше, чем кальцита, и в несколько десятков раз выше, чем церуссита, поэтому церуссит и кальцит выпадают из растворов, когда цинк в виде $Zn(HCO_3)_2$ долго еще удерживается в растворе. Различная степень растворимости вторичных минералов свинца и цинка отражается на миграционной способности этих минералов. При прочих равных условиях вторичные минералы свинца и цинка в пределах зоны окисления локализуются отдельно.

В карбонатной среде свинец быстрее, а цинк медленнее ассоциируют с боковыми карбонатными породами и, заимствуя у последних углекислоту, образуют труднорастворимые в поверхностных условиях минеральные соединения — церуссит и смитсонит. В результате в верхних частях полиметаллических месторождений образуются «железные шляпы» специфического состава. Они состоят из сравнительно малого количества гидроокислов железа, гидрокарбоната меди и значительного количества карбонатов свинца и цинка (Амирасланов, 1957).

Свинец и цинк образуют протяженные ореолы рассеяния, размеры которых значительно превышают размеры рудных тел. Их форма в значительной степени определяется положением рудовмещающих дизъюнктивных нарушений и зон трещиноватости. Размеры ореолов рассеяния свинца и цинка зависят от физико-механических свойств пород, геолого-структурных условий локализации рудных тел, концентрации элементов в ореолах рассеяния и величины геохимического фона (Янишевский и др., 1963).

Главнейшие минералы, типы и сорта руд и их свойства

Число известных минералов составляет для свинца более 150, цинка — 50, серебра — 50 (табл. 1).

Руды характеризуются многообразием минерального состава и отражают широкий температурный диапазон формирования оруденения. Свинец и цинк в природе встречаются обычно совместно, образуя месторождения свинцово-цинковых руд, часто со значительной примесью некоторых других металлов. Поскольку свинцово-цинковые месторождения, отмечает В. М. Крейтер (1960), имеют довольно сложный состав и подвергаются комплексному использованию, принятое название «полиметаллические месторождения» представляется наиболее правильным.

Полиметаллические руды — источник не только свинца и цинка, но серебра и ряда других металлов. 50% мировой добычи серебра, 70% всего добываемого серебра в СССР извлекается из полиметаллических руд. Серебро в них, как правило, связано с галенитом и блеклыми рудами.

Весьма ценным компонентом полиметаллических руд является золото, присутствующее как самородное и в виде теллуридов. Медь извле-

Таблица 1

Основные свойства главнейших минералов свинца цинка серебра

Минералы	Химический состав	Содержание металла, %	Удельный вес, г/см ³	Твердость (по Моосу)
Минералы свинца				
Галенит	PbS	86,6	7,4—7,6	2,5
Буланжерит	5PbS · 2Sb ₂ S ₃	55,4	—	2,5—3,0
Бурнонит	2PbS · Cu ₂ S · Sb ₂ S ₃	42,5	5,7—5,9	2,5—3,0
Церуссит	PbCO ₃	83,5*	6,4—6,6	3,0—3,5
Англезит	PbSO ₄	73,6*	6,1—6,4	2,5—3,0
Пироморфит	Pb ₅ PO ₁₂ · Cl	74,3*	6,7—7,1	3,5—5,0
Миметезит	3Pb ₃ · As ₂ O ₈ · PbCl ₂	67,4*	7,0—7,25	3,5
Ванадинит	3Pb ₃ V ₂ O ₈ · PbCl ₂	70,94*	1,0	2,5—3,0
Вульфенит	PbMoO ₄	60,7*	6,3—7,0	3,0
Минералы цинка				
Сфалерит	(ZnFe)S	67,1	3,5—4,2	3,5—4
Вюрцит	ZnS	—	—	3,5
Смитсонит	ZnCO ₃	52	4,1—4,5	5,0
Гидроцинкит	3ZnO · CO ₂ · 2H ₂	75,2*	3,6—3,8	2,0—2,5
Каламин	SiO ₂ (ZnOH) ₂	67,5*	3,4—3,5	4,5—5,0
Виллемит	Zn ₂ SiO ₄	73,0*	4,1	5,5
Минералы серебра				
Аргентит	Ag ₂ S	87,1	7,2—7,4	2—2,5
Самородное серебро	Ag	100	10—11	2,5—3,0
Прустит	Ag ₂ S · As ₂ S ₃	65,4	—	2,0—2,5
Пираргирит	2Ag ₂ S · Sb ₂ S ₃	59,9	5,8	2,5
Стефанит	5Ag ₂ S · Sb ₂ S ₃	68,5	6,2—6,3	2,0—2,5

* Содержание окиси.

яется из халькопирита и блеклых руд попутно с другими металлами. Полиметаллические руды являются главными и единственными источниками кадмия, который содержится в сфалерите, преимущественно в клейфане. Установлено, что кадмий изоморфно замещает цинк. При механическом обогащении кадмий уходит в цинковый концентрат. Повышенное содержание индия характерно для железистых темноокрашенных разновидностей сфалерита. Содержания индия в исходных рудах в количестве 0,0002%, германия от 0,0001 до 0,01%, галлия 0,001% достаточны для извлечения (Чехович, 1964). Кроме вышеперечисленных, большинство полиметаллических руд содержат также висмут, мышьяк, олово, сурьму, гафний, молибден, кобальт и теллур.

По содержанию свинца, цинка и сопутствующих элементов выделяются богатые, бедные и руды с непромышленным содержанием. Понятие

богатые, бедные и непромышленные сорта руд изменчивое и зависит от многих факторов, в частности: от производительности применяемой системы разработки, технологической схемы переработки и мощности горнорудных предприятий и т. д.

Для крупных и средних по размерам месторождений бортовое содержание по сумме металлов — свинцу и цинку — принимается 1,5% при подземной, до 1,5% — открытой разработках. В связи с разработкой технологии обогащения вкрапленных полиметаллических руд и широким применением механизации при эксплуатации месторождений, будет иметь место тенденция к уменьшению кондиций.

Выделяются массивные, прожилково-вкрапленные, полосчатые, пятнистые, брекчиевидные, кокардовые, вкрапленные, радиально-лучистые, тонкозернистые, точечные текстуры и структуры (Бетехтин и др., 1958, 1964). В составе массивных (или сплошных) свинцово-цинковых руд преобладают медные, цинковые и свинцовые сульфиды. В таких рудах они составляют обычно от 40 до 90%, остальную часть — кварц, карбонаты, барит и др. Во вкрапленных или прожилково-вкрапленных рудах рудные минералы составляют до 40%. Полосчатые руды состоят из чередующихся различных полос, сложенных одним или двумя-тремя минералами. Так, преимущественно сфалерит-галенитовые полосы чередуются со сфалерит-халькопиритовыми, последние с халькопирит-пиритовыми и т. д. Полосчатое строение можно наблюдать как в массивных, так и во вкрапленных рудах.

По плотности полиметаллические руды разделяются на три основные группы, соответствующие сульфидным агрегатным сплошным, сульфидным вкрапленным и окисленным разновидностям руд. М. Г. Илаев (1964) отмечает, что средняя плотность агрегатных руд изменяется от 3,45 до 5,05 г/см³ в зависимости от количественного соотношения основных рудообразующих минералов — галенита, сфалерита, пирита и халькопирита. Средняя плотность вкрапленных руд изменяется в широких пределах (от 2,63 до 4,28 г/см³), зависит от минералогического состава, процентного содержания основных рудообразующих минералов. Плотность окисленных руд по сравнению с первичными сульфидными более низкая — 2,37—3,63 г/см³, изменяется в зависимости от степени окисления. Наиболее глубоко окисленные лимонитизированные руды характеризуются меньшей плотностью (2,37—2,81 г/см³), чем слабоокисленные церусситовые — 3,63 г/см³ (Дортман и др., 1964).

Некоторые особенности полиметаллических месторождений

Главные промышленные типы полиметаллических месторождений образуются в результате послемагматических процессов рудообразования. А. Д. Шмулевич и др. (1970) выделяют следующие важные в промышленном отношении генетические типы полиметаллических месторождений Средней Азии: пневматолито-гидротермальные, гидротермально-метасоматические, жильные, колчеданные, телетермальные; Е. Д. Чехович (1964) — контактово-метасоматические, высокотемпе-

ратурные, среднетемпературные и низкотемпературные месторождения. Контактново-метасоматические образуются в районах развития карбонатных толщ и гранитоидных интрузивных массивов. Высокотемпературные гидротермальные месторождения представлены кварцем, сульфидами свинца и цинка с примесью арсенопирита, касситерита, турмалина; среднетемпературные — галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами, пиритом, халькопиритом. Среди жильных минералов обычны кварц, барит, карбонаты. Низкотемпературные месторождения образуются в толщах карбонатных пород преимущественно метасоматическим путем. Для них характерно развитие послыбно-вкрапленного оруденения, приуроченного к определенным стратиграфическим горизонтам слоистой толщи карбонатных пород. Руды имеют простой состав.

Таким образом, наличие как высоко-, так и низкотемпературных месторождений указывает на их широкий термодинамический диапазон образования оруденения. Вертикальный размах оруденения распространяется на многие сотни метров и достигает 1—2 км. При этом существенных проявлений физико-химической зональности может не наблюдаться. Этим определяется размещение оруденения в нескольких структурно-литологических ярусах с присущим каждому из них своеобразием условий локализации руд, морфогенетических типов и минерального состава рудных тел. Процесс минералообразования в полиметаллических месторождениях протекает многостадийно. Устанавливается несомненная зависимость количества стадий от температурного диапазона минералообразования: тем оно больше, чем диапазон шире. Ф. И. Вольфсон (1951) по Окуртаускому, Курусай-Джангалыскому, Такелийскому и другим рудным полям Карамазара наметил следующий порядок формирования отдельных этапов минерализации: скарново-магнетитовый с пиритом и халькопиритом; скарново-полиметаллический, характеризующийся развитием вкрапленных сульфидных руд; скарново-полиметаллический, сопровождающийся развитием богатых руд в виде труб; этап формирования зон гидротермально-измененных пород; кварцево-арсенопиритовый, кварцево-висмутовый, развивающийся в сопровождении сульфидов основных металлов; баритовый и баритово-флюоритовый; карбонатно-полиметаллический; поздние этапы накопления кварца, карбонатов и водных силикатов магнезия, сопровождающихся незначительным количеством сульфидов.

Как отмечает А. А. Амирасланов (1957), частые изменения концентрации рудоносных растворов во времени под влиянием внешних физико-химических факторов приводят к образованию полиметаллических месторождений различных минеральных формаций. В этом отношении можно установить следующий ряд комплексных полиметаллических месторождений от более высокотемпературных к низкотемпературным: цинковые, цинково-медные, цинково-свинцовые, свинцовые с малым количеством цинка и меди, свинцово-сурьмяные, свинцово-ртутные, свинцово-флюоритовые.

Глубина залегания рудных тел в полиметаллических месторождениях колеблется от 200 до 1000 м. К месторождениям с неглубоко зало-

женными рудными телами относятся Канмансур, Замбарак, Ачисай, Канджол, Миргалимсай и др. На большую глубину прослежены рудные тела Алтынтопкана, Чалаты, Кансая, Курусая и др.

Характерной отличительной чертой полиметаллических месторождений является то, что они размещаются и образуют промышленные скопления в породах различных геологических формаций — карбонатной, карбонатно-терригенной, эффузивной, интрузивной и контакто-метаморфической.

Широкий термодинамический диапазон образования полиметаллических месторождений обуславливает разнообразие околорудных изменений вмещающих пород. На многих месторождениях Средней Азии серицитизация развивается в результате регионального и локального изменения пород интрузивной и карбонатно-терригенной формаций. Хлоритизация очень тесно связана с окварцеванием и серицитизацией. Она охватывает породы всех формаций. Окварцевание связано с серицитизацией и отчасти хлоритизацией. Оно предшествует сульфидам, но иногда накладывается на них. Окварцеванию также подвергаются породы всех формаций. Баритизация наблюдается почти во всех полиметаллических месторождениях, залегающих в самых различных геологических условиях. При этом оруденение сопровождается баритом. Баритизация сравнительно тесно связана с оруденением. Доломитизация также широко распространена на полиметаллических месторождениях.

Околорудноизмененные породы являются индикаторами скрытого на глубине промышленного свинцово-цинкового оруденения.

По характеру распределения оруденения полиметаллические месторождения подразделяются на три группы: компактные, дисперсные и комбинированные.

Компактные месторождения характеризуются высокой экстенсивностью и низкой интенсивностью рудного процесса, четкими геологическими контурами рудных тел с вмещающей породой, сравнительно простыми формами рудных тел и т. д. К их числу могут быть отнесены главным образом месторождения Курган, Гудас, Сардоб, Замбарак, Канджол, Актюз и др.

Для дисперсных месторождений характерно отсутствие четких геологических границ, несовпадение промышленных и геологических рудных тел; постепенный переход от рудных тел к вмещающим породам; сложные формы промышленных рудных тел, определяемые кондициями и т. д. К дисперсным могут быть отнесены месторождения Миргалимсай, Джергалан, Сумсар, Сулеймансай, Ачисай, Лашкерек и др.

Комбинированные месторождения состоят из участков с компактным и дисперсным распределением оруденения (Кургашикан, Алтынтопкан, Учкулач, Ташбулак, Кугитанг, Аксоран, Кан, Перевальное, Пайбулак и др.).

Таким образом, краткое рассмотрение особенностей полиметаллических месторождений показывает, что геологические условия их образования чрезвычайно разнообразны и сложны. Эти особенности обуславливают широкое распространение их во всех геологических

формациях; многообразие структурно-геологических позиций, генетических и геолого-структурных типов рудных полей, месторождений и рудных тел.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Геологическая история Тянь-Шаня охватывает два крупных существенно различных периода — палеозойский геосинклиальный (каледонский и герцинский тектоно-магматические циклы) и мезокайнозойский платформенный.

Основным этапам геотектонического развития в пределах региона соответствуют проявления свинцово-цинкового оруденения четырех металлогенических эпох — докаледонской, каледонской, герцинской и киммеридо-альпийской. Эти эпохи неравнозначны по масштабам и продуктивности оруденения. Наиболее сильно проявляются свинец и цинк в герцинской эпохе. В отличие от других регионов мира в Тянь-Шане развиты менее интенсивно рудобразующие процессы киммеридо-альпийской эпохи.

Одной из наиболее характерных особенностей металлогении свинцово-цинкового оруденения А. Д. Шмулевич и др. (1970) называют закономерную концентрацию месторождений в пределах наиболее крупных составляющих частей региона — складчатых систем и структурно-формационных зон. Эти системы и зоны характеризуются своеобразным историзмом развития и индивидуализированными чертами геологического строения. Они рассматриваются в качестве специализированных в металлогеническом отношении территорий — провинций и зон. В пределах зон обособляются рудные районы, узлы.

Сложность, неоднородность и изменчивость геологического строения палеозоя Тянь-Шаня позволили А. Д. Шмулевичу и др. (1970) вслед за В. И. Поповым, В. А. Николаевым, Н. С. Синициным, Х. М. Абдуллаевым, К. Л. Бабаевым, В. И. Кнауфом и др. выделить в составе региона три складчатые системы и эквивалентные им металлогенические провинции Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня. Каждая из этих провинций (Шмулевич и др., 1970) обладает своеобразными чертами истории геотектонического развития, магматизма и рудоносности.

Северо-Тянь-Шаньская металлогеническая провинция сформировалась на месте геосинклиальной системы каледонской консолидации. По типу формирования это миogeосинклиналь с ограниченным развитием поздних и конечных стадий. Анализ фактических материалов позволяет предполагать здесь наличие проявлений трех металлогенических эпох — докаледонской, каледонской и герцинской. Наиболее важной и продуктивной является каледонская металлогеническая эпоха, связанная во времени с этапом герцинской тектоно-магматической активизации. Именно с этим этапом связано подавляющее большинство свинцово-цинковых месторождений Северного Тянь-Шаня. Закономерное размещение их в пределах провинции определяется

главным образом интенсивностью проявления и сочетанием факторов тектоно-магматической активизации (Шмулевич и др., 1970). Месторождения группируются преимущественно в пределах Восточно-Киргизской (Кастекский, Актюзский, Боординский рудные районы), Каратау-Таласской (Курганский, Кеншаныкский и другие рудные узлы), Сонкульской и Джергаланской металлогенических зон. В них наиболее широко развиты месторождения гидротермально-метасоматического и гидротермально-жильного типа, а менее — телетермального. Примечательно широкое распространение месторождений в зонах изменения интрузивных и метаморфических пород, характеризующихся комплексностью руд и наличием в промышленных и повышенных концентрациях в них свинца, цинка, серебра, висмута, меди, олова, индия, молибдена, редких земель.

Срединно-Тянь-Шаньская металлогеническая провинция занимает промежуточное положение между каледонскими структурами Северного и герцинскими структурами Южного Тянь-Шаня. Отличительной особенностью является полицикличность ее развития: складчатые структуры сформировались в результате консолидации каледонской и герцинской подвижных систем. Соответственно двум циклам развития в регионе выделяются две металлогенические эпохи — каледонская и герцинская. Первая в отношении свинца и цинка мало продуктивна. Вторая характеризуется преимущественным развитием месторождений телетермального типа, группирующихся в пределах Каратауской (Ачисайский, Миргалимсайский, Байджансайский рудные районы), Кассансайской, Чаткальской и Кавакской металлогенических зон. Главнейшими в размещении месторождений являются стратиграфо-литологические и структурные факторы, которые влияют главным образом на локализацию отдельных месторождений и рудных тел.

Южно-Тянь-Шаньская металлогеническая провинция сформировалась на месте герцинской моногеосинклинальной системы. В составе провинции обособляются три складчатые области — Алай-Кокшаальская, Кураминская, Южно-Гиссарская. Первая в среднем и верхнем палеозое представляла систему мио- и эвгеосинклинальных прогибов (межъядерная зона, по В. И. Попову, 1960), претерпевших складчатость в течение герцинского орогенеза. Кураминская и Южно-Гиссарская области в нижнем и среднем палеозое были территориями типа «срединных масс». В позднем палеозое геодинамический режим сменяется субгеосинклинальным, сопровождающимся мощными накоплениями осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, наземными и подводными излияниями вулканитов.

Металлогенический облик Кураминской области (и одноименной металлогенической зоны) определяется широким развитием месторождений пневматолиито-гидротермального и гидротермального типа. В размещении рудных районов (Алмалыкский, Кансайский и др.) и месторождений ведущее значение имеют структуры грабен-синклиналей, мульды проседания, горст-антиклиналей. Грабен-синклинали, сложенные, в основном, среднепалеозойскими карбонатными породами, вмещают большую часть скварных месторождений. Рудные тела концентриру-

ются в краевых частях этих структур вблизи или непосредственно в зонах приконтактовых разломов. Мульды проседания, выполненные вулканитами, вмещают в основном гидротермально-метасоматические месторождения, горсты и горст-антиклинали — гидротермально-жилые. В пределах горст, где сохранились известняки, развиты месторождения в зонах изменения карбонатных пород.

В Алай-Кокшаальской области обособляются две металлогенические зоны — Писталитауская (Учкулачский рудный район) и Карачатырская, характеризующиеся развитием карбонатных отложений среднего палеозоя. В пределах этих зон развиты преимущественно месторождения телетермального типа, в размещении которых обнаруживаются черты сходства с аналогичными образованиями Срединно-Тянь-Шаньской провинции.

Своеобразие истории формирования Южно-Гиссарской области обусловило и специфические черты металлогении. Здесь развиты в основном месторождения колчеданного типа, группирующиеся в пределах Байсунской металлогенической зоны (Хандизинский, Яккабагский и Чакчарский рудные районы).

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭКОНОМИКИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО СЫРЬЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В настоящее время в Средней Азии и Южном Казахстане имеется несколько десятков полиметаллических месторождений, в том числе: в Таджикской ССР — 45% (из общего числа), Киргизской ССР — 30%, Узбекской ССР — 10%, Южном Казахстане — 10%, Туркменской ССР — 5%.

По запасам свинцово-цинковых руд первое место занимает Таджикская ССР; второе — Узбекская ССР, где подавляющее количество запасов сосредоточено в эксплуатируемых месторождениях. Третье место занимает Киргизская ССР. Запасы свинца Туркменской ССР небольшие и сосредоточены в одном месторождении Кугитангского хребта.

Большинство месторождений Средней Азии является полиметаллическими, содержащими, кроме свинца и цинка, в различных количествах другие металлы — медь, кадмий, серебро. Более 50% общих балансовых запасов свинца и цинка заключено в эксплуатируемых месторождениях. На базе эксплуатируемых полиметаллических месторождений работают Алтынтопканский и Киргизский горнообогатительные комбинаты, Кансайское рудоуправление, а также Сумсарский, Кансайский и Кугитангский рудники.

Полиметаллические руды Средней Азии являются ценнейшим минеральным сырьем и источником многих металлов. Поэтому перед научно-исследовательскими институтами, геологоразведочными партиями и экспедициями стоит задача полнее изучать все полезные компоненты в полиметаллических рудах, открывать и передавать в промышленное освоение новые и перспективные объекты. Для реализации этих планов необходимо разрабатывать и совершенствовать методику поисков и разведки на основе глубоких геолого-структурных исследований промышленных полиметаллических месторождений Средней Азии.

Глава II. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ФОРМАЦИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В формировании постмагматических месторождений состав вмещающих пород имеет очень большое значение.

Х. М. Абдуллаев

О ПОНЯТИИ «ФОРМАЦИЯ»

Эндегенные полиметаллические рудные поля и месторождения Средней Азии располагаются в подвижных поясах и приурочены к породам различных формаций.

Рудным полем, вслед за А. В. Королевым и П. А. Шехтманом (1959), мы называем обособленные участки земной коры, заключающие совокупность рудных тел и месторождений, связанных единым геолого-геохимическим процессом и находящиеся в единой геологической позиции, определяющей состав комплекса вмещающих пород и их тектоническое строение.

В отличие от определения рудного поля, данного ранее А. В. Королевым и др. (1959), П. А. Шехтманом и др. (1964), в новую формулировку В. А. Королев (1973) ввел представление о естественных геологических границах рудного поля. Такое дополнение целесообразно, поскольку оно обязывает целеустремленно оформлять эти границы, изучать их в процессе геологического картирования, выяснять влияние на внутреннее строение поля, устанавливать положение в крупных региональных структурах (Королев, 1973).

Геологические позиции рудных полей характеризуются положением в геотектонической структуре и геологических формациях, обуславливающим проявление тех или иных факторов (или их сочетаний), контролирующих размещение оруденения.

Тектоника и литология, с одной стороны, физико-химические условия рудоотложения с другой определяют геолого-структурные типы полиметаллических рудных полей и разнообразие возникающих в них морфогенетических типов рудных тел. А. В. Королев и П. А. Шехтман (1959) разработали классификацию геолого-структурных типов рудных полей по признаку приуроченности их к различным формациям. Формационный метод анализа с развитием геологической науки в разное время трактовался с различных позиций. Поэтому определение понятия и выделение типов формаций постепенно менялось и совершенствовалось. Вкратце рассмотрим некоторые идеи в понимании формации. Основные

положения учения о фациях и формациях изложены Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1923, 1927), А. Н. Заварицким (1926), В. И. Поповым (1937, 1947, 1959, 1966), Н. С. Шатским (1939, 1945), Н. Б. Вассоевичем (1948), В. В. Белоусовым (1948, 1962), В. Е. Хаиным (1950, 1964, 1973), Н. П. Херасковым (1952), Л. Б. Рухиным (1953, 1961), Д. В. Наливкиным (1955, 1956), Н. М. Страховым (1956), В. А. Николаевым (1957), Д. И. Щербаковым (1957), Б. С. Левоник (1963) и др. В. И. Попов (1959) подробно охарактеризовал принципы и методы выделения формации.

Рассмотрим основные идеи ведущих исследователей в понимании формации. Первое определение формации принадлежит М. В. Ломоносову (1758, 1763; 1949). Он выделил и охарактеризовал закономерные сочетания в месторождениях угля и каменной соли, которые и до сих пор изучаются под названием угленосных и соленосных формаций.

Термин «формация» для обозначения ряда осадочных пород, образовавшихся при сходных условиях и в непосредственной последовательности друг за другом был введен в геологическую науку в 1762 г. Г. Фюкселем, врачом и естествоиспытателем, проводившим исследования в Тюрингии. Он впервые использовал формации в качестве естественных местных стратиграфических единиц (Попов, 1959). В словаре геологических терминов, составленном Н. Х. Винчелом и Х. Б. Винчелом (1891), говорится, что слово «формация» часто широко (свободно) используется для обозначения всего, что было образовано или же доведено до его современного вида (или формы). Такое определение формации выходит за пределы геологических объектов.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в 1923 г. ввел понятие о петрографической формации. По его определению петрографические формации — это «петрографически-стратиграфические комплексы магматических и апомагматических образований, которые группируются около какого-нибудь интрузивного массива или вулканического центра и генетически с ним связаны, включая сюда и контактовые образования». А. Н. Заварицкий (1926) предложил генетико-парагенетическое определение формации, соответствующее представлениям Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. По М. А. Усову (1945), «формация» конкретно в объемном отношении и по своей мощности бывает представлена одной фацией.

Наиболее важные исследования по изучению и составлению классификации формаций проведены В. И. Поповым (1959, 1966). Он дает следующее определение понятия формации: «Геологической формацией называется естественно-историческое сообщество генетически связанных и сопряженных горных пород, отвечающее определенной динамически обособленной единице геологической среды (т. е. фации), которая возникает в той или иной фазе (этапе, стадии) развития данного региона земной коры».

Д. В. Наливкин (1955—1956) считает, что формации состоят из более мелких фациальных единиц и в связи с этим придает формациям отчетливую генетическую палеогеографическую трактовку.

Н. С. Шатский (1945) формациями называет комплексы пород, отдельные члены (слои, толщи и т. д.) которых тесно парагенетически

связаны друг с другом как в вертикальном возрастном отношении, так и в горизонтальном пространственном. Формации — понятие тектоническое, ибо они связаны с определенными структурами.

По Ю. А. Жемчужникову (1955), формации состоят из естественного ряда горных пород и фаций, имеющих некоторую общность происхождения.

В. В. Белоусов (1948) осадочной формацией называет комплекс фаций осадочных толщ, соответствующий определенной стадии геотектонического цикла.

По Н. Б. Вассоевичу (1948), геологическая формация в самом широком смысле — это термин, который может использоваться для обозначения любого крупного геологического образования (вещественного), имеющего нечто общее по происхождению, а следовательно, и по своему вещественному составу.

По Ю. А. Кузнецову (1958), магматические комплексы — это конкретные проявления магматических петрографических формаций в понятии Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. В таком же смысле метаморфические комплексы выделяют В. А. Николаев и др. (1957).

Б. С. Левоник (1963) считает, что формация — это не стратиграфическая единица и не свита, а парагенетический комплекс горных пород, к которым генетически и пространственно приурочена повышенная минерализация. Он выделяет следующие группы геологических формаций: 1) интрузивная, 2) пегматитовая, 3) штоко-дайко-силловая, 4) осадочно-вулканическая, 6) метаморфическая, 7) кора выветривания.

В. Е. Хаин (1964, 1973) формацией называет закономерное и естественное сочетание (парагенез, комплекс, ассоциация) определенного набора горных пород — осадочных, вулканогенных, интрузивных, образующихся на определенных стадиях развития основных структурных зон земной коры.

В Большой Советской Энциклопедии (т. 45, 1956) приведено следующее определение: формация — комплекс генетически связанных горных пород, совместное образование и нахождение которых в земной коре обусловлено определенными условиями геологической среды (тектонический режим, климат). В качестве примера приводятся осадочные (флишовая, молассовая, соленосная, красноцветная, писчего мела, джеспелитовая и др.), эффузивно-осадочные и эффузивные (туфогенно-порфиритовая), интрузивные комплексы магматических горных пород (гранитная, габбро-перидотитовая формации), метаморфические (зеленокаменная, гнейсовая и др.) и пневмато-гидротермальные (оловянно-грейзеновая, кобальто-никелевая и др.).

В части осадочных пород наиболее полное определение формации дано А. Б. Рухиным (1961): «формация — это генетическая совокупность фаций, выделяющихся среди других особенностями своего состава или строения и устойчиво образующихся на более или менее значительных участках земной поверхности при определенном геотектоническом режиме».

В геологическом словаре (1973) говорится, что геологические формации — сообщество геологических тел (слоев и т. д.), объединяемые

в парагенетическом, генетическом, стратиграфическом или каком-либо ином отношении. Среди формаций различают литологические, петрографические, осадочные, вулканогенные, магматические, рудные, рудоносные и др.

Таким образом, как видно из приведенного краткого обзора, исследователи геологических формаций давали им разные определения. Однако, при этом в отечественной литературе, несмотря на словесные различия формулировок, господствует естественно-историческое или, иначе, генетическое понимание формации (Попов, 1959).

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Принципы выделения геологических формаций Средней Азии

Систематика геолого-структурных типов эндогенных полиметаллических рудных полей и месторождений составлена по признаку их приуроченности к различным формациям. При выделении основных геологических формаций внутри осадочных пород мы придерживались принципа выделения формации Л. Б. Рухина. Среди магматогенных пород выделяются эффузивные (вулканогенные) и интрузивные формации. Такое разделение до некоторой степени соответствует понятию формации в понимании М. А. Усова, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Ю. А. Кузнецова и др. Главнейшие промышленные типы полиметаллических, железорудных, вольфрамовых и других месторождений локализируются в контактово-метаморфических образованиях (скарны, роговики, вторичные кварциты и др.). Их можно рассматривать как самостоятельные геологические тела с морфологическими особенностями и условиями размещения, существенно отличающимися от наложенного на них оруденения. Это дает основание выделить контактово-метаморфические образования в самостоятельную формацию рудовмещающих пород; они для краткости названы контактово-метаморфической формацией, по В. А. Николаеву.

Классификацию рудных полей по признаку их приуроченности к различным формациям разработали А. А. Амирасланов (1957) для свинцово-цинковых и В. Э. Поярков (1962) для ртутно-сурьмяных месторождений.

В классификации послемагматических рудных полей А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1959) рассматриваются семь формаций: флишoidная, карбонатная, молассовая, карбонатно-терригенная, эффузивно-осадочная, эффузивная и осадочно-эффузивно-интрузивная. Однако рудные поля во флишoidной и молассовой формациях в подвижных поясах имеют много общих черт как в части особенностей их структур, так и в части морфогенезиса рудных тел. В обоих случаях преобладают тела согласного и сложного типа. Эффузивно-осадочная формация на территории Средней Азии распространена ограниченно. На этом основании и при объединении соответствующих сходных по литологическим

особенностям формации они выделили две — сланцевую и эффузивную.

Таким образом, по сходству генезиса, состава и физико-механических свойств на территории Средней Азии выделяются шесть формаций: сланцевая, карбонатная, карбонатно-терригенная, эффузивная, интрузивная, контактово-метаморфическая. Такое разделение формаций отвечает до некоторой степени и исторической последовательности их формирования; сланцевая формация сложена преимущественно породами нижнего палеозоя; карбонатная и карбонатно-терригенная характерны для среднего, эффузивная — для верхнего палеозоя. Интрузивная и контактово-метаморфическая формации объединяют породы различного геологического возраста. Первая включает каледонские, герцинские интрузивные массивы в верхнепалеозойские дайковые серии. Скарны, рассматриваемые в составе контактово-метаморфической формации в массе сформировались в конце верхнепалеозойского тектоно-магматического цикла.

Некоторые свойства формаций

В. А. Королевым и др. (1972) приведены усредненные характеристики физических и механических свойств пород формаций (табл. 2). Большая часть их определена в секторе структур рудных полей и лаборатории оптического моделирования САИГИМСа; использованы также данные других исследователей (Беликов и др., 1964; Власова, Николаев, 1959; Розанов, 1961; Тимченко, 1964). Обращают внимание довольно высокие значения пористости и проницаемости для большинства пород, несколько отличающиеся от данных других исследователей (Берч, Шерер, Спайсер, 1949; Кобранова, 1962). Это объясняется, очевидно, тем, что изучались породы только в пределах рудных полей, т. е. подвергшиеся действию локальных метаморфических процессов. В целом приведенные характеристики отражают свойства пород дорудного метаморфизма.

Наибольшей пористостью (общей и эффективной) обладают породы карбонатно-терригенной формации, что объясняется наличием в них большого количества обломочного материала, создающего высокую пустотность породы в целом. Наименьшая пористость карбонатной формации обусловлена их способностью к самозалечиванию (Королев, Шехтман, 1965). Обычно она рассматривается в связи с хрупкими тектоническими деформациями, но проявляется, по-видимому, и при пластических. Соотношение между общей и эффективной пористостью изменяется в зависимости от общей, что объясняется вторичным (тектоническим, метаморфическим) происхождением подавляющего числа пор. Данное обстоятельство важно потому, что многие исследователи при изучении влияния пористости на рудообразование отдают предпочтение эффективной. Однако в процессе тектонических деформаций неизбежен переход пор из закрытого состояния в открытое и обратно, и в этом случае проницаемость пород будет зависеть от общей пористости (Королев и др., 1968). Повышенной пористостью обладают породы эффу-

Таблица 2

Сводная характеристика физических и механических свойств пород главнейших геологических формаций Средней Азии

(Составили Ш. Д. Фатхуллаев, В. А. Королев, Х. А. Акбаров, М. Умарходжаев)

Формация	Плотность, г/см ³	Пористость общая, %	Пористость эффективная, %	Пластичность-хрупкость	Проницаемость, мд	Временное сопротивление на сжатие, кг/см ²	Предел упругости, 10 ⁻⁵ кг/см ²	Коэффициент Пуассона	Прочность на растяжение, кг/см ²
Карбонатная	2,59	2,88	1,83	374	3,34	1547	6,17	0,23	96
Сланцевая	2,72	3,13	1,63	346	1,0	2223	6,85	0,21	93
Карбонатно-терригенная	2,48	8,87	4,22	308	2,08	1733	5,30	0,18	100
Эффузивная	2,66	3,97	3,06	245	1,31	2158	0,45	0,23	118
Интрузивная	2,78	3,02	2,02	233	—	2630	7,26	0,29	137
Контактово-метаморфическая	3,14	4,22	2,68	180	0,63	2399	8,13	0,19	168

Примечание. В таблице приведены усредненные данные, полученные на материале изучения следующих рудных полей (за исключением проницаемости, приводимой по литературным источникам): Актюзское — 586 образцов, Алтынтюпканское — 200, Тарызканское — 159, Сумсарское — 124, Такобское — 468, Алмалыкское — 160, Мурунтауское — 125, Канджольское 81. Каждый показатель вычислялся как среднее арифметическое.

живной и особенно контактово-метаморфической формаций. Для эффузивных пород это объясняется, очевидно, влиянием летучих, которые сохраняются в породах вулканического генезиса вследствие быстрого их остывания, а для пород контактово-метаморфической формации — влиянием процессов гидротермального метаморфизма. Проницаемость большинства пород в общем умеренная и колеблется от 0,63 до 3,34 × 10⁻⁵ мд; наиболее высоких значений она достигает в породах карбонатной формации.

Закономерное изменение пластичности-хрупкости вычислено по методике А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965). Наибольшей пластичностью обладают породы карбонатной формации, наибольшей хрупкостью — контактово-метаморфической формации. Обратная зависимость отмечается между показателями пластичности-хрупкости и прочностью пород на растяжение. По-видимому, закономерные изменения этих показателей обуславливаются влиянием минерального состава пород. Пластичные породы сложены менее прочными минералами, чем хрупкие. Все свойства пород в конкретных геологических условиях могут существенно изменяться.

Сланцевая формация включает глинистые «шлишоидные» осадки и продукты их метаморфизма. Они характеризуются силикатным составом, очень тонкозернистым исходным материалом, ясно выраженной слоистостью или сланцеватостью в метаморфизованных

разновидностях (Королев, Шехтман, 1965). Сланцы в исходном виде глинистого алевролитового или глинисто-кремнистого состава, иногда с примесью карбоната. Часто ритмически чередуются с прослоями песчаников. В метаморфизованном виде превращаются в филлиты и микросланцы: актинолитовые, альбитофировые, хлорито-эпидотовые, серицитовые, тальковые, хлоритовые, серицито-хлоритовые, амфиболовые, кремнистые, эпидотовые, глинистые, известковистые, песчанистые алевролитовые, песчано-глинистые, кварц-сланцевые, кристаллические гнейсы.

Особенности состава и структуры сланцев обуславливают наиболее высокую степень анизотропии их физико-механических свойств по сравнению с другими породами. В краевых частях прогибов сланцы иногда постепенно переходят в известняки и песчаники, участвуя вместе с ними в переслаивающихся разрезах сложного состава. Пористость и проницаемость слабометаморфизованных глинистых сланцев по сравнению с другими породами наименьшие (табл. 3). Повышение пористости может происходить за счет трещиноватости и некоторых видов метаморфизма. При тектонических деформациях глинистые и различные метаморфические сланцы (Королев, Шехтман, 1965) проявляют наиболее высокую пластичность — подвергаются изгибу без нарушения сплошности вследствие течения деформирующегося материала. Поэтому сланцы обладают наименьшими несущими свойствами по сравнению с другими породами, пассивно подчиняясь складкообразованию, создавая мелкие складчатые формы вплоть до микроффрировки.

Показатель пластичности-хрупкости колеблется от 235 до 482 и для сланцевой формации в целом составляет 346. При метаморфизме хрупкость сланцев существенно повышается. Отношение сланцев к различным видам метаморфизма своеобразно. Термальный метаморфизм в контактовых ореолах интрузивов приводит к перекристаллизации глинистых сланцев с образованием различных роговиков. При этом породы, теряя пластичность, приобретают хрупкость, понижается физическая анизотропия, увеличивается проницаемость, и породы становятся более способными к взаимодействию с растворами.

Породы этой формации наиболее широко распространены, занимая до 49% площади современного эрозионного среза¹. Если учесть, что сланцевые толщи нижнего палеозоя развиты как подстилающие, также на части территории, занимаемой карбонатной и эффузивной формациями, то общая занимаемая ими площадь составит 55—60%.

Наибольшее относительное значение сланцевая формация имеет в Северо-Тянь-Шаньском и Памирском поясах (табл. 4), наименьшее — в Чаткальской и Кураминской зонах и особенно в юго-западной части Кураминских гор (рис. 1). Площадь, занимаемая этой формацией, составляет здесь ничтожно малую долю территории всей Средней Азии и всего 6% площади самого Карамазара.

¹ Площади распространения пород подсчитывались палеткой и только в пределах прилагаемой карты. Этим, а также тем, что нами дополнительно выделена карбонатно-терригенная формация, объясняется расхождение некоторых из приведенных цифр с данными К. Л. Бабаева (1964).

Таблица 3

Характеристика физико-механических свойств пород сланцевой формации

(Составили Ш. Д. Фатхуллаев, В. А. Королев, Х. А. Акбаров)

Тип пород	Плотность, г/см ³			Пористость, %						Показатель пластичности-хрупкости	Проницаемость, мд	Прочность		Предел упругости · 10 ⁻⁸ кг/см ²			Коэффициент Пуассона		Твердость по Шору	
				общая			эффективная					сжатие, кг/см ²	растяжение, кг/см ²	нагрузка	E ₁	E ₂	σ ₁	σ ₂		
	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее											
Актинолитовые сланцы				1,18	7,45	4,45	0,63	1,96	1,41											
Альбитофировые »				2,38	7,10	4,36	1,51	2,30	1,93											
Хлорито-эпидотовые »		2,82		0,71	7,46	4,05	0,46	3,48	1,75											
Серицитовые »		2,72		1,44	5,79	3,92	0,72	3,32	2,28			2020	90							
Тальковые »		2,61								482	0,16									
Хлоритовые »		2,70	0,71	4,95	3,19	0,49	3,22	1,77				2105	93							
Серицито-хлоритовые »		2,64	0,33	1,72	1,56	0,77	1,84	1,48		395	0,98	2160	102	500	6,70	6,97	0,24	0,23		58
Амфиболовые »		2,99	0,69	6,70	3,56	0,42	3,33	1,46		289										
Кремнистые »		2,66	0,72	6,09	2,79	0,57	3,41	1,41												
Эпидотовые »		2,63	1,09	7,46	4,45	0,52	3,48	1,67												
Глинистые »	2,00	2,84	2,56																	
Известковистые »	2,10	2,73	2,53	0,47	4,02	2,83	0,61	3,22	0,99											
Песчанистые »	2,16	2,87	2,65	0,43	2,00	1,29	0,40	1,91	1,29		6,0	3000	130	1000	7,20	7,00	0,20	0,20		82
Алевролитовые »			2,60	1,11	4,00	2,07	1,69			280	1,00	2140		750	6,72	6,79	0,26	0,26		72
Углистые »	2,00	2,64	2,49																	
Песчано-глинистые »	2,18	2,58	2,46																	
Кварц-слюдистые »	2,61	2,68	2,63	3,00	7,01	5,76	1,18	3,01	2,10											
Кристаллические »	2,70	2,89	2,79																	
Гнейсы	2,67	2,93	2,73	1,52	4,78	3,06	1,36	3,08	1,81	235										
Парагнейсы				2,20	4,46	3,33	1,01	1,82	1,53			2030	103,5							
Среднее	2,37	2,82	2,72	0,33	7,46	3,13	0,40	3,48	1,63	346	0,99	2223	93	750	6,82	6,98	0,22	0,21		70

Таблица 4

Распределение основных геологических формаций
на территории Средней Азии на выходах, %

Пояса и ветви (по К. Л. Бабаеву)	Формация					Всего
	сланцевая	карбонатная	карбонатно-терригенная	эффузивная	интрузивная	
Северо-Тянь-Шаньский						
Северная ветвь	7	12	4	2	4	29
Южная ветвь	17	2	6	Следы	5	30
Южно-Тянь-Шаньский	14	Следы	2	2	9	27
Памирский	11	1	0	1	1	14
Всего:	49	15	12	5	19	100
По К. Л. Бабаеву	48	21	Не выделяет	8	23	100

Таблица 5

Распределение полиметаллических рудных полей, месторождений
и запасов руд по формациям, %

Формация	Группа рудных полей				Итого
	складчатая	разрывная	контактовая	сложная	
Сланцевая	—	$\frac{4}{2,0}$	—	$\frac{1}{0,1}$	$\frac{5}{2,1}$
Карбонатная	$\frac{19}{22,4}$	$\frac{11}{5,2}$	$\frac{6}{4,5}$	$\frac{5}{1,7}$	$\frac{41}{33,8}$
Карбонатно-терригенная	$\frac{2}{0,2}$	$\frac{1}{0,1}$	$\frac{2}{0,5}$	$\frac{1}{9,3}$	$\frac{6}{10,1}$
Эффузивная	$\frac{5}{1,3}$	$\frac{8}{6,8}$	$\frac{1}{0,3}$	$\frac{1}{1,1}$	$\frac{15}{9,5}$
Интрузивная	—	$\frac{12}{17,5}$	$\frac{1}{1,6}$	$\frac{1}{0,1}$	$\frac{14}{19,2}$
Контактово-метаморфическая	—	—	$\frac{14}{24,2}$	$\frac{5}{1,1}$	$\frac{19}{25,3}$
Всего	$\frac{26}{23,9}$	$\frac{36}{31,6}$	$\frac{24}{31,1}$	$\frac{14}{13,4}$	$\frac{100}{100}$

Примечание. В числителе — количество рудных полей и месторождений, в знаменателе — относительные запасы свинцово-цинковых руд.

- | | | | |
|--|---|--|----|
| | 1 | | 6 |
| | 2 | | 7 |
| | 3 | | 8 |
| | 4 | | 9 |
| | 5 | | 10 |
| | | | 11 |
| | | | 12 |

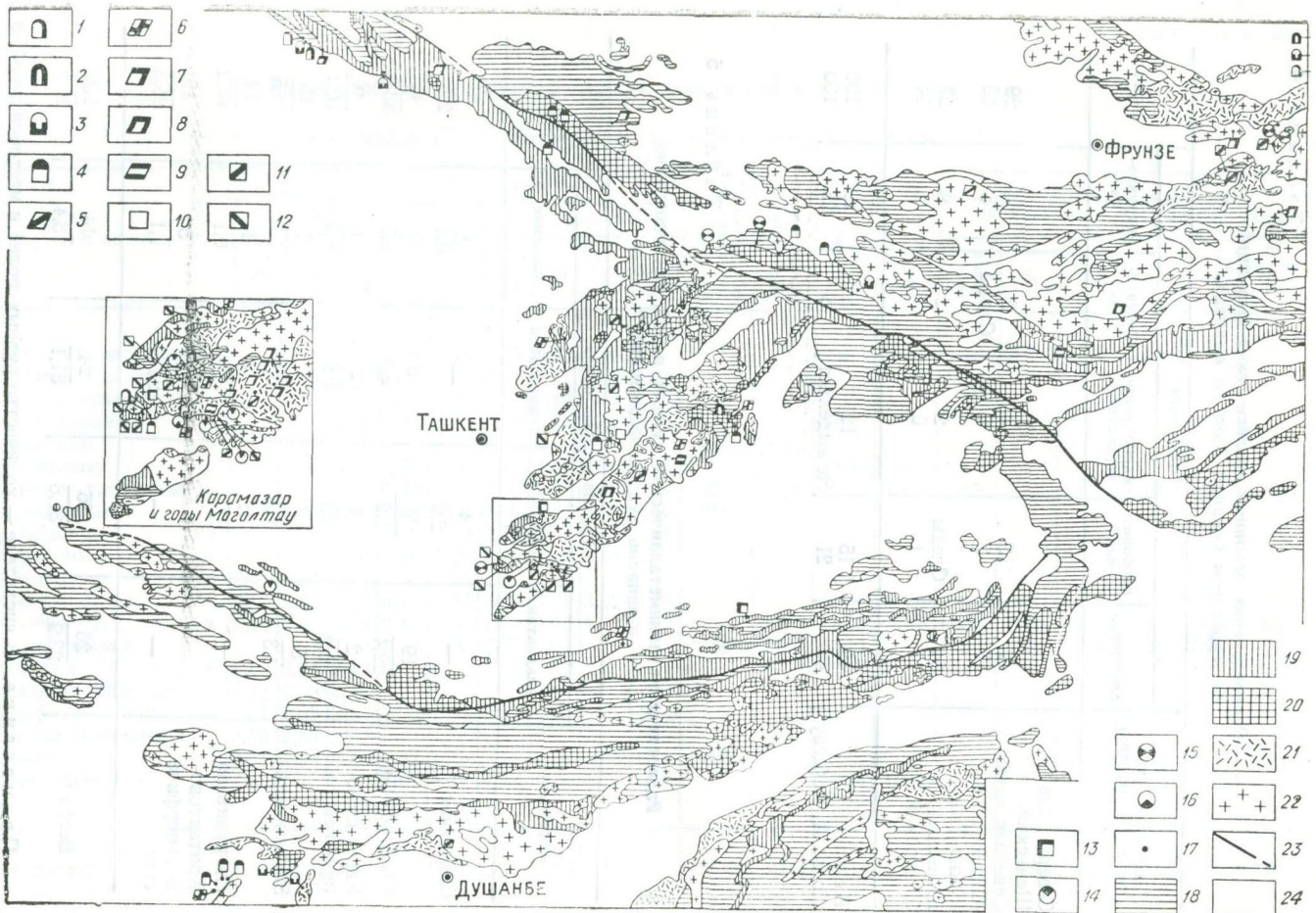


ТАШКЕНТ

Фрунзе

ДУШАНБЕ

- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 13 | | 19 |
| | 14 | | 20 |
| | 15 | | 21 |
| | 16 | | 22 |
| | 17 | | 23 |
| | 18 | | 24 |



Средний химический состав пород некоторых горизонтов карбонатной

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Количество анализов
Девонская	Верхний	Франский	Калькаратусовый	5
			Амфиоровый	2
			Мергелистый	3
		Фаменский	Аквилинусовый	1
			Циртоспириферовый (искристый)	1
Среднее				
Каменноугольная	Нижний		Палеохориститовый	8
			Малый кремнистый	5
			Светло-серый	7
			Большой кремнистый	11
Среднее				

* Одна проба.

** 10 проб.

ванию под влиянием химического воздействия и при пластических деформациях. Известняки, доломиты и мраморы слабо сопротивляются разрыву. Слоистые разности карбонатных пород вследствие повышенной физической анизотропии легко подвергаются изгибу.

Хрупкость и пластичность пород карбонатной формации зависят от их структуры и текстуры. В целом по сравнению с другими породами они обладают наиболее высокой пластичностью, особенно тонкослоистые и ленточные разновидности. Они способны течь, образуя мелкие складки без разрыва сплошности, уподобляясь глинистым сланцам. Грубослоистые известняки и мраморизованные разности проявляют нередко хрупкие свойства, и изгиб их сопровождается образованием трещин. Доломиты, особенно кристаллические, более хрупки, чем известняки, и в меньшей степени способны к самозалечиванию трещин, вследствие чего пласты доломита среди известняков оказываются более проницаемыми и благоприятными для локализации оруденения. Примером влияния подобных соотношений на отложение оруденения могут служить прожилковые полиметаллические руды в доломитах месторождения Сумсар и в доломитизированных известняках Учкулача.

При складкообразовании пласты карбонатных пород тектонически индивидуализируются. По этой причине, по мнению А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965), в известняках реже образуются глубокие секущие трещины, чаще они развиваются в пределах отдельных пластов. Отсюда характерная относительная редкость даек и секущих трещинных жил в известняках по сравнению с магматическими и грубообломочными осадочными породами.

толщи среднего палеозоя в Алтынопканском районе (по В. А. Королеву)

Компонент							Нерастворимый остаток
Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	
0,33	0,42	0,09	50,20	2,37	1,10	4,02	6,95
0,27	0,46	0,33	31,63	19,40	0,59	1,83	8,54*
0,30	0,34	0,05	44,50	2,30	2,23	13,05	10,42
0,27	0,30	0,08	49,50	3,00	1,01	3,70	13,71
0,40	0,31	0,07	29,50	19,80	0,68	3,00	—
0,31	0,37	0,12	40,20	9,37	1,12	5,80	9,85
0,12	0,13	0,03	53,8	1,09	0,27	1,00	1,62
0,15	0,24	0,02	53,0	0,96	0,61	2,12	3,36
0,14	0,11	0,05	53,8	1,11	0,25	0,92	1,51
0,19	0,24	0,06	53,1	0,78	0,50	2,92**	3,81
0,15	0,18	0,04	53,5	0,90	0,40	2,80	2,57

Одной из важных характерных особенностей пород карбонатной формации является их высокая химическая активность. Обилие сильных оснований и уголекислоты придает им высокую растворимость во всех типах природных вод. В условиях взаимодействия с послемагматическими растворами известняки также обладают наиболее высокой химической активностью. Они легко поддаются растворению, повышая при этом пористость и проницаемость, и успешно замещаются различными минералами. Пути движения растворов в известняковых толщах определяются прежде всего этими пористыми и трещиноватыми пластинами, проницаемость которых резко возрастает в осевых частях складок, затем вдоль внутрислоевых трещин и зон дробления. Этим могут объясняться до некоторой степени сложные извилистые пути движения растворов и сложные формы возникающих вдоль них рудных тел.

Эти особенности пород карбонатной формации обуславливают широкое разнообразие структурно-морфологических типов рудных тел. Характерными для них являются как согласные тела, подчиненные напластованию и созданные путем избирательного замещения благоприятных горизонтов, так и секущие, а вблизи интрузивов — также сложные.

По распространенности данная формация стоит на третьем месте после сланцевой и интрузивной и занимает около 15% площади (без учета территорий, перекрытых эффузивной формацией и чехлом четвертичных отложений в крупных межгорных впадинах). Она наиболее распространена в северной ветви Южно-Тянь-Шаньского пояса (12%). Отношение пород карбонатной формации к свинцово-цинковому рудо-

Таблица 7

Характеристика физико-механических свойств пород карбонатной формации

(Составили Ш. Д. Фатхуллаев, В. А. Королев, Х. А. Акбаров)

Тип пород	Плотность, г/см ³			Пористость, %						Показатель пластичности-хрупкости	Проницаемость, мД	Прочность			Предел упругости · 10 ⁻⁸ кг/см ²		Коэффициент Пуассона		Твердость по Шору
	от	до	среднее	общая			эффективная					сжатие, кг/см ²	растяжение, кг/см ²	нагрузка	E ₁	E ₂	σ ₁	σ ₂	
				от	до	среднее	от	до	среднее										
Массивные и грубо-слоистые известняки	2,5	2,8	2,68	0,91	6,19	3,34	0,52	2,14	0,98	385	12,0	1620	500	5,45	6,40	0,31		63	
Среднеслоистые »	2,45	2,73	2,63	0,90	7,12	3,5	0,60	2,4	1,14	400	20,0	1600	500	7,10	—	0,29		65	
Тонкослоистые »	2,39	2,67	2,60	0,90	7,51	3,61	0,59	3,98	2,83	415	24,0	1700	500	6,90	—	0,27		67	
Доломитовые »	2,41	2,83	2,69	0,51	3,78	2,37	0,41	3,22	2,01	320	1,90	1780	106	1000	7,60	7,85	0,32	0,28	69
Алевритовые »	2,36	2,72	2,65							360									
Песчаные »	2,42	2,54	2,52	0,97	6,49	5,31	0,95	5,21	5,14	328		1920	900	4,30	4,40			57	
Глинистые »	2,42	2,70	2,64							465									
Обломочные »	2,23	2,80	2,63	0,91	5,22	2,43	0,35	2,10	1,13		2,27	1030	87	500	5,33	5,45	0,27	0,24	54
Кремнистые »	2,52	2,8	2,70	0,97	6,38	3,79	0,47	5,91	2,51		0,92	1165	105	500	6,12	6,18	0,25	0,25	66
Битуминовые »				0,79	1,28	0,95	0,56	0,79	0,69										
Углистые »				0,59	3,16	2,46	0,48												
Микрозернистые »	2,66	2,73	2,70	0,31	3,15	2,11	0,31	2,97	1,62		0,81	1450	82	500	5,83	6,17	0,29	0,31	57
Доломиты грубо-слоистые	2,6	2,7	2,67									1650							
Доломиты тонко-слоистые	2,52	2,7	2,62									1590							
Мраморы	2,63	2,78	2,70	0,36	2,64	1,46	0,16	1,34	0,80			1590	102	800	9,00	8,92	0,31	0,32	62
Известняки оолитовой структуры			2,40			13,4			11,0			1480		600	3,95	4,14			34
Среднее	2,47	2,73	2,59	0,31	7,51	2,88	0,49	3,0	1,88	374	3,34	1547	96	630	6,16	6,18	0,28	0,28	59,4

образованию весьма благоприятное. В этой формации размещается 41% рудных полей и месторождений, в которых заключено около 35% запасов руд (см. табл. 5).

Карбонатно-терригенная формация включает разнообразные по составу, структуре и крупности обломочного материала породы: аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, конглобрекчии, туфо-конгломераты, туффиты (табл. 8). Они переслаиваются со сланцами, реже с известняками, или образуют самостоятельные толщи, иногда значительной мощности.

Проницаемость пород этой формации вследствие недостаточной упаковки обломочного материала в целом выше, чем в сланцевой. Наличие в них карбонатного материала (в составе цемента песчаников и в обломках некоторых других типов пород) обуславливает возможность проявления или определение тектонических деформаций пластичных свойств, выражающихся в образовании широких пологих складок.

Породы карбонатно-терригенной формации на территории Средней Азии занимают всего около 12%, имея важное значение только в Южно-Тянь-Шаньском поясе (см. табл. 4). Здесь размещается 6% рудных полей и месторождений, которые содержат 10% запасов руд.

В эффузивную формацию входят все излившиеся изверженные породы: фельзитовые, кварцевые, липаритовые, дацитовые порфиры, андезитовые, рироксеновые, андезито-базальтовые, базальтовые, диабазовые порфириты, спилиты, кератофиры и др., дающие преимущественно покровные образования. В отдельных частях разрезов они имеют более или менее ясную стратификацию и вследствие этого обладают некоторой анизотропией физических и механических свойств, проявляющейся в способности давать широкие пологие складки.

При повышенной хрупкости в эффузивных комплексах легко возникают крупные трещины и разломы. На глубине они имеют простое строение, но ближе к поверхности превращаются в сложные разломы и тектонические зоны повышенной проницаемости. Химическая активность эффузивов средняя и увеличивается от кислых разновидностей к основным. Вследствие сравнительной высокой плотности и низкой проницаемости циркуляция растворов в эффузивах возможна главным образом по трещинам. Поэтому они интенсивно взаимодействуют с растворами лишь в участках повышенной проницаемости, вызванной массовыми мелкими разрушающими деформациями пород (табл. 9). Некоторые разновидности, например андезитовые порфириты (Алтынтопканский район), имеют низкую пористость (1%), высокую прочность (2800 кг/см^2) и наибольшую вязкость. Благодаря этому они служат экранами для восходящих растворов. Породы эффузивной формации менее развиты (5%). В ней размещается 15% рудных полей и месторождений, в которых заключено около 10% запасов руд.

Интрузивная формация объединяет интрузивные массивы, сложенные габбро, серпентинитами, лабрадоритами, диоритами, сиенитами, граносиенитами, адамеллитами, гранодиоритами, грани-

Таблица 8

Характеристика физико-механических свойств пород карбонатно-терригенной формации
(Составили Ш. Д. Фатхуллаев, В. А. Королев, Х. А. Акбаров)

Тип пород	Плотность, г/см ³			Пористость, %						Показатель пластичности-хрупкости	Проницаемость, мД	Прочность		Предел упругости · 10 ⁻² кг/см ²			Коэффициент Пуассона		Твердость по Шору
				общая			эффективная					сжатие, кг/см ²	растяжение, кг/см ²						
	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее					нагрузка	E ₁	E ₂	σ ₁	σ ₂	
Аргиллиты	2,41	2,75	2,62																
Алевриты	2,40	2,70	2,61	1,11	2,97	2,56	0,71	1,35	1,01	300	1,21	1530	1000	3,97	5,46	0,18	0,17	68	
Песчаники	2,10	2,86	2,32	1,73	18,78	12,9	1,85	10,3	4,10	134	2,98	2200	1000	6,20	6,30			69	
Песчаники глинистые	2,18	2,72	2,61							382									
Песчаники углистые	2,25	2,64	2,52							350									
Песчаники аркозовые	2,27	2,70	2,59							320									
Песчаники медистые	2,32	2,89	2,62							347									
Песчаники кремнистые	2,50	2,77	2,38	3,12	9,75	6,89	2,01	8,23	5,97	328	0,12	2070	100	250	5,14	5,20		66	
Гравелиты	2,26	2,81	2,57																
Конгломераты	2,25	2,86	2,50	1,91	20,8	13,5			6,80			1200	300	1,25	2,39			61	
Конгломераты туфоконгломераты	2,16	2,73	2,57						2,49	2,91		1790	800	7,90	8,41				
Туфопесчаники			2,57	3,5	14,5	8,5	2,75	9,28	5,3			1610	500	4,9	4,95	0,18	0,19	63	
Среднее	2,28	2,76	2,48	2,65	13,3	8,87	1,58	7,28	4,22	308	2,08	1733	641	4,89	5,45	0,18	0,18	66,9	

Характеристика физико-механических свойств пород эффузивной формации

Таблица 9

(Составили Ш. Д. Фатхуллаев, В. А. Королев, Х. А. Акбаров)

Тип пород	Плотность, г/см ³			Пористость, %						Показатель пластичности-хрупкости	Проницаемость, мд	Прочность		Предел упругости · 10 ⁻⁵ кг/см ²		Коэффициент Пуассона		Твердость по Шору	
				общая			эффективная												
	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее			сжатие, кг/см ²	растяжение, кг/см ²	нагрузка	E ₁	E ₂	σ ₁		σ ₂
Фельзитовые порфириты	2,60	2,90	2,80	3,80	8,90	6,76	1,39	10,9	4,07		0,40	2690	700	7,71		0,23	0,23	95	
Кварцевые »	2,41	2,83	2,63	1,41	5,20	2,60	2,68	3,55	2,01	174	1,93	2860	161	7,96	6,80	0,32	0,31	86	
Липаритовые »	2,55	2,96	2,86																
Дацитовые »	2,60	3,08	2,80	1,67	3,16	2,27	1,46	1,89	1,55	182	0,69	2295	132	1000	6,75	6,79	0,19	0,21	76
Андезитовые »	2,70	2,99	2,84	0,36	2,30	1,49	0,20	2,00	0,80	245	0,86	2800		1000	7,05	7,08	0,29	0,26	80
Гранодиоритовые »	2,69	2,95	2,87	0,63	3,08	1,49	0,53	1,90	0,97		2,00	2710	144	800	7,60	7,62	0,34	0,31	78
Андезито-базальтовые порфириты	2,49	2,92	2,64	0,48	2,71	1,57	0,65	2,1	1,92	238									
Базальтовые »	2,40	2,86	2,69	0,61	2,80	1,61	0,76	2,20	1,68	229									
Диабазовые »	2,51	2,95	2,76	1,01	3,64	2,00	0,65	2,30	1,20	289		2990	155	1000	6,2	6,35	0,21	0,26	72
Спилииты	2,45	2,77	2,62																
Кератофиры (альбитофиры)				3,68	8,70	6,29	2,0	6,35	4,34			800	45		3,51	3,70	0,1	0,16	
Туфы	2,26	2,68	2,48	3,17	22,5	13,5	2,8	19,20	9,20			995		500	4,10	4,12	0,4	0,4	60
Туфы кварцевых порфиров	2,30	2,71	2,54	3,81	16,7	9,3	2,6	13,00	8,70										
Туфолавы	2,40	2,70	2,60	1,70	5,60	2,93	1,45	3,97	2,00		2,00	2000	124	500	5,92	6,05	0,21	0,21	83
Диоритовые порфириты	2,61	2,74	2,70	0,87	3,69	2,02	0,81	2,36	1,44	299		3090	800	800	5,16	5,15	0,17	0,16	95
Фельзиты	2,56	2,68	2,61	3,60	6,45	5,02						1860	111	500	4,85	4,88	0,25	0,16	
Кварцевые фельзит-порфиры				2,89	9,93	6,45	3,81	8,80	6,31			1520		600	3,24	3,25	0,21	0,21	75
Туфобрекчин	2,49	2,61	2,57	3,60	13,40	8,16	4,70	16,50	10,60			1000		350	2,78	2,80	0,15	0,15	59
Сферолит-порфиры				5,50	16,10	10,90	5,50	13,10	9,30			1440		500	2,53	2,55	0,24	0,24	65
Туфы андезитовых порфиров				2,26	8,93	6,02						3320		800	5,69	5,69	0,24	0,24	83
Среднее	2,49	2,85	2,76	2,37	8,19	3,97	1,94	7,12	3,06	245	1,31	2158	118	690	5,47	5,39	0,24	0,24	77,4

Таблица 10

Характеристика физико-механических свойств пород интрузивной формации
(Составили Ш. Д. Фатхуллаев, В. А. Королев, Х. А. Акбаров)

Тип поро	Плотность, г/см ³			Пористость, %						Показатель пластичности-хрупкости	Проницаемость, МО	Прочность		Предел упругости · 10 ⁻¹ кг/см ²			Коэффициент Пуассона		Твердость по Шору
				общая			эффективная												
	от	до	среднее	от	до	среднее	от	до	среднее			сжатие, кг/см ²	растяжение, кг/см ²	Е ₁	Е ₂	ν ₁	ν ₂		
Перидотиты	2,91	3,3	2,96																
Дуниты									297										
Габбро	2,75	3,14	2,83	0,73	1,2	1,09	0,51	1,0	0,81	258	20	3120	200	800	11,5	11,5	0,30	0,30	82
Диабазы	2,58	2,74	2,70	1,13	6,0	3,06	0,60	2,45	1,36	249	48,0	2900	187	1000	6,79	6,79	0,26	0,26	82
Диориты	2,66	2,83	2,79	0,87	8,60	5,02	0,81	5,36	3,44	235	2,0	2490		1000	7,35	7,35	0,23	0,22	90
Сниены	2,58	2,81	2,70	0,9	4,11	3,10	0,85	2,9	1,70	245									
Граносиены	2,76	2,90	2,83	1,90	10,5	5,92	0,96	3,91	2,93										
Сниенито-диориты	2,81	2,89	2,85	1,5	11,3	6,75	1,01	3,75	2,90										
Гранодиориты	2,57	2,74	2,68	0,66	1,86	1,38	0,71	1,86	1,30	238	39,0	2630		1000	5,2	5,20	0,28	0,28	80
Граниты	2,56	2,80	2,64	0,45	3,66	1,71	0,45	3,55	1,52	181	77,0	2678	137	1000	5,96	5,50	0,31	0,33	70
Пегматиты	2,70	3,04	2,95																
Аляскитовые граниты	2,43	2,85	2,58	1,85	3,73	2,66	0,76	2,50	1,64	162	38,0	2600	180	1000	6,35	6,48	0,23	0,23	92
Биотитовые граниты	2,50	2,81	2,71	0,90	3,15	1,78	1,42	2,70	1,81		9,57	2400	120	1000	5,43	7,19	0,17	0,18	80
Фельзиты				1,27	4,72	3,21	0,95	5,19	3,98										
Мондониты			2,77			1,29	0,75	1,49	1,12			3050		1000	6,35	6,40	0,22	0,23	91
Аплитовидная кварц-серцитовая порода	2,61	2,80	2,75	1,50	5,22	2,89	1,20	3,53	2,03			2520	171						
Среднее	2,64	2,89	2,78	1,18	5,84	3,02	0,85	3,08	2,02	233	33,36	2630	137	950	6,43	7,7	0,28	0,29	88,3

тами, аляскитами и другими менее распространенными разновидностями. В этой формации преобладают породы гранитоидного ряда, менее развиты — щелочного и основного. Наиболее крупные интрузивные тела представлены варисскими гранодиоритами и гранитами.

Таблица 11

Пористость и проницаемость некоторых интрузивных пород (по А. А. Пэку)

Порода	Месторождение	Проницаемость, мд	Эффективная пористость, %
Гранит	Алмалыкский интрузив (Каракиясай)	0,000150	0,74
Гранит	Западная часть хребта (Акмогол)	0,000620	0,58
Гранодиорит	Алтынтопкан, Центральный участок	0,000070	0,96
Гранодиорит	Канджол	0,000003	0,43
Гранодиорит	Чорухдайрон	0,000036	0,81
Диорит	Западный Джангалык	0,000010	0,64
Монцонит	Чорухдайрон	0,000005	0,75
Габбронорит	Монче-Тундра, гора		
	Травяная	0,000007	0,30
	Моголтау	0,000080	0,56
Горнблендит			
Пироксенит с оливином	Монче-Тундра	0,000002	0,26
Перидотит	Монче-Тундра	0,000002	0,31

Обычно интрузивные породы имеют низкую общую пористость (табл. 10), которая заметно возрастает под влиянием гидротермальных изменений. А. А. Пэк (1965) отмечает, что разброс значений пористости для различных типов интрузивных пород весьма незначительный (табл. 11).

В большинстве рудных полей пористость заметно повышена, очевидно, за счет динамометаморфизма и катаклаза. Характерно, что общая пористость повышается от кислых разностей к основным и достигает максимальных значений у щелочных пород и метасоматических гранофилов (табл. 12).

Такое повышение пористости свидетельствует о существенной роли метасоматических процессов в формировании основных и, особенно, щелочных типов пород.

Образования интрузивной формации обладают наибольшей проницаемостью, что объясняется их полиминеральным составом и зернистым строением. По механическим свойствам они близки к эффузивным, но в общем обладают наибольшим временным сопротивлением сжатию.

Таблица 12

Среднее значение пористости интрузивных пород различных типов

Интрузивные породы	Количество образцов, шт	Пористость, %	
		общая	эффективная
Кислые и средние	5	1,77	1,48
Основные	3	3,06	1,87
Щелочные	3	5,25	2,52
Гранофиры (Актюз)	1	9,45	1,75

Характеристика физико-механических свойств пород контактово-метаморфической формации (составили Ш. Д. Фатхуллаев, В. А. Королев, Х. А. Акбаров)

Тип породы	Плотность, г/см ³						Пористость, %				Показатель пластичности-хрупкости	Проницаемость, мД	Прочность		Предел упругости · 10 ⁻⁵ кг/см ²		Коэффициент Пуассона		Твердость, по Шору
	от		до		эффективная		общая		среднее				сжатие, кг/см ²	растяжение, кг/см ²	E ₁	E ₂	σ ₁	σ ₂	
	от	до	от	до	от	до	от	до											
Скари																			
Гранатовые	3,00	3,60	3,32	3,36	5,84	4,92	1,37	4,77	3,11	130	1,05	3000	260	800	13,38	13,71	0,20	0,20	69
Пироксеновые	3,20	3,56	3,27	1,62	6,89	3,98	1,17	4,87	2,67		0,93	2200	310	700	7,29	7,50	0,13	0,13	65
Хлоритовые	2,93	3,21	3,05	1,27	4,11	3,46	0,97	2,29	1,65			1980	85	700	8,91	8,99	0,26	0,28	79
Эпидотовые	2,80	3,22	3,15	2,76	9,26	6,7	0,53	7,15	4,30	200	0,28	2760	195	500	6,75	6,88	0,13	0,14	73
Родонитовые	2,90	3,20	3,09	2,00	4,97	3,40	0,91	4,50	2,99		0,62	1980	128	500	6,12	6,30	0,21	0,23	72
Роговики	2,73	3,10	2,90	1,01	3,65	2,47	0,66	3,11	1,71		0,63	2399	168	640	8,49	8,67	0,18	0,19	71,6
Среднее	2,92	3,30	3,14	1,87	5,73	4,22	0,89	4,05	2,68	165	0,63	2399	168	640	8,49	8,67	0,18	0,19	71,6

По отношению к тектоническим воздействиям интрузивные породы проявляют повышенную хрупкость, более высокую, чем эффузивные.

Трещины в породах интрузивной формации медленно заживают. Неоднородность состава, особенно кислых и средних интрузивных пород, существенно влияет на их поведение при деформациях и метаморфизме. В процессе деформации одни минералы интрузивных пород могут находиться в упругом, другие в хрупком, а третьи — в пластичном состоянии; их соотношения определяют общий характер деформации. В целом интрузивные породы отчасти способны к упрочнению и ползучести. Повышение температуры заметно повышает их пластичность, особенно в присутствии растворов.

Породы интрузивной формации занимают 20% площади Средней Азии. В них размещается 14% рудных полей и месторождений, в которых заключено 19% запасов руд (см. табл. 5).

Контактово-метаморфическая формация включает такие контактовые образования, как скарны различного состава, роговики в метаморфических ореолах интрузивов, частично вторичные кварциты и некоторые другие менее распространенные породы метаморфического и гидротермального генезиса (рассматриваются только скарны). Распространяются они весьма ограниченно, однако, относительное

значение их для размещения полиметаллического оруденения необычайно велико.

Породы этой формации характеризуются повышенной хрупкостью и химической активностью, что в сочетании с размещением непосредственно на путях движения эндогенных растворов создает благоприятные условия локализации оруденения (табл. 13). В контактово-метаморфической формации размещается 19% рудных полей, которые содержат более четверти всех запасов полиметаллических руд.

Таким образом, породы каждой формации имеют свои индивидуальные особенности и свойства по отношению к процессам тектогенеза, метаморфизма и рудообразования (табл. 14). Каждой геологической формации присущи свои геолого-структурные группы рудных полей и структурно-морфологические типы рудных тел. Поэтому в литологически сложных комплексах эти особенности проявляются в каждой геологической формации по-своему.

Таблица 14

Основные свойства пород формаций

Формация	Свойства		
	тектонические	физические	химические
Сланцевая Карбонатная	Весьма пластичные Пластичные (обладают несущими свойствами)	Непроницаемые Умеренно проницаемые	Малоактивные Весьма активные
Карбонатно-терригенная Эффузивная	Пластичные, хрупкие Хрупкие, вязкие	Проницаемые Слабо- и умереннопроницаемые	Активные Умеренно активные
Интрузивная Контактово-метаморфическая	Хрупкие Весьма хрупкие	Слабопроницаемые Слабопроницаемые	Умеренно активные Наиболее активные

В общем, в породах сланцевой формации чаще всего проявляется пластичность, для эффузивов характерна хрупкость, а в породах карбонатной формации особенно отчетливо выражена несущая способность. Остальные группы имеют промежуточные свойства. Соответственно этому проявляются свойства пород при деформациях, которые обуславливают разнообразие структурно-геологических типов рудных полей.

Распространенность формаций

В пределах Средней Азии геологические формации распространены неравномерно (см. табл. 4). Наибольшую площадь занимает сланцевая (49%), затем интрузивная (19%), эффузивная (5%) и контактово-метаморфическая (менее 0,1%). Отдельные геологические пояса, ветви и зоны Среднеазиатского региона (Бабаев, 1964) характеризуются пре-

имущественным развитием пород двух, реже более, формаций. В Северо-Тянь-Шаньском поясе преобладают породы сланцевой и интрузивной формаций, значительно меньше распространена карбонатная, подчиненные значения имеют карбонатно-терригенная и эффузивная. Особое место здесь занимает Кураминская и Чаткальская зоны. В первой (особенно в Кармазаре) резко преобладают интрузивная и эффузивная формации, а породы карбонатной и сланцевой распространены ограниченно. Существенную роль играет контактово-метаморфическая формация. В Чаткальской зоне преимущественно развиты карбонатная и интрузивная, а сланцевая и эффузивная — слабо. В Южно-Тянь-Шаньском поясе широко представлены породы сланцевой, карбонатной и карбонатно-терригенной формаций, в Памирском — сланцевой и интрузивной.

Таким образом, широкое развитие различных по составу и физико-механическим свойствам геологических формаций обуславливает многообразие геолого-структурных типов эндогенных полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии.

Геохимические и металлогенические особенности формаций

Каждая формация характеризуется своими геохимическими особенностями в распределении свинца и цинка (см. табл. 5). Наиболее благоприятными для размещения руд оказываются карбонатная, контактово-метаморфическая и интрузивная формации (около 80% запасов).

Сопоставление данных о распределении запасов руд с геохимической характеристикой пород геологических формаций приводит к выводу, что промышленные полиметаллические месторождения локали-

зуются преимущественно в тех формациях, которые характеризуются наименьшими весовыми кларками свинца (рис. 2). Такая же зависимость наблюдается в отношении концентрации и рассеяния для золота, железа, меди и других элементов (Королев и др., 1972).

В каждой формации преимущественно развиты одно, реже два полезных ископаемых (табл. 15). За 100% приняты суммарные запасы руд в промышленных категориях по всем рудным полям и видам по-

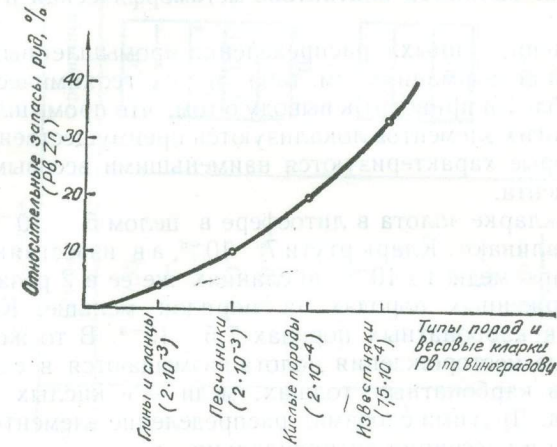


Рис. 2. Распределение запасов свинцово-цинковых руд по основным типам пород.

лезных ископаемых. В сланцевой формации главное значение имеет золото (12% от всех запасов руд) и несколько меньше ртуть и сурьма. В карбонатной и карбонатно-терригенной формациях сосредоточены

Таблица 15

Распределение руд эндогенных месторождений

Формация	Fe		As		Pb, Zn		Bi		Cu		Mo		W	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
Сланцевая	—	—	—	—	1	0,1	—	—	—	—	—	—	1	Следы
Карбонатная	1	2	1	Следы	15	0,8	1	1	—	—	—	—	—	—
Карбонатно-терригенная	—	—	1	Следы	6	3,8	—	—	—	—	—	—	—	—
Эффузивная	—	—	—	—	4	0,9	1	Следы	1	5,8	—	—	—	—
Интрузивная	—	—	—	—	6	2,4	—	—	1	34,7	1	Следы	1	1,6
Контактово-метаморфическая	4	10	—	—	6	13,7	—	—	—	—	—	—	10	7,7
Всего	5	12	2	Следы	38	21,7	2	1	2	40,5	1	Следы	12	9,3

Примечание: а — количество рудных полей, %, б — запасы руды, % от

Средней Азии по формациям

Формация	Св	Hg		St		Au		Ag		P		Всего		Отношение
		а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	
1	Следы	—	0,4	2	0,1	3	11,5	—	—	—	—	10	12,1	1,21
1	Следы	6	1,6	—	—	—	—	1	Следы	2	Следы	28	4,5	0,16
—	—	3	0,2	5	0,3	1	0,6	—	—	—	—	16	4,9	0,31
—	—	—	—	—	—	1	0,4	2	Следы	3	0,7	12	7,9	0,66
1	Следы	—	—	—	—	2	Следы	1	0,5	1	0,3	13	39,4	3,02
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	21	31,2	1,48
3	Следы	11	2,2	7	0,4	7	12,5	4	0,5	6	1,0	100	100	—

учтенных в эндогенных месторождениях Средней Азии

основные запасы ртутных (2%) и свинцово-цинковых руд (5%). Эффузивная и интрузивная формации вмещают большую часть запасов меди (41%), серебра, меньше свинца и цинка (3%), в контактово-метаморфической сосредоточены основные запасы железа (10%), свинца и цинка (14%), вольфрама (8%).

Таким образом, наиболее благоприятными для размещения полиметаллических, а также других типов основных полезных ископаемых Средней Азии, являются контактово-метаморфическая и интрузивная формации.

Сопоставление данных о распределении промышленных эндогенных рудных полей по формациям (см. табл. 5) с их геохимической характеристикой (табл. 16) приводит к выводу о том, что промышленные месторождения многих элементов локализуются преимущественно в тех формациях, которые характеризуются наименьшими весовыми кларками данного элемента.

Так, при кларке золота в литосфере в целом $5 \cdot 10^{-2}$; в сланцах его не устанавливают. Кларк ртути $7 \cdot 10^{-6}$, а в известняках ее только $3 \cdot 10^{-6}$. Кларк меди $1 \cdot 10^{-2}$, в сланцах же ее в 2 раза больше, а в кислых изверженных породах на порядок меньше. Кларк свинца $1,6 \cdot 10^{-3}$, а в карбонатных породах $7,5 \cdot 10^{-4}$. В то же время наиболее крупные месторождения золота размещаются в сланцах, ртути и свинца — в карбонатных толщах, меди — в кислых интрузивных породах и т. д. Другими словами, распределение элементов в формах концентрации и рассеяния антипоидально.

В. И. Попов (1963) для месторождений осадочного генезиса показал, что, чем больше склонен элемент концентрироваться в данном типе формаций в рудных (антикларковых) его образованиях, тем меньше средний его кларк данной формации в целом.

В процессах эндогенного рудообразования это явление объясняется отчасти, по-видимому, тем, что локальные концентрации должны скорее всего возникать в тех формациях, которые менее других способны к рассеиванию данного элемента. Факторами рассеивания могут служить особенности минерального состава пород формаций, а также физические, механические и тектонические свойства этих пород, определяющие особенности их деформации при тектонических процессах.

Наряду со свойствами элементов, которыми А. Е. Ферсман (1939, 1940) объяснял их способность к рассеиванию и концентрации, необходимо также добавить свойства вмещающих пород. Так, отсутствие крупных концентраций железа в сланцевой формации при сравнительно высоком кларке объясняется до некоторой степени рассеиванием его в таких вторичных железосодержащих минералах как биотит, железистые хлориты, амфиболы, рассеянный пирит и т. д., возникающих в процессах регионального и локального послемагматического метаморфизма (табл. 15, 16). Крупные локальные концентрации железа связаны с карбонатной и особенно контактово-метаморфической формациями. Первая характеризуется наименьшим кларком — 0,40. Сходные соотно-

Средние содержания химических элементов в литосфере и главных типах пород с характеристикой распределения рудных полей и месторождений Средней Азии

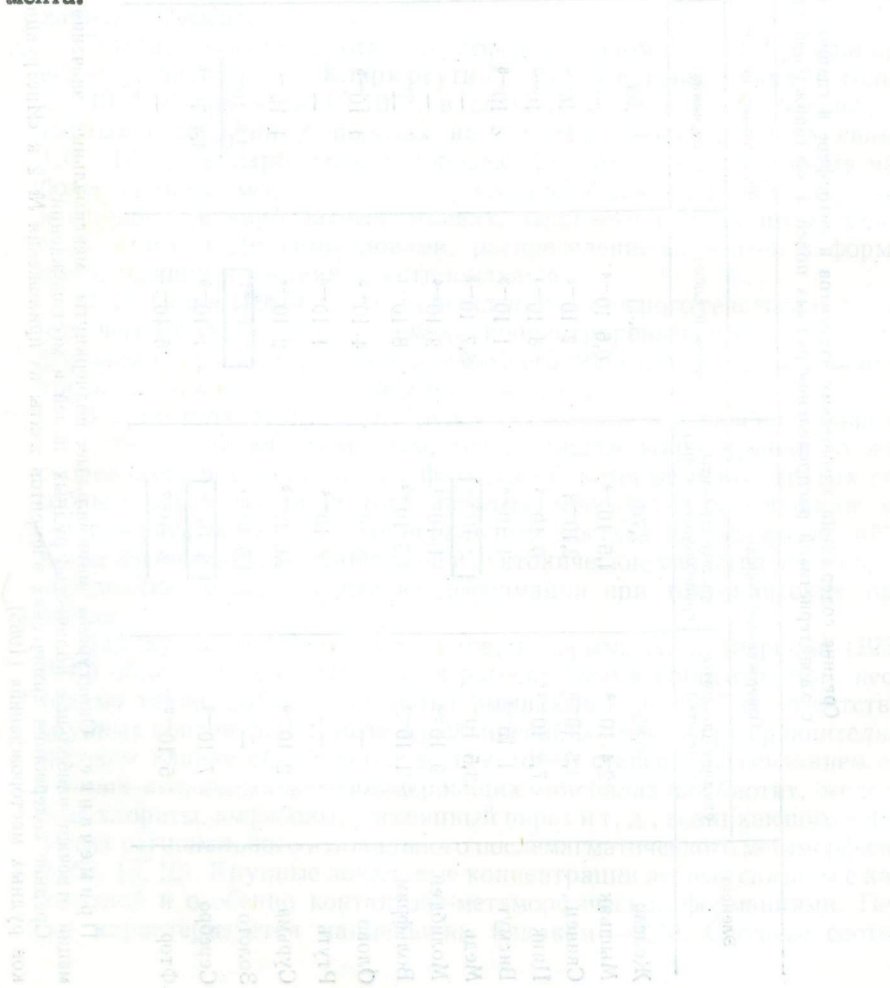
Элемент	Изверженные породы		Осадочные породы			Литосфера в среднем
	средние (диориты, андезиты)	кислые (граниты, гранодиориты и др.)	глины и сланцы	песчаники	карбонатные	
Железо	5,85	2,70	3,33	0,99	0,40	4,65
Мышьяк	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Свинец	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2,10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
Цинк	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$
Висмут	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-5}$	—	$9 \cdot 10^{-7}$
Медь	$3,5 \cdot 10^{-3}$	<u>$2 \cdot 10^{-3}$</u>	$5,7 \cdot 10^{-3}$	—	$2 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$
Молибден	$9 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Вольфрам	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Олово	—	$8 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	—	$8,3 \cdot 10^{-6}$
Ртуть	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	—	$3 \cdot 10^{-6}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Сурьма	$2 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-5}$
Золото	—	$4,5 \cdot 10^{-7}$	<u>$1 \cdot 10^{-7}$</u>	$2,8 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-7}$	$4,3 \cdot 10^{-7}$
Серебро	$7 \cdot 10^{-6}$	<u>$5 \cdot 10^{-6}$</u>	$1 \cdot 10^{-5}$	$4,4 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$
Фтор	$5 \cdot 10^{-2}$	<u>$8 \cdot 10^{-2}$</u>	$5 \cdot 10^{-2}$	—	<u>$2,5 \cdot 10^{-2}$</u>	$6,6 \cdot 10^{-2}$

Примечание. Оконтурены минимальные, подчеркнуты максимальные значения кларков, которым в данной формации отвечает наибольшее количество рудных полей и месторождений.

Средние содержания химических элементов взяты из приложения № 2 к «Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений» (1965).

нения устанавливаются для мышьяка, висмута, вольфрама и др. Неопределенная картина наблюдается у молибдена, обладающего своеобразными геохимическими свойствами.

Таким образом, наиболее благоприятными в размещении полиметаллических месторождений являются породы карбонатной, контактово-метаморфической и интрузивной формаций. Сопоставление данных о распределении промышленных эндогенных рудных полей по формациям с их геохимической характеристикой показывает, что месторождения многих элементов локализуются преимущественно в тех формациях, где кларки данного элемента наименьшие. Практическое значение этого вывода заключается в том, что поиски крупных месторождений с богатыми рудами следует проводить в первую очередь в тех формациях, которые больше способствуют концентрации данного элемента.



Глава III. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Структура рудного поля — результат многих факторов....

А. В. Королев

Структура рудного поля представляет собой результат сочетания и взаимодействия в ограниченном объеме земной коры многих геологических процессов: осадконакопления, тектоорогении, магматизма, метаморфизма и др. Познание генезиса месторождений возможно только при выявлении меры влияния этих процессов на размещение оруденения. Основной задачей изучения структур рудных полей является анализ распределения полезных ископаемых и выявление всех факторов, определяющих его пространственное размещение (Королев, 1971).

Понятие о рудном поле постепенно менялось и совершенствовалось. А. В. Королев (1936) под рудным полем понимал пространственную совокупность определенных морфогенетических типов рудных тел. Позднее А. Г. Бетехтин (1939) определил рудное поле как часть металлогенической провинции: «Для эндогенных месторождений под рудным полем в этом случае следовало бы подразумевать всю совокупность месторождений, генетически связанных с каким-либо данным массивом изверженных пород, вскрытым на поверхности или залегающим вблизи ее». Это определение для собственно-магматических и пегматитовых месторождений принимает и Ф. И. Вольфсон (1952). В основе определения рудного поля, данного А. Г. Бетехтиным, находится признак генетической связи месторождения со вскрытым или не вскрытым интрузивом, признак, в большинстве случаев спорный и неопределенный (Королев, Шехтман, 1965). Е. Т. Шаталов (1961) под рудным полем понимает сравнительно небольшую площадь с одновременными или близкими по возрасту, генетически связанными между собой сближенными рудными месторождениями и рудными телами, приуроченными к локальным тектоническим элементам, участкам с благоприятными для оруденения вмещающими породами или генетически связанными с какими-либо телами изверженных пород, вскрытых на поверхности или залегающих вблизи нее.

Н. И. Бородаевский (1960) рудным полем называет площадь развития однотипных рудоопределяющих структур; Я. Н. Белевцев (1961) —

совокупность месторождений, связанных общими геолого-структурными условиями и генезисом.

А. С. Великий (1961) под рудным полем понимает «минерализованный (рудноносный) участок земной коры, в котором возникновение и локализация руды обусловлены особенностями строения отдельных частей региональных (крупных) тектонических структур, влияющих на образование и размещение рудных поясов, а также развивающимися на их фоне локальными (относительно более мелкими) структурами и отдельными массивами магматических пород».

М. А. Карасик (1963) за основу определения взял геологический принцип. Он считает, что «рудное поле — это обособленный участок земной коры с закономерным сочетанием в его пределах элементов (с положительным кларком концентрации), локализующихся в виде совокупности сближенных или пространственно разобщенных рудных тел, рудопроявлений, ореолов рассеяния, связанных общностью стадийного процесса послемагматического минералообразования, обусловленного магматической деятельностью и развитием локальных геологических структур — частей более крупных (региональных) структурно-металлогенических элементов земной коры».

В определении рудного поля разные исследователи стремятся отразить следующие основные положения: а) пространственную близость рудных тел и их однородность; б) однородность структурно-тектонических условий размещения рудных тел; в) благоприятность вмещающих пород; г) единство процесса минералообразования; д) наличие генетической связи между оруденением и магматическими телами; е) наличие закономерных сочетаний рудных тел.

А. В. Королев, П. А. Шехтман (1959, 1965), учитывая необходимые факторы, дали наиболее полное определение рудного поля. По их мнению, это — геологически обособленный участок земной коры, заключающий в себе совокупность рудных тел, созданных единым геолого-геохимическим процессом и находящихся в единой геотектонической позиции, определяющей состав комплекса вмещающих горных пород и тектоническое строение. Авторы подчеркивают, что рудное поле представляет собой объемную и площадную совокупность рудных тел в пределах распространения на глубину вмещающей структурно-литологической формации. В этом определении содержатся следующие признаки рудного поля: единство геолого-геохимического процесса, геотектоническая позиция, состав вмещающих пород, тектоническое строение и геологическая позиция. Все они взаимосвязаны, но характеризуются различной изменчивостью.

Признак геолого-геохимического единства предусматривает включение в рудное поле только таких рудных образований, которые относятся к одной металлогенической эпохе. Но по составу эти рудные образования могут быть существенно различными, а по возрасту неодновременными. Таким образом, изменчивость этого признака для классификации рудных полей использовать нельзя. Вместе с тем изменчивость геолого-геохимического процесса служит основой для генетической классификации месторождений (Королев, Шехтман, 1965).

По мнению А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965), признак геотектонической позиции очень важен в качестве основы для разделения рудных полей на группы. Конкретно этот признак выражается в составе формаций вмещающих пород, которые более изменчивы, чем геотектонические позиции. Состав формаций вмещающих пород в свою очередь определяет особенности тектонического строения рудных полей и морфологические типы рудных тел. Наконец, состав формаций в значительной мере влияет и на геологическую позицию рудных полей. Таким образом, признак формации для классификации рудных полей следует считать наиболее существенным. *с тектоникой!!*

Далее эти авторы отмечают, что морфогенезис рудных тел, обусловленный формацией, можно положить в основу классификации рудных полей; и в действительности, во многих рудных полях преобладает какой-либо один тип рудных тел, привлекающий к себе внимания исследователей, но такой подход отвлекает от выявления других типов рудных тел, могущих иметь развитие в данном рудном поле, поэтому лучше в основу классификации положить сами формации.

Признак «геологическая позиция» определяется положением данного геологического образования в структуре; при этом учитываются состав вмещающих пород, условия их залегания и тектонические формы. Геологические позиции могут рассматриваться для геологических образований любого масштаба: отдельных богатых участков в рудном поле, для рудных тел, месторождений, рудных полей (Крейтер, 1941, 1956; Вольфсон, 1965). Геологические позиции рудных полей, так же, как и структурно-геологические типы, во многом зависят от состава вмещающих формаций (Шехтман и др., 1964).

Таким образом, рудные поля нельзя классифицировать на основе тех же признаков, что и рудные месторождения или тела. Поэтому естественно, что для рудных полей предлагаются особые классификации. Первую классификацию структурных типов рудных полей для послемагматических месторождений предложил А. В. Королев (1936). В ее основу положены представления о решающем значении для возникновения рудных тел вмещающей геологической среды, ее свойств и морфологии, а также характера деформаций.

Ньюхауз (1942) расположил месторождения в определенном порядке, который можно рассматривать как классификацию структур рудных полей. Однако он объединяет в единую группу рудные поля, резко различные по своим структурным особенностям.

Классификацию структур эндогенных месторождений, близкую по задачам к классификации А. В. Королева, П. А. Шехтмана, предложил Ф. И. Вольфсон (1953). В ее основе находится разделение эндогенных месторождений на генетические классы (собственномагматические, пегматитовые, грейзеновые, скарновые, гидротермальные). Внутри каждого класса месторождения разделяются по структурным типам в зависимости от тектонических деформаций вмещающих пород. Рассматриваются структуры месторождений в этом плане для сравнительной их оценки в пределах каждого генетического класса.

Геолого-структурные типы эндогенных полиметаллических

рудных полей и месторождений Средней Азии

Группа	Тип рудных полей и месторождений	Формация		вмещающих пород			
		сланцевая	карбонатная	карбонатно-терригенная	эффузивная	интрузивная	контактово-метаморфическая
1	2	3	4	5	6	7	8
I. Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием складчатых форм на размещение оруденения (складчатые)	1. В одиночных моноклиналях		Даулетсай Мухамед Чааркудук Икичат Кассан Миргалимсай Курган Джергалан Айналма	Чаткарагай Учимчак	Тутлы-I		
	2. В одиночных антиклиналях						
	3. В изгибах, ундуляциях, переклиальных замыканиях антиклиналей						
	4. В антиклиналях, осложненных разломами		Сумсар, Байджансай, Кугитанг, Тазачарва, Аксуран, Левобережье, Аралтау, Базартюбинское				
	5. В искривлениях поверхностей отдельных разрывных нарушений		Кантау				
	6. В оперенных разломах		Канигут Танаверды Герхана Кулькермес Майданшах Королево				
	7. В сложных разломах	Сулеймансай Мироновское	Ачисай, Карасай				
	8. В сопряжениях и пересечениях двух и более разломов						
	9. В искривлениях зон ориентированного дробления, расланцевания, смятия	Аккуль	Акташ				
	10. В согласных и подобных контактах интрузивов с вмещающими породами, осложненных разломами						
	11. В секущих контактах интрузивов с вмещающими породами		Таке-ли				
	12. Вдоль апофиз, даек и штоков интрузивных пород		Ташбулак Кумышкан Дарбаза				
II. Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием разрывных нарушений на размещение оруденения (разрывные)				Арсы	Кошмагат	Гудас Гранитогорск Беркут Такоб Сардоб Кенкол	
	III. Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием контактовой поверхности интрузивных тел на размещение оруденения (контактные)						

1	2	3	4
IV. Рудные поля и месторождения, в которых на размещение оруденения влияют складчатые и разрывные структуры (сложные)	13. В грабенах и прогибах пород кровли	Актюз	Учкотлы
	14. В блокированных горст-антиклиналях и грабен-синклиналях		Қансай Мышиккол Шевчуковское Окурдаван
	15. В крупных сжатых антиклиналях, осложненных разломами с образованием складчато-блоковой структуры		
	16. В широких складках, образованных при перемещении блоков по системам пересекающихся разломов		

Классификацию рудовмещающих геологических структур опубликовал В. И. Смирнов (1954, 1965). Он разделил все рудовмещающие структуры на шесть групп, объединив в них 20 различных типов месторождений. В этой классификации геологическая среда, в которой возникают рудовмещающие структуры, не учтена.

В. М. Крейтер (1940, 1941, 1956) в основу своей классификации положил структурно-тектонические признаки. Он подчеркивает, что характер тектонических структур существенно зависит от свойства геологической среды.

А. С. Великий (1961) классифицирует рудные поля по частному признаку их отношения к «простым и сложным складкам». Поэтому он выделяет только шесть типов структур рудных полей, далеко не охватывающих всего их разнообразия.

Интересную, оригинальную систематику структур локализации полезных ископаемых разработал Н. П. Ермаков (1962), определивший структуру локализации как «благоприятный для формирования рудного поля, месторождения, его тел и гнезд участок земной коры или его поверхности, подготовленный заблаговременно или синхронно для накопления полезных минеральных веществ в результате развития тех или иных геологических явлений». В целом это определение соответствует приведенному выше определению А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965), но является более общим, относящимся не только к эндогенным, но и ко всем другим полезным ископаемым. В самой систематике Е. П. Ермаков (1962) поместил структуры различных масштабов и генезиса. Многие из них являются структурами эндогенных рудных полей.

Ни одна из существующих классификаций не отвечает принятому признаку разделения рудных полей по вмещающим их формациям. Вводя признак формации горных пород, А. В. Королев и П. А. Шехтман (1959, 1965), П. А. Шехтман и др. (1964), В. А. Королев и др. (1972)

5	6	7	8
Кан			Кургашикан
Учкулач		Кутессай II	Пайбулак
	Перевальное		Тураганлы Бабакан, Джолсай

вслед за Л. Б. Рухиным (1953, 1961) понимают формацию как генетическую совокупность фаций, обладающую присущими ей составом и строением и образующую крупные геологические тела в областях определенного тектонического режима.

Используя данные по нескольким десяткам рудных полей и месторождениям Средней Азии и учитывая классификации исследователей А. А. Амирасланова (1957), Л. И. Лукина и др. (1958), В. Э. Пояркова (1962), П. Д. Яковлева и др. (1965), П. А. Шехтмана и др. (1964, 1965), В. А. Королева (1971, 1972), составлена систематика эндогенных полиметаллических рудных полей и месторождений (табл. 17).

Эндогенные полиметаллические месторождения распределяются по формациям так, что различные их генетические типы и классы объединяются в один геолого-структурный. Это обстоятельство подчеркивает особое значение этих классификаций для поисковых и разведочных работ. При поисковых работах геолог изучает определенные формации горных пород. Ясное понимание условий размещения руд в данной формации, характерные примеры типов присущих ей месторождений, несомненно, облегчают поиски.

Структурно-геологические типы эндогенных полиметаллических рудных полей Средней Азии распределяются на 4 группы; складчатые, разрывные, контактовые и сложные.

РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ С ПРЕОБЛАДАЮЩИМ ВЛИЯНИЕМ СКЛАДЧАТЫХ ФОРМ НА РАЗМЕЩЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ (СКЛАДЧАТЫЕ)

Складчатые рудные поля и месторождения распространены широко. Они связаны преимущественно со складчатыми структурами в относительно пластичных, карбонатных, карбонатно-терригенных и эффузивных формациях. В них большое влияние на размещение оруденения оказывают деформации, связанные со складкообразованием. Они свя-

заны преимущественно с изгибами, виргациями, ундуляциями складчатых структур, сложенных сравнительно однородными пластичными толщами. Разрывная тектоника приобретает значение в конце процесса складкообразования, и в своем размещении разрывы подчиняются складкам. Характерным для этой группы является преобладание согласных рудных тел. Главными факторами размещения оруденения в однородных по литологическому составу толщах являются расслоение и дробление пород при складкообразовании. Разрывные нарушения играют блокирующую роль, создавая условия, благоприятные для формирования складок, и являются рудоподводящими каналами. Всего в этой группе заключено 25% рудных полей и месторождений; в том числе, карбонатной формации — 19%, карбонатно-терригенной — 2%, эффузивной — 5% (см. табл. 5).

Внутри этой группы выделяется четыре геолого-структурных типа рудных полей и месторождений: 1) в одиночных моноклиналях, 2) одиночных антиклиналях, 3) изгибах, ундуляциях, переклиальных замыканиях антиклиналей, 4) антиклиналях, осложненных разломами.

Рудные поля и месторождения в одиночных моноклиналях

Моноклиальная складчатость проявляется главным образом в платформенных условиях. Складки возникают локально на крыльях пологих антиклинальных структур в эффузивной формации. В карбонатных толщах участки моноклиального залегания возникают в местах перекрытия стратифицированными эффузивно-осадочными образованиями разломов. При повторных обновлениях их с малыми амплитудами в эффузивах образуются участки моноклиального залегания.

Оруденение приурочивается к участкам рассланцевания, избирательного дробления благоприятных пластов в местах изгибов и ориентируется по простиранию структур. Рудные тела пластообразные, линзообразные и лентообразные. Масштабы рудных полей этого типа в подвижных зонах Средней Азии, как правило, не велики, в то время как в платформенных условиях они могут приобретать значительные размеры (Миссисипи — Миссури, США). Относительные значения этого типа ограничены. В общем балансе руд Средней Азии они составляют менее 0,1% (табл. 18). Представителями этого типа являются рудные поля и месторождения Даулетсай, Мухамед, Чааркудукское и др.

В изучение геологического строения месторождения Тутлы-1 большой вклад внесли Б. Н. Наследов, А. В. Королев, Ф. И. Вольфсон, М. И. Моисеева, Ж. Н. Кузнецов, В. А. Жариков, Н. И. Крылов, Ш. Х. Рахимов, В. А. Тарасов, В. Д. Сазонов, Е. П. Мешеряков и др. Оно располагается на южном крыле субширотной антиклинальной складки, ограниченной Окурдаванским, Рудным и Тутлинским разломами. В его строении участвуют породы карбонатной формации среднего палеозоя, перекрытые эффузивами верхнего палеозоя (рис. 3). Эффузивы залегают моноклиально, образуя пологое крыло, и прорваны интрузивными дайками.

Распределение запасов руд по структурно-геологическим типам

Формация	Группа рудных полей																Всего
	I. складчатая				II. разрывная				III. контактовая				IV. сложная				
	Тип																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
Сланцевая						2,0								0,1			2,1
Карбонатная		0,1	12,0	10,3		0,1	5,0		0,1			0,1	4,4	1,7			33,8
Карбонатно-терригенная											0,4		0,1	9,6			10,1
Эффузивная	0,1		1,0		0,1		5,9	1,0								1,4	9,5
Интрузивная					2,7	11,0	3,8				1,7						19,2
Контакто-метаморфическая										0,2	6,2	14,2	3,8	0,9			25,3
Итого:	0,1	0,1	13,0	10,3	2,8	11,1	16,7	1,0	0,1	0,2	8,3	14,3	8,3	12,2	0,1	1,4	100

Оруденение приурочено к туфоконгломератам, обогащенным карбонатной галькой. Рудные тела представлены пластообразными и линзообразными скарновыми телами, выклинивающимися с удалением от рудопроводящих трещин и разломов. Ими служат разрывные структуры северо-западного и северо-восточного направлений. При существовавшем плане деформаций (северо-восток-юго-западное сжатие) по этим структурам происходили сбросо-сдвиги с небольшими амплитудами смещений (по северо-западным — правые, а по северо-восточным — левые).

Основными факторами размещения оруденения являются литологические и физико-химические. Рудные тела приурочиваются к отдельным маломощным горизонтам туфоконгломератов, обладающих большей проницаемостью по сравнению с перекрывающими и подстилающими эффузивами. При тектонических деформациях, в общем достаточно слабых в условиях моноклинального залегания участка, эти туфоконгломераты избирательно подвергались дроблению, что еще более увеличивало их проницаемость.

Минерализация представлена скарнами, в составе которых присутствуют гранаты и пироксены. Скарны изменены под влиянием эпидота и хлорита. Соотношение между силикатной и карбонатной частями составляет соответственно 66 и 34%. По исследованиям В. А. Тарасова (1967), это соотношение является оптимальным. Полиметаллическое

оруденение локализуется в скарнах, обогащенных двухвалентным марганцем, который при переходе в рудоносные растворы меняет окислительно-восстановительный потенциал, что В. А. Тарасов (1967) считает важным фактором рудоотложения.

Рудные тела также имеют форму линзообразных залежей небольшой мощности (первые метры) и быстро выклиниваются по простиранию.

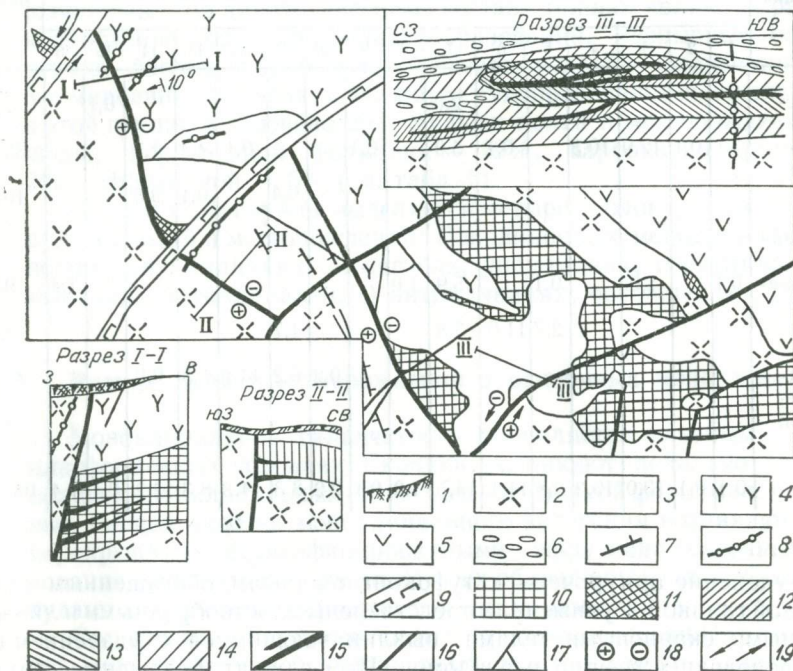


Рис. 3. Схема геологического строения месторождения Тутлыги.

1 — наносы; 2 — андезит-дацитовые порфиры; 3 — известняково-аркозовые конгломераты; 4 — кварцевые диорит-порфиры (эффузивные); 5 — кварцевые порфиры (субвулканические); 6 — конгломераты нескарнированные; 7 — дайки лампрофиров; 8 — дайки диабазовых порфиритов; 9 — сферолитовые порфиры; 10 — скарны; 11 — конгломераты с содержанием скарна более 20%; 12 — то же, с содержанием скарна от 10 до 20%; 13 — то же, с содержанием скарна от 3 до 10%; 14 — то же, с содержанием скарна до 3%; 15 — рудные тела; 16 — разломы; 17 — крупные трещины; 18 — направление вертикальных смещений; 19 — направление горизонтальных смещений.

нию, нередко они располагаются многоястно. Количество рудных прослоев и их мощность увеличиваются вблизи секущих нарушений. В основании горизонта конгломератов отмечаются иногда гематитовые залежи.

Рудные поля и месторождения в одиночных антиклиналях

Подобно предыдущему типу одиночные антиклинальные структуры редки в подвижных геосинклинальных областях, поскольку в этих условиях формируются, как правило, системы складок. Данный тип

образуется в карбонатных толщах при наличии субпараллельных или сходящихся разломов, которые создают условия блокирования крыльев. Именно блокирование разломами обеспечивает возможность формирования одиночных антиклинальных складок. Масштабы и значения этого типа также незначительны. Представителями являются месторождения Кассан и Икичат.

Месторождение Икичат изучали Г. П. Богомозов и др. В его геологическом строении участвуют три подсвиты башкирского яруса среднего карбона: красноцветных обломочных пород, известня-

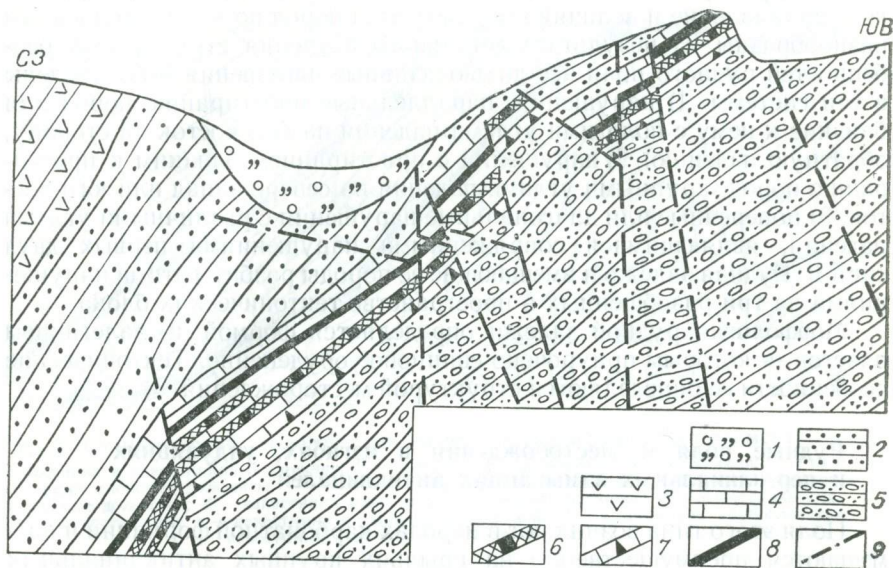


Рис. 4. Геологический разрез месторождения Икичат:

1 — четвертичные отложения; 2 — алевролиты; 3 — гипсы; 4 — известняки; 5 — песчаники; 6 — горизонт известняков со свинцовым оруденением; 7 — горизонт известняков с медной минерализацией; 8 — рудные тела; 9 — разломы.

ковая и гипсоносная (рис. 4). Залегая согласно одна на другой, эти подсвиты в пределах месторождения слагают северо-западное крыло антиклинали.

Простираение пород северо-восточное с падением под углами 25—30°, увеличивающимися с погружением крыла антиклинали на северо-запад. Подсвита красноцветных обломочных пород существенной роли в строении площади месторождения не играет и представлена лишь верхними горизонтами. Гравелиты, конгломераты, глины, песчаники встречаются в виде прослоев и линз весьма редко.

Известняковая подсвита согласно залегает на подсвиту красноцветных обломочных пород. Они представляют собой толстослоистые массивные породы серого, темно-серого и редко светло-серого цвета. Гипсоносная подсвита перекрывает известняковую подсвиту и представлена гипсами и переслаивающимися сланцами.

В структурном отношении месторождение Икичат приурочено к северо-западному крылу варисской антиклинали, сложенной красноцветными обломочными породами. Незначительные площади западной части северо-западного крыла слагают терригенные отложения московского яруса. Почти весь комплекс упомянутых образований южного крыла, за исключением подбиты красноцветных обломочных пород, полностью срезан эрозией.

Широко развитая система дизъюнктивных нарушений осложняет крыло антиклинали, создавая значительные затруднения в расшифровке структуры месторождения. Положение в пространстве, морфология, направление и величина перемещения пород по этим нарушениям разнообразны. В результате детального изучения структурных особенностей рудного поля все дизъюнктивные нарушения были сведены в три системы: 1) нарушения, параллельные простиранию пород или близкие к нему с пологими углами падения на юго-восток (в сторону, обратную падению), 2) нарушения с простиранием близким к простиранию пород, крупными углами падения на северо-запад или юго-восток, 3) поперечные или диагональные нарушения с различными углами падения, являющимися сопряженными нарушениями первых двух систем. Рудная залежь и вмещающие ее породы разбиты этими нарушениями на три разобщенных в пространстве тектонических блока.

Морфология рудной залежи определяется формой и залеганием пластов, к которым приурочено свинцовое оруденение. Тектонические особенности ее определяются структурой месторождения.

Рудные поля и месторождения в изгибах, ундуляциях и преклиналиных замыканиях антиклиналей

Поля этого типа возникают в породах карбонатной формации и размещаются преимущественно на крыльях крупных антиклинальных структур, вдоль продольных разломов глубокого заложения. В эффузивной формации рудные поля возникают реже. В местах изгибов складок развиваются секущие и поперечные разломы, сопрягающиеся с продольными. В известняках при этом происходят отслоения вдоль поверхностей напластования, особенно вдоль пластов с разнородными физико-механическими свойствами, и возникают секущие зоны дробления. В периклинальных замыканиях складок развивается трещиноватость различной ориентировки. В этих условиях наряду с согласными формируются также секущие рудные тела. Масштабы рудных полей в общем невелики. Исключение составляет рудное поле Миргалимсай в Казахстане. В нем широко развиты согласные пластообразные рудные тела. Кроме Миргалимсай, к данному типу относятся рудные поля Курган, Джергалан. На территории Советского Союза этот тип представлен Зыряновским рудным районом.

Рудное поле Миргалимсай изучали И. И. Князев, Г. С. Лабазин, С. С. Юшко, Н. Д. Малечник и др. В его геологическом строении участвуют карбонатные породы фаменского яруса верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона (рис. 5).

Аргиллитовый горизонт сложен алевролитами, известняками, доломитами и аргиллитами; переходный горизонт — чередованием светло-серых и желтовато-серых известняков с темно-серыми; доломитовый горизонт — темно-серыми, иногда почти черного цвета доломитами, с плитчатой или массивной текстурой; нижний комковатый горизонт сложен серыми известняками и темно-серыми доломитами с мелкозернистой структурой и комковатой текстурой.

Второй ленточный горизонт (рудный) сложен баритизированными доломитами. Текстура пород тонкослоистая, в отдельных пачках массивная и комковатая (пятнистая).

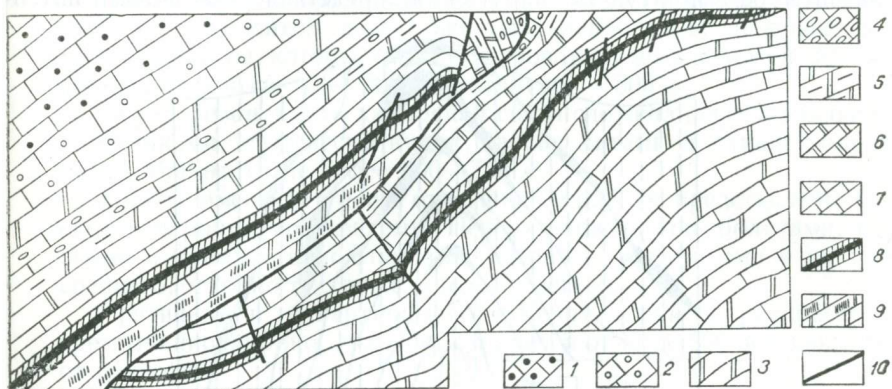


Рис. 5. Схематический геологический разрез месторождения Миргалимсай:

1 — известняки и известняковые брекчии; 2 — известняки с доломитовыми брекчиями; 3 — массивные, реже слоистые доломиты; 4 — базальные брекчии известняков с глыбами доломитов; 5 — ленточные доломиты; 6 — известняки плитчатые, доломитизированные; 7 — известняки комковатые, грубослоистые; 8 — известняки и доломиты с рудой; 9 — комковатые грубослоистые известняки и доломиты; 10 — разломы.

Базальный горизонт в пределах Миргалимсайского месторождения представлен брекчиями, состоящими из обломков светло-серого, реже серого известняка, тонкослоистого или массивной структуры, обломков и глыб темно-серых массивных и слоистых доломитов. Искристый горизонт сложен темно-серыми и черными мелко и среднезернистыми доломитами. Текстура доломитов массивная, реже тонкослоистая; структура гранобластовая. Рудная минерализация в искристом горизонте приурочена к секущим карбонатным прожилкам и иногда образует небольшие гнездообразные скопления богатых агрегативных свинцовых руд.

Первый перемежающийся горизонт сложен светло-серыми известняками, переслаивающимися с осадочными и доломитовыми брекчиями. Брекчии обычно сложены обломками светло-серого тонковолокнистого известняка. Второй перемежающийся горизонт приурочен к внутренним частям наиболее глубоких синклинальных складок. От нижележащего первого горизонта второй отделяется пачкой светло-серых известняков, содержащей многочисленные стяжения кремней.

Полосчатый горизонт сложен тонкими переслаивающимися пачками светло-серых и серых известняков.

Верхнемеловые отложения трансгрессивно перекрывают эродированную поверхность среднего палеозоя. Породы среднего палеозоя, слагающие Миргалимсайское месторождение, в процессе складкообразования были подвергнуты сложному комплексу пликативных и дизъюнктивных дислокаций. Складки осложнены крупными разрывными нарушениями типа надвигов и многочисленными различной амплитуды нарушениями типа сбросов, взбросов и сдвигов. Кроме этих нарушений, сопровождающихся значительными смещениями пород, широко развиты безамплитудные нарушения, представленные зонами интен-

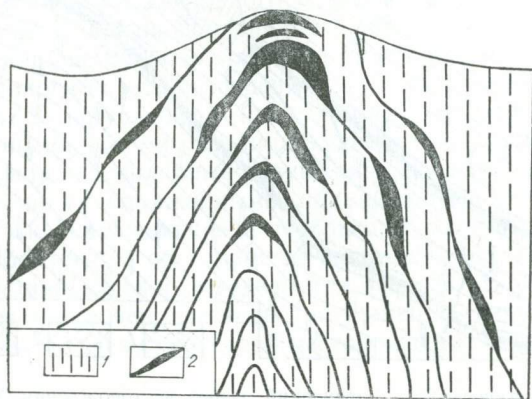


Рис. 6. Схематический геологический разрез Зырянского рудного поля:

1 — вмещающие породы; 2 — рудные тела.

сивного брекчирования, смятия и трещиноватости. Наиболее крупные нарушения в пределах месторождения — Южный, Главный и Аксайский надвиги.

Зырянское рудное поле расположено в юго-западной части Рудного Алтая. В геологическом строении участвуют главным образом вулканогенно-осадочные породы девонского возраста, а также силурийские и нижнекарбоновые отложения (рис. 6).

В ядре Ревнюшинской антиклинали — основной тектонической структуры района — обнажаются эффузивы и метаморфические сланцы нижнего палеозоя. По последним данным, они относятся к силуру.

В комплексе девонских отложений выделяется три свиты, из которых две относятся к среднему девону, а третья — к верхнему, нижняя ревношинская, или березовская, свита сложена вулканогенными породами с преобладанием пирокластов, песчаников и глинистых сланцев. Ранее они относились к комплексу кристаллического фундамента. Эти отложения также обнажаются в ядре Ревнюшинской антиклинали.

В основном ревношинская свита сложена туфами кислого и среднего состава, которые в верхней части превращены в кварцево-серици-

товые, хлорито-серцитовые, хлоритовые и другие сланцы и микрокварциты.

Разрез ревнюшинской свиты завершает пятнистый горизонт, сложенный известковистыми песчаниками, глинистыми сланцами, хлоритовыми сланцами и прослоями туфов и порфиритов. Мощность свиты 150—200 м.

Второй менее продуктивный, рудоносный горизонт находится под экраном пород алевролитового горизонта. Расстояние между продуктивными горизонтами по мощности составляет 150—200 м.

Залегающая выше маслянская свита сложена известковистыми и кремнистыми алевролитами, кварцевыми порфирами. Разрез ее начинается горизонтом известковистых алевролитов, превращенных в микрокварциты, которые образуют кровлю рудных залежей. Мощность ревнюшинской свиты — 200, а маслянской — 500 м.

Верхнедевонская — хамирская свита сложена переслаивающимися песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Мощность не более 600—700 м.

Нижнекаменноугольные отложения в районе представлены быковской и ларихинской свитами. Первая сложена алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами; вторая — эффузивами и их туфами среднего, основного и, реже, кислого состава.

Третичные и четвертичные отложения в районе распространены чрезвычайно широко. Мощность меняется от 10 до 300 м в зависимости от рельефа.

Интрузивные породы представлены двумя комплексами — саурским и змеиногорским. К более раннему, саурскому, относятся граниты, обнажающиеся на востоке района, жильные породы основного и среднего состава, слагающие пластообразные залежи, неправильные штоки и многочисленные дайки. Среди жильных пород наиболее распространены диориты, кварцевые диориты и диабазовые порфириты в центральной и южной частях района, а также на площадях Зыряновского, Малеевско-Путинцевского и Греховского рудных полей.

Региональный метаморфизм осадочно-вулканогенных образований, связанный с интрузиями, развит довольно широко. В кислых эффузивах происходят серицитизация, окварцевание, пелитизация полевых шпатов.

Основной структурной единицей первого порядка является Гевнюшинская антиклиналь, которая пространственно совпадает с водораздельной частью одноименного хребта. Она протягивается через весь район в север-северо-западном направлении. Как ранее было указано, ядро сложено вулканогенными образованиями силура и среднего девона, а крылья — песчано-сланцевыми толщами верхнего девона и отчасти нижнего карбона. Антиклиналь представляет собой сложную структуру, имеющую форму конского хвоста. В пределах рассматриваемой части она состоит из трех антиклиналей второго порядка: Подорловской, собственно Ревнюшинской и Восточной. Оси складок закономерно изменяют свое направление от меридионального на юге до северо-западного и широтного на севере. Крылья этих складок, в свою

очередь, сложены складками третьего порядка. Так, на Ревнюшинской антиклинали к ним относятся: Зырянская, Комсомольская, Греховская и др., на Восточной — Багатыревская, Малеевская, Платовская.

Полиметаллическая минерализация тесно связана с интрузивными жилами и дайками. Оруденение Зырянского рудного района можно рассматривать как обширную зону вкрапленных полиметаллических руд с участками сплошных, располагающихся в метаморфизованных породах осадочно-вулканогенного комплекса девона. Оруденение распределено неравномерно, и интенсивность его проявления варьирует в широких пределах от сплошных сульфидных руд до слабооруденелых пород.

Промышленные рудные зоны, отличаясь внутренним строением, в целом характеризуются отчетливой приуроченностью к складчатым (замковой части и крыльям антиклиналей) и, особенно, разрывным формам тектонических структур. Оруденение развито главным образом в верхах ревнюшинской свиты, интенсивно метаморфизованной. Породы маслянской и хамирской свит практически безрудны.

В пределах каждой из промышленных зон присутствует несколько рудных тел, структурно тесно связанных между собой, и часто соединяющихся. Рудные тела пластообразной — жильной формы, располагаются или параллельно, или цепочкой по линии простирания контакта ревнюшинской и маслянской свит. Размеры рудных тел варьируют в широких пределах: от мелких линз длиной в несколько десятков метров и мощностью до 20 м сплошных и до 100 м — вкрапленных руд.

Основными рудоконтролирующими факторами для района являются стратиграфо-литологические и структурные. Полиметаллическое оруденение встречается практически на всем протяжении стратиграфического разреза от низов девона до виле суммарной мощностью 7500 м. От общего количества известных в настоящее время в рудном Алтае месторождений и рудопроявлений полиметаллической минерализации 64% расположено среди вулканогенно-осадочных пород верхнего и среднего девона, 21% — в терригенных отложениях и реже известняках, 15% — в массивах интрузивных пород саурского комплекса. Основные промышленные полиметаллические месторождения сосредоточены в известковистых алевролитах девона.

Ведущая роль в размещении месторождений принадлежит тектоническим структурам. Полоса оруденения Зырянского рудного района четко приурочивается к Ревнюшинской зоне расщепления и разломов. В большинстве случаев оруденение локализуется в пределах второстепенных антиклиналей, а также мелких зон интенсивного расщепления.

Рудные поля и месторождения в антиклиналях, осложненных разломами

Формируются в породах карбонатной, карбонатно-терригенной и, реже, в эффузивной формациях на крыльях крупных антиклинальных систем и, реже, в их осевых частях. Контролируются секущими и попе-

речными нарушениями, связанными со складками более мелких порядков. Разрывные нарушения образуют сложные зоны и сопровождаются дайковыми поясами. Главными факторами, контролирующими размещение оруденения, являются отслоения, избирательное дробление более хрупких пластов, сочетание секущих нарушений с благоприятными породами. Большую роль играют дорудные изменения пород, особенно окварцевание, повышающее их хрупкость, проницаемость, а в отдельных случаях и химическую активность. В Сумсарском рудном поле избирательному дроблению подвергались два горизонта доломитов, залегающих среди слоистых глинистых известняков. В рудных полях данного типа наряду с согласными телами широко развиты также и слоистые. В общем балансе запасов руд Средней Азии этот тип занимает около 10% (Сумсар, Кугитанг, Байджансай, Аксуран, Аралтау, Дарбаза, Газачарва, Левобережье, Чаткарагай, Учичмак, Каптархана). Из других регионов СССР известны рудное поле Бурон и месторождение Воздвиженское и др.

Рудное поле Сумсар изучали А. С. Аделунг, А. Б. Натальин, И. В. Прасолова, В. С. Брудневский, Х. Ш. Шамаксудов, А. С. Садыков, М. А. Ахмеджанов, А. М. Лурье, Р. Д. Дженчураева и др. В герцинской складчатой структуре Чаткало-Кураминских гор Сумсарский район занимает своеобразное положение. При преобладающем северо-восточном простирании складок на стыке Кураминской и Чаткальской зон по южной окраине последней возникли антиклинальные структуры северо-западного направления: Южно-Чаткальская и Сумсарская. Сумсарское рудное поле располагается на участке, который одновременно является крылом Кураминской и Сумсарской структур.

Район сложен сланцевой формацией нижнего палеозоя (кембрий, силуры до 6000 м), эффузивной нижнего девона (до 1000 м), карбонатной среднего палеозоя (девон, карбон, до 3000 м) и эффузивной верхнего палеозоя (более 1000 м). На площади рудного поля распространены преимущественно терригенно-карбонатные отложения среднего и верхнего девона, в составе которых присутствуют алевролиты, песчаники, известняки и доломиты. Интрузивные породы представлены единичными дайками основного состава. Рудное поле располагается на северо-восточном крыле Сумсарской антиклинали, ограниченном на северо-востоке Большим Кушартским разломом северо-западного простирания. Площадь Рудного поля ограничивается на северо-востоке Чурабельским, на юго-востоке — Шакаптарским, на юго-западе — Чонкульским разломами. Она сложена преимущественно терригенно-карбонатными отложениями среднего и верхнего девона, в составе которых присутствуют песчаники, алевролиты, известняки, доломиты (рис. 7).

Карбонатно-терригенная толща расчленена разрывными нарушениями, входящими в систему Большого Кушартского разлома, на ряд тектонических блоков. В каждом, отдельно взятом, блоке известняки смты в небольшие складки. В целом толща пород имеет падение на северо-восток. Поэтому при движении с юга на север в блоках обнажа-

ются более молодые образования. Однако условия залегания пород в каждом блоке весьма изменчивы. Преобладают крутые (до 70° и выше) углы падения. В связи со складчатостью мощности некоторых преимущественно известняковых и алевролитовых горизонтов заметно изменяются, увеличиваясь в осях складок и уменьшаясь на их крыльях. Большая часть оруденения размещается преимущественно в доломитовом горизонте, хотя убогая рудная минерализация устанавливается и в других породах.

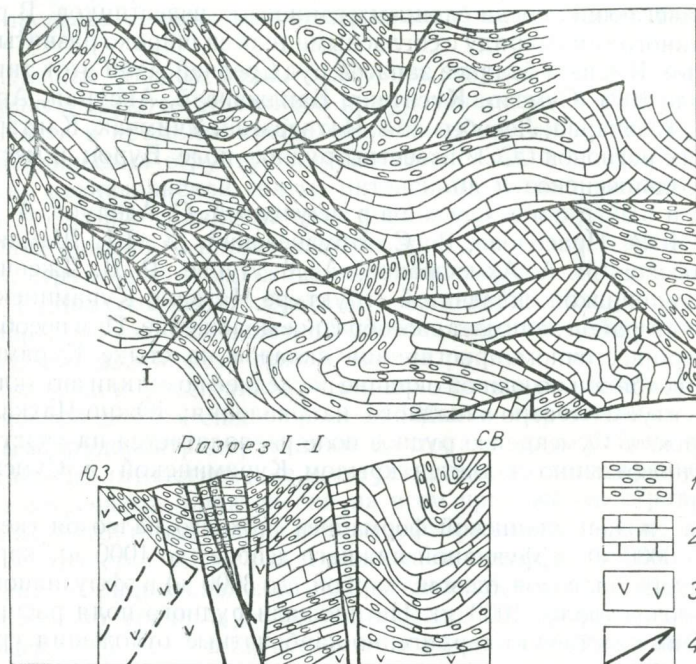


Рис. 7. Схема геологического строения рудного поля Сумсар:
 1 — базальные конгломераты; 2 — известняки и доломиты; 3 — эффузивы;
 4 — разломы.

В разрезе присутствуют породы с различными механическими свойствами. Конгломераты, доломиты и отчасти песчаники обладают большей хрупкостью, чем известняки, алевролиты, сланцы и гипсоносные породы. Особенно это характерно для доломитов. Несмотря на то, что суммарные мощности пород с более хрупкими и пластичными свойствами находятся в равных соотношениях, толща в целом проявила преимущественно пластические свойства. На это указывает необычайно широкое развитие мелких и тесно сжатых складок.

Группа пород, обладающих большой хрупкостью, развита в основании разреза и в верхней его части, в то время как породы с преобладающими пластическими свойствами залегают непрерывно в средней части, образуя единую тысячеметровую толщу. Именно поэтому она

определяет преобладание складчатых деформаций. Горизонты рудовмещающих доломитов залегают в нижней части разреза живецкого яруса. От общей мощности (770 м) составляют всего 64 м. Доломиты первого и второго горизонтов перекрываются глинистыми, алевролитовыми породами, слабозатронутыми дроблением. Подвергаясь складчатым деформациям, доломиты испытывали наиболее интенсивное дробление.

Изверженные породы на площади рудного поля распространены ограниченно. Они представлены несколькими дайками лампрофиров, приуроченными к зоне Большого Кушартского разлома. Размеры даек невелики: мощность — первые метры, длина — несколько десятков метров. Взаимоотношение лампрофиров с оруденением не выяснено.

Сумсарское рудное поле размещается на северо-восточном крыле Сумсарской антиклинали; углы падения на северо-восток 30—35°. Вдоль крыла прослеживается Большой Кушартский разлом, пересекающий площадь рудного поля с юго-востока на северо-запад. Большой Кушартский разлом сопровождается оперяющимися разломами, ориентированными в двух главных направлениях — северо-восточном и северо-западном. Разломы первого направления развиты преимущественно в его лежачем боку, а вторые — в висячем. В целом, система разломов, рассекающих карбонатные породы висячего бока Большого Кушартского разлома, разбитого на узкие и протяженные блоки, образует подобие веерного горста, в котором юго-западные блоки выжаты сильнее, чем северо-восточные.

Преобладание взбросовых движений по разломам, а также особенность складчатой структуры поля, указывают на наличие тангенциального сжатия. Складчатые структуры висячего и лежачего боков Большого Кушартского разлома различны.

Оруденение размещается в двух горизонтах слоистых темно-серых доломитов, в нижней части разреза карбонатной толщи среднего девона. Мощность доломитов колеблется от 20 до 25 м. Горизонты доломитов перекрываются более мощными пачками терригенных пород, в составе которых существенную роль играют алевролиты и мергели, создающие эффект экранирования. Рудовмещающие доломиты по литологическим признакам подразделены на четыре горизонта. В основании разреза залегают темно-серые мелкозернистые, тонкослоистые доломиты, названные нижними слоистыми. Выше залегают темно-серые, массивные грубослоистые доломиты, сильнодробленные и брекчированные. На массивных доломитах залегают верхние слоистые доломиты темно-серого цвета.

В целом на месторождении большое значение в локализации оруденения на рудном поле играют складчатая и разрывная структуры. Физические и тектонические свойства горных пород играли главную роль в формировании структуры рудного поля и рудоотложении.

Рудное поле К у г и т а н г изучали В. И. Бирюков и др. Толща верхнегерцинских известняков, заключающая месторождение, слагает западное крыло брахиантиклинального поднятия, ось которого почти параллельна оси хребта, протягивающегося в меридиональном

направлении (рис. 8). Под известняковой толщей согласно с ней лежат песчано-глинистые отложения средней и нижней юры, перекрывающие с резкими угловыми несогласиями сильно метаморфизованные породы палеозоя, прорванные интрузией гранитоидов, обнаженной в ядре антиклинали.

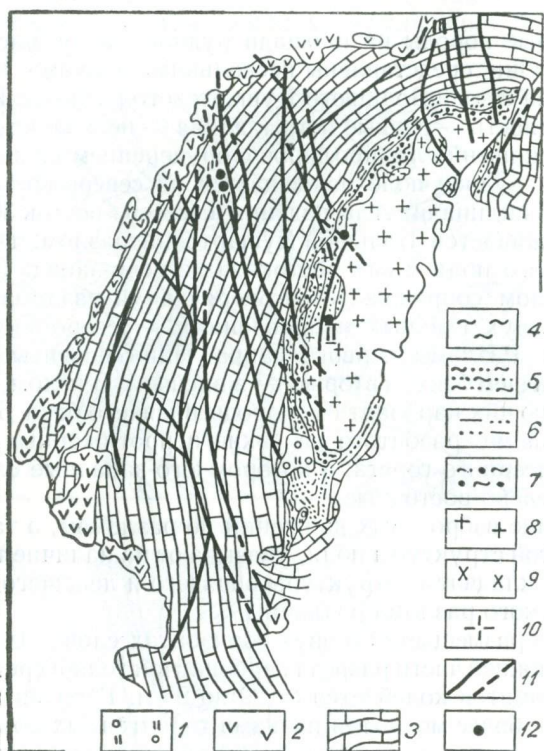


Рис. 8. Геологическая карта района месторождения Кугитанг:

1 — четвертичные отложения; 2 — гипсы и ангидриты; 3 — известняки; 4 — алевролиты и известняки с фауной; 5 — алевролиты и песчаники; 6 — песчаники, аргиллиты, алевролиты; 7 — конгломераты, гравелисты, песчаники, аргиллиты; 8 — граниты; 9 — габро; 10 — диориты и гранодиориты; 11 — разломы; 12 — месторождения полиметаллов: I — Кургашикан; II — Янгикан; III — Тазачарва; IV — Майданшах.

В пределах рудного поля известняки падают на запад под углами 15—20°. Их относительно спокойное моноклинальное залегание осложнено сколовыми нарушениями. Эти нарушения круто падают на восток к центру ядра антиклинали. По ним опущены западные блоки, что дает основание рассматривать нарушения как взбросы. Ряд таких параллельных взбросов обуславливает ступенчатое смещение пород, иногда хорошо заметное в рельефе склона. Амплитуды смещения по сколовым

нарушениям составляют десятки метров, достигая в сумме по всей зоне 150 м.

Рудное поле, представленное разобщенными залежами свинцово-цинковых руд, которые залегают в пределах зоны, ограниченной двумя сближенными сколовыми нарушениями, протягивающимися на несколько километров в известняках вдоль хребта по его западному склону. Мелкие жильные рудопроявления вдоль сколовых трещин иногда наблюдаются на нижних горизонтах. Но все промышленные залежи и значительные рудопроявления сконцентрированы в нижних частях горизонта рифовых известняков. Таким образом, рудная зона ограничивается в плане двумя сколовыми нарушениями, а в разрезе приурочивается к линии контакта двух различных по составу и механическим свойствам известняковых горизонтов. Условия залегания месторождения свидетельствуют о двояком контроле оруденения. С одной стороны это сколовые нарушения, которые, вероятно, послужили рудопроводящими каналами и отчасти рудовмещающими полостями. С другой стороны, оруденение локализовано вдоль ослабленной зоны, находящейся между двумя горизонтами различных пород в основном в наиболее благоприятных по своим механическим и химическим свойствам крупнозернистых и среднезернистых рифовых известняках. Их пористость и способность легко замещаться, по-видимому, способствовали интенсивному развитию рудного метасоматоза и накопления наиболее богатых рудных концентраций.

Рудные тела в пределах зоны иногда разобщены значительными безрудными промежутками и, очевидно, приурочены к местным благоприятным элементам структур во вмещающих породах. Пространственная ориентировка и формы рудных тел довольно разнообразны. Различаются два основных структурных типа — трещинные жилы и межпластовые залежи. Они нередко образуют сочетания, в результате чего возникают залежи неправильной формы с причудливыми очертаниями. Контакты рудных тел с вмещающими породами бывают отчетливыми и расплывчатыми.

Распределение рудного вещества в пределах рудных тел отличается крайней неравномерностью. Участки богатых руд быстро выклиниваются, сменяясь бедными рудами или обломками слабоминерализованных вмещающих известняков. Наиболее значительные скопления рудного вещества наблюдаются в тех местах, где рудовмещающие трещины выполаживаются или сопровождаются оперяющимися. Нередко такие участки представляют собой брекчии, расположенные вдоль взбросов или на стыке взбросов с контактами различных по механическим свойствам горизонтов известняков.

Приуроченность рудного столба к пологой части нарушения обусловлена, по всей вероятности, приоткрыванием участка рудовмещающего взброса в результате движения всякого бока в процессе оруденения. Вещественный состав первичных сульфидных руд, наблюдаемых главным образом в небольших трещинных жилах, сравнительно прост. Кроме галенита и сфалерита в составе кальцито-баритовых жил нередко встречаются пирит, марказит, киноварь. Более значительные

рудные залежи подвергались интенсивному окислению. В составе окисленных руд главная роль принадлежит церусситу. В подчиненном количестве присутствуют англезит и смитсонит. Всюду отмечается серебро, минеральные формы которого не установлены.

Наиболее благоприятной для рудоотложения явилась зона контакта псевдоконгломератов известняков в местах ее пересечения системой сколовых трещин и трещин отрыва.

Рудное поле Байджансай изучали И. И. Князев, Г. С. Лабазин, М. В. Гзовский, Н. М. Митряева и др. На площади месторождения развиты осадочные породы нижнего и среднего палеозоя (рис. 9). На месторождении выделяются две структурные зоны, разделенные тектоническими клиньями из красноцветных песчаников тьюлькубашской свиты и зеленых песчаников минчатырской. Северная структурная зона охватывает территорию, сложенную породами Аксуранской серии фамена. На юге развиты отложения Дарбазинской серии и низов карбона. Северный район представляет собой юго-западное крыло и замковую часть Аксуранской синклинали, развитой на северо-восточном крыле Минчатырской антиклинали. Аксуранская синклиналь сложена породами фаменского возраста и протягивается с северо-запада на юго-восток более чем на 4 км. К северо-восточному крылу ее, образованному Аксуранским разломом, приурочено оруденение месторождения Аксуран.

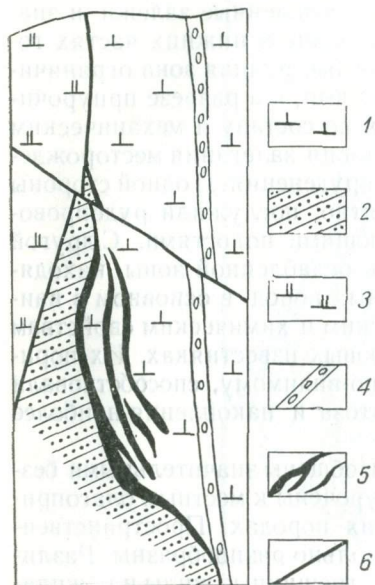


Рис. 9. Геологический разрез месторождения Байджансай:

1 — серые известняки с линзами серых песчаных и черных мергелистых известняков; 2 — серые и розовато-бурые известняки; 3 — известняки черные тонкослоистые; 4 — конгломерато-брекчии; 5 — рудные тела; 6 — разломы.

Юго-западное крыло синклинали также срезается тектоническим нарушением — Байджансайским разломом, к которому приурочено оруденение. На юго-западном крыле Аксуранской синклинали породы залегают с крутым, почти вертикальным падением. В замковой части складки простираемость пород постепенно изменяется от северо-западного до широтного и северо-восточного, падение остается крутым, вплоть до вертикального, на отдельных участках отмечено опрокинутое залегание пород.

Наиболее крупным нарушением в пределах месторождения является Байджансайский разлом, обладающий сложным строением. Разлом разветвляется, и от него отходит ряд сопрягающихся с ним нарушений, разбивающих район месторождения на серию тектонических блоков.

Наибольший интерес представляет северная (основная) ветвь Байджансайского разлома, к которой приурочены месторождения. Она контролирует породы Аксуранской серии фамена и песчаники Тюлькубашской свиты девона. Простираение разлома северо-западное, $260—295^\circ$. На отдельных участках изменяется до 320° . Углы падения к северо-востоку $75—85^\circ$.

Непосредственно в зоне разлома шириной 0,1 до 2 м развивается тектоническая брекчия, состоящая из перемещенных линзовидных обломков известняков и песчаников, сцементированных обычно перетертым песчано-карбонатным материалом, реже кальцитом. На отдельных участках по шву разлома развивается милонит. В цементе брекчии и милоните часто развиваются новообразования кварца. Разлом сопровождается расланцованными и трещиноватыми породами. Песчаники тюлькубашской свиты вблизи разлома сильно брекчированы, по трещинам в них наблюдаются перетертый материал и кальцит. К таким участкам приурочены выделения рудных минералов.

Породы Аксуранской серии почти на всем протяжении разлома залегают близко параллельно ему, срезааясь последним под острым углом. Тонкослоистые известняки и доломиты расланцованы; сланцеватость образует острый угол со слоистостью. По плоскостям сланцеватости развиваются глинисто-углистые примазки. Иногда при переслаивании известняка или доломита с мергелистыми породами наблюдается разлинзование. Отдельные прослой мелко- и среднезернистого известняка или доломита разбиваются на линзообразные участки, вытянутые в направлении слоистости.

Линзочки обтекаются перетертым карбонатно-углисто-глинистым материалом. Это явление отмечено в непосредственной близости от разлома и на расстоянии 3—5 м от него исчезает. При удалении от разлома степень трещиноватости примыкающих к нему пород резко падает, уменьшается и интенсивность оруденения. Мощность зоны интенсивной трещиноватости изменяется от 2—3 м до 25—30 м, чаще всего до 10—15 м. По своему характеру Байджансайский разлом представляет собой взбросо-сдвиг. В толстослоистых песчаных известняках, известковых конгломератах вблизи разлома отмечено брекчирование. В непосредственной близости к разлому по микротрещинам и кальцитовым прожилкам наблюдаются выделения рудных минералов.

Месторождение Аралтау изучали И. И. Князев, М. В. Гзовский, Н. М. Митряева и др. Расположено оно на юго-западном крыле Минчатырской антиклинали, осложненной мелкими складками более высоких порядков и большим количеством разрывных нарушений, сложено исключительно осадочными породами палеозоя (рис. 10). Наиболее древними являются отложения, развитые в ядре Минчатырской антиклинали: зеленые полимиктовые песчаники, иногда граувакковые с прослоями глинистых сланцев. Цемент в песчаниках известково-хлоритовый или известково-серицитовый.

Далее следуют красноцветные песчаники тюлькубашской свиты, сохранившиеся в северо-восточной части месторождения в узких тектонических клиньях. Обломочный материал в песчаниках представлен

в основном кварцем и полевым шпатом, цемент железистый, иногда в нем в значительном количестве встречается карбонатный материал.

В тектоническом контакте с породами минчатырской и тюлькубашской свит залегают породы нижнекарбового возраста — нижнесилурийские известняки и глинистые сланцы. Наиболее интересными, с точки зрения приуроченности к ним оруденения, являются массивные известняки, сложенные неправильными зернами кальцита.

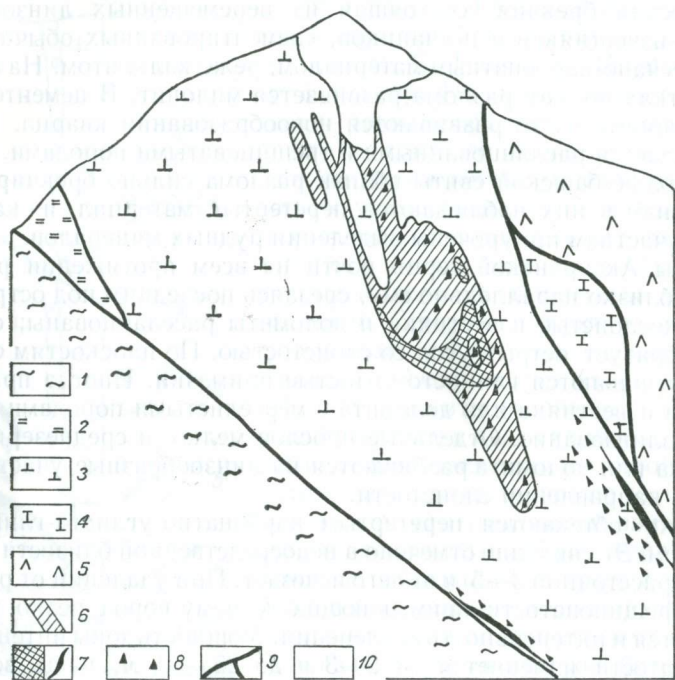


Рис. 10. Геологический разрез месторождения Аралтау:

1 — глинистые сланцы и мергели; 2 — слоистые темно-серые известняки с линзами серых массивных известняков; 3 — серые массивные известняки; 4 — грубослоистые серые известняки с прослоями бурых доломитизированных известняков; 5 — зеленовато-серые песчаники с прослоями глинистых сланцев и вишнево-красных песчаников; 6 — брекчии с кальцито-карбонатным цементом; 7 — рудные тела; 8 — вкрапленность галенита; 9 — разломы; 10 — карьер.

Оруденение приурочено непосредственно к раздробленному северо-восточному крылу небольшой аралтауской синклинали, осложняющей юго-западное крыло Минчатырской антиклинали. Ось этой складки северо-западного простирания, в ядре ее обнажаются глинистые сланцы турнейского возраста.

Из многочисленных разрывных нарушений на территории месторождения наиболее крупными являются Минчатырский, Аралтауский, Узунтауский разломы. На месторождении на юго-западном склоне Аралтау прослеживается Узунтауский надвиг, вдоль которого серые массивные и черные слоистые известняки контактируют с глинистыми

сланцами, развитыми в ядре Аралтауской синклинали складки. Падение плоскости надвига к северо-востоку $60-70^\circ$, простираение $325-330^\circ$.

Как уже отмечалось, оруденение приурочено к зоне разлинзованных пород Аралтауского разлома и связано с брекчированными известняками. Рудное тело месторождения представляет собой мощный штокверк, заключенный среди безрудных брекчий, неправильной формы, несколько вытянутой с северо-запада на юго-восток. В обломках пород — серых тонкозернистых известняков и реже темно-серых тонкозернистых доломитизированных, рудные материалы, как правило, отсутствуют. Лишь изредка встречаются тонкие рудные прожилки проникающие по трещинам из цемента в обломки пород. Обломки в брекчии очень часто или соприкасаются между собой только острыми углами, или совершенно разобщены цементом-кальцитом и как бы взвешены в последнем.

Руды месторождения Аралтау отличаются чрезвычайно простым, минеральным составом: первичные — галенит, сфалерит, пирит, марказит, халькопирит, кальцит, доломит, анкерит, кварц, барит; вторичные — церуссит, смитсонит, вюртцит, ковеллин, гидротетит, окислы марганца. Структуры руд: аллотриоморфнозернистая, субграфическая, коррозионная; структуры замещения — пятнистая, каемчатая, реликтовая, колломорфная.

Месторождение Воздвиженское сложено породами нижнего палеозоя. Общая мощность продуктивного горизонта, сложенного светло-серыми доломитизированными известняками, достигает многих десятков метров. Горизонт подстилается углисто-глинистыми сланцами, битуминозными известняками и перекрывается темно-серыми плитчатыми известняками и мергелями (рис. 11). В пределах месторождения эти породы залегают моноклинально, простираясь в субширотном направлении с падением на юг под углом $30-60^\circ$.

Из наиболее древних палеозойских крупных нарушений выделяется послонная зона дробления, проходящая северо-западнее месторождения, а также крупный разрыв, вытянутый вдоль контакта двух свит осадочных пород. Эти разрывы обусловили возникновение систем более мелких нарушений, часть которых оказалась заполненной дайками фельзит-порфиоров и лампрофиоров. Дайки также преимущественно субширотного простираения и залегают в основном согласно с напластованием пород, однако выявлены и секущие.

Рудные тела месторождения представлялись в виде согласных пластообразных залежей, развившихся вдоль послонных субширотных разрывных нарушений. Большинство рудных тел месторождения представляет собой трубообразные залежи, вытянутые преимущественно в субмеридиональном направлении. Ряд рудных тел локализуется на сочленениях субширотных и субмеридиональных разрывов. Вдоль отдельных разрывов субмеридионального простираения расположены жильные рудные тела. Иногда оруденение приурочено к пологим северо-западным нарушениям, падающим на юго-запад. Обычно трубообразные

рудные тела сложены массивными галенит-сфалерит-пиритовыми рудами, причем галенитовые разности тяготеют к их зальбандам. Большинство жильнообразных тел сложено существенно пирит-сфалеритовыми рудами, а галенит в них отмечается лишь в раздувах и в приконтактовых частях.

Рудное поле Бурон находится на Северном Кавказе в Садонском рудном районе. Рудное поле расположено как бы в гранитной мульде, заполненной метаморфическими сланцами и перекрытой

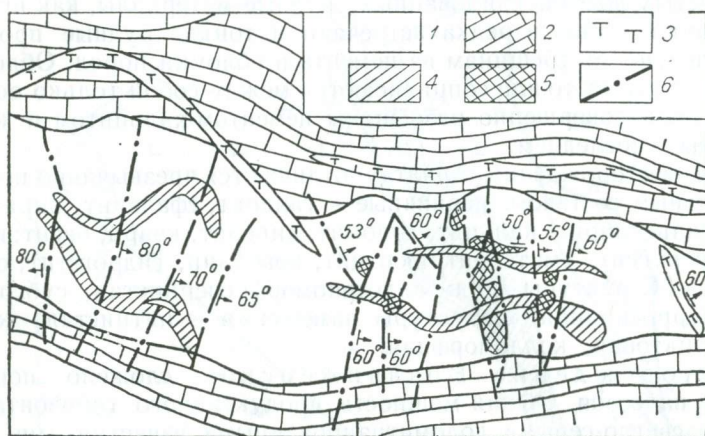


Рис. 11. Схематический геологический план горизонта Воздвиженского месторождения:

1 — доломитизированные известняки; 2 — темно-серые плитчатые известняки и мергели; 3 — дайки фельзит-порфиров и лампрофиров; 4, 5 — рудные тела; 6 — разломы.

юрскими отложениями. С юга мульда ограничена массивом касарских гранитов, с запада и северо-запада — цейскими гранитами (рис. 12).

Метаморфическая толща состоит из трех отделов: нижний отдел — кварцитовый, средний — кварцито-сланцевый, верхний — сланцевый. Между слюдястыми сланцами и кварцитами имеются переходные образования, которые и замещаются рудой.

Основные черты тектонического строения месторождения определяются тремя элементами; древней складчатой структурой, мезозойскими складчатыми формами, мезозойскими и кайнозойскими разрывными нарушениями. Крупные разрывные нарушения имеют два основных направления: юго-восточное и северо-восточное. Первые более древние. Они смещают юрские отложения, но являются дорудными. Крупный взброс этого направления ограничивает рудное поле с севера. Кудеждинский взброс-сдвиг является важной рудопродвигательной структурой. Второе направление представлено Цейским и Ардонским сбросами.

Буронская антиклиналь опрокинута к северо-востоку, ее осевая плоскость падает на юго-запад под углом $75-85^\circ$.

В ядре складки залегают кварциты нижнего отдела. Южное крыло антиклинали сложено породами рудоносного среднего отдела. Оно осложнено мелкой волнистостью, идущей по падению и по простиранию.

Образование мелких складок сопровождается развитием многочисленных послойных подвижек, сколов и дроблений, особенно в более хрупких породах, благоприятных для размещения руд.

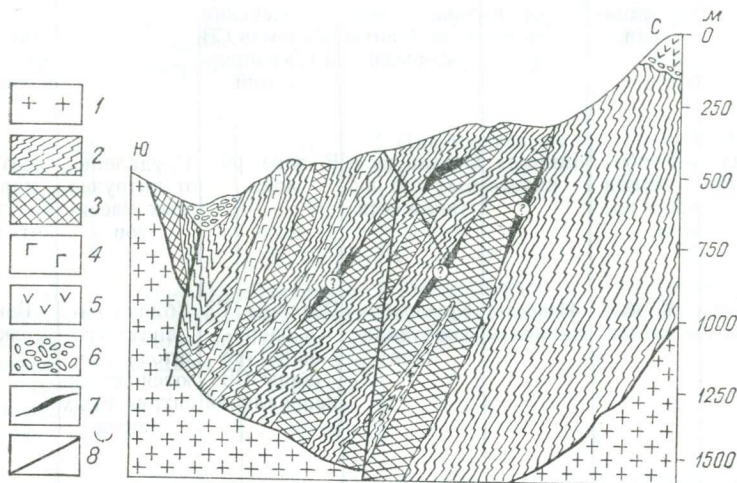


Рис. 12. Геологический разрез месторождения Бурон.

1 — граниты; 2 — метаморфические сланцы; 3 — кварциты; 4 — порфириты; 5 — эффузивы; 6 — аллювий; 7 — рудные тела; 8 — разломы (знаком вопроса отмечены предполагаемые рудные тела).

Рудное поле ограничивают дорудные тектонические поверхности, которые и подготовили данный участок для размещения руд. Рудные тела представлены согласными и секущими типами; преобладают согласные.

Таким образом, складчатые рудные поля и месторождения в основном формируются в формациях слоистых пород, обладающих разнообразным литологическим составом (табл. 19). Это либо сочетание двух мощных толщ (обычно относящихся к различным структурным ярусам) с резко различными тектоническими свойствами, либо частая перемежаемость в пределах одного структурного яруса пачек и горизонтов с различными пластичностью и хрупкостью. Рудные поля и месторождения формируются во всех элементах складчатых структур. Локализация оруденения происходила преимущественно на фоне тектонического сжатия. Поэтому ведущими типами деформаций являются отслоения. Разрывная тектоника проявляется достаточно широко, но обычно в пределах горизонтов и подчинена складчатым деформациям. Широко

Характеристика геолого-структурных позиций

Рудное поле и месторождение	Геологическая формация (в разрезе)	Рудовмещающая порода	Позиция относительно внешних структурных элементов			Тектонический режим в момент минералообразования
			складки	разломы	интрузивные тела	
1	2	3	4	5	6	7
Тутлы-1	Эффузивная	Туфоконгломераты	Крыло поперечной антиклинали	Пересечения разломов СВ и СЗ направлений	—	Сжатие нормальное к простиранию антиклинали
Миргалымсай	Карбонатная	Известняки	Осевая часть и крыло антиклинали	В зоне разлома	В удалении от интрузивных массивов	Сжатие нормальное к простиранию антиклинали
Курган	Карбонатная	Известняки	Крыло брахиантиклинали	Разломы СЗ и оперяющие трещины СВ направлений	Вблизи синитового штока имеются дайки интрузивных пород	Боковое сжатие
Хандиза	Эффузивная, карбонатная, сланцевая	Доломиты, кремнистые породы	Крыло антиклинали	Поперечные и кососекущие нарушения	Присутствуют дайки интрузивных пород	Сжатие нормальное к простиранию складчатых структур
Кугитанг	Карбонатная	Известняки, известняковая брекчия	Крыло брахискладки	Между сближенными сколовыми нарушениями	Вблизи интрузивного массива	Сжатие нормальное длинной оси брахискладки
Сумсар	Карбонатная, эффузивная, сланцевая	Доломиты	Пересечение антиклинальных структур двух направлений	Вблизи сопряжения разломов глубокого заложения	В удалении от интрузивных массивов	Сжатие. Противоположные тенденции движений крыльев пересекающихся антиклинальных структур

складчатых рудных полей и месторождений

Особенности строения внешних структурных элементов, определяющие позицию рудных полей			Генетический тип рудных тел	Главный фактор рудолокализации
складки	разломы	интрузивные тела		
8	9	10	11	12
Моноклиаль	Образование мозаичной блоковой структуры	—	Линзообразные и пластообразные	Избирательное замещение благоприятных горизонтов конгломератов среды эффузивов
Развитие интенсивной мелкой складчатости	—	—	Пластообразные залежи и крупные линзы	Избирательное дробление известняков и их доломитизация и окварцевание
Крыло брахиантиклинали, осложненное многочисленными нарушениями	Поперечные и секущие разломы и трещины	Интрузивные штоки создают условия для развития складчатости	Гнезда, линзы и ветвистые метасоматические залежи	Массовое дробление окварцованных известняков
Крыло синклинали третьего порядка	Поперечные и секущие разломы и трещины	—	Пласто- и линзообразные тела	Избирательное дробление карбонатно-кремнистых пород вдоль мелких складок и секущих трещин
Западное крыло брахиантиклинали	Образование мелкой трещиноватости, брекчирование	Интрузивные тела благоприятствуют мелкой трещиноватости	Линзы, гнезда и тела сложной формы	Дробление известняков и брекчирование
Развитие интенсивной мелкой складчатости в породах карбонатной формации и тектонических блоков в подстилающих эффузивах	Частая изменчивость элементов залегания, создающая системы ослабленных рудопродвижающих границ	—	Пластообразные залежи, на фоне которых выделяются обогащенные седловидные, корытообразные, куполовидные и столбообразные тела	Избирательное дробление более крупного пласта доломитов и экранирование

проявляются согласные рудные тела. Ведущими факторами локализации оруденения являются наличие литологически благоприятных для локализации оруденения горизонтов.

РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ С ПРЕОБЛАДАЮЩИМ ВЛИЯНИЕМ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ НА РАЗМЕЩЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ (РАЗРЫВНЫЕ)

Разрывные рудные поля и месторождения связаны преимущественно с дизъюнктивными нарушениями в хрупких эффузивных и интрузивных породах. Это сколовые, реже отрывные зоны в виде простых и сложных разломов, косо ориентированные по отношению к главному простиранию. Главную роль в размещении оруденения играют относительные перемещения вдоль разрывных структур, часто связанные с искривлениями в плане основных складчатых сооружений. Складчатые деформации развиваются в значительной мере под влиянием разломов. Рудовмещающими и контролирующими служат обычно сколовые, реже отрывные, нарушения, представленные простыми и сложными разломами, сложными тектоническими зонами.

Оруденение локализуется в участках искривления поверхностей разломов. В рудных полях и месторождениях разрывной группы широко развиваются секущие структурно-геологические типы рудных тел.

В эту группу входит 36% из общего количества рудных полей и месторождений; в том числе в породах сланцевой формации 4%; карбонатной — 11%; карбонатно-терригенной — 1%; эффузивной — 8%; интрузивной — 12%. В них заключено более 23% запасов свинцово-цинковых руд Средней Азии.

Внутри этой группы выделяют пять геолого-структурных типов рудных полей и месторождений: 1) в искривлениях поверхностей отдельных разрывных нарушений, 2) в оперенных разломах, 3) в сложных разломах, 4) в сопряжениях и пересечениях двух и более разломов, 5) в искривлениях зон ориентированного дробления, рассланцевания, смятия.

Рудные поля и месторождения в искривлениях поверхностей отдельных разрывных нарушений

Размещаются преимущественно в породах интрузивной формации на крыльях крупных антиклиналей. Нередко приурочиваются к дизъюнктивным нарушениям, оперяющим крупные глубинные разломы. Оруденение локализуется в искривленных участках разлома, которые при существовавшем во время минералообразования плане деформаций оказывались разгруженными и приоткрытыми. В зависимости от вида смещения по разломам рудные тела представлены различными морфологическими типами. При сдвигах возникают столбы, контролируемые изменениями простиранья разлома, при сбросах и взбросах — и лентовидные линзы. Это обычно жилы простого строения, размеры которых варьируют в широких пределах. Важным фактором, обуславливающим локализацию оруденения, выступает сочетание пород, обла-

дающих повышенной механической прочностью и большой устойчивостью к сохранению открытых полостей разломов. Наибольшее количество рудных полей и месторождений этого типа известно в интрузивной формации, что позволяет говорить о возникновении разломов простого строения преимущественно в однородных породах и др.

Примерами являются рудные поля и месторождения Кантау, Арсы, Кошмагат, Гудас, Гранитогорск, Беркут, Такоб. В них заключено 3% запасов руд Средней Азии. Из других регионов СССР известно рудное поле Садон и др.

Месторождение Гудас¹ изучали К. И. Аржанов, Е. Т. Кийко, И. М. Сафонов, Б. И. Королев и др. Рудная зона Гудасского месторождения приурочена к одноименному разлому, проходящему в гранодиоритах карамазарского и частично в гранитах кызылсайского типа. Разлом представлен сильно раздробленными гидротермально измененными породами, участками окварцевания, и содержит кварцевые жилы с рассеянной полиметаллической минерализацией.

Площадь месторождения сложена в основном верхнепалеозойскими интрузивами преимущественно кислого состава: гранодиоритами карамазарского типа, биотитовыми гранитами кызылсайского, дайками и линзобразными телами кварцевых и фельзитовых порфиров, порфир-аплитов и диабазовых порфиритов. Эти породы частично перекрыты маломощным покровом четвертичных отложений. Гранодиориты карамазарского типа слагают свыше 60% площади месторождения (рис. 13). Среди них выделяются гранодиорит-порфиры, адамеллиты и кварцевые диориты, залегающие в виде линз и небольших тел неправильной формы. Переходы между этими разновидностями постепенные. Наибольшим распространением пользуются гранодиорит-порфиры. Граниты кызылсайского типа имеют подчиненное распространение на месторождении. Жильные породы представлены серией даек и линзобразных тел гранит-порфиров, порфир-аплитов, кварцевых и фельзитовых порфиров и диабазовых порфиритов. Они образуют пояс, вытянутый в северо-восточном направлении вдоль Гудасского разлома.

В Восточном Карамазаре, в пределах которого расположено Гудасское месторождение, широко развиты разрывные нарушения. Гудасское месторождение расположено в осевой части Акташской антиклинали и приурочено к одноименному разлому. Последний рассекает антиклиналь в северо-восточном направлении и почти совпадает с общим простиранием ее оси. Общее направление простираения разлома северо-восточное. Разлом представлен сильно дробленными гидротермально измененными, в большинстве случаев окварцованными породами, внутри которых располагается серия ветвящихся кварцевых жил.

Строение зоны разлома характеризуется наличием одной поверхности сместителя, с которой сопрягаются многочисленные трещины оперения, наиболее интенсивно развитые на юго-западном участке. Трещины оперения, как правило, заполнены кварцевыми жилами. Основная плоскость сместителя Гудасского разлома фиксируется круп-

¹ Составлено по материалам Е. Т. Кийко (1972).

ными кварцевыми жилами сложного строения. Разлом имеет характер сдвига-сброса.

Свинцово-цинковое оруденение размещается в основном в кварцевых жилах. Самой крупной жилой, выполняющей разлом на участке

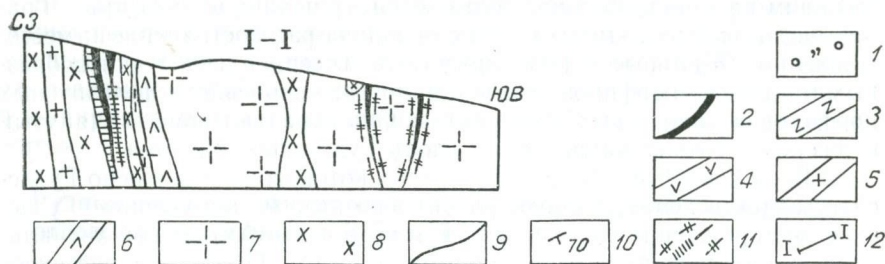
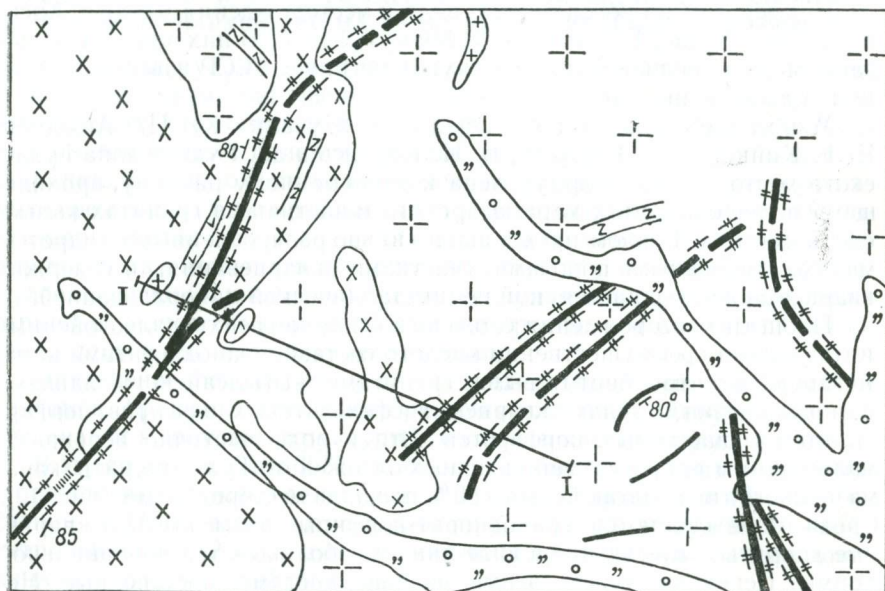


Рис. 13. Схема геологического строения месторождения Гудас:

1 — четвертичные отложения; 2 — кварцевые жилы; 3 — дайки диабазового порфирита; 4 — дайки кварцевого и фельзитового порфира; 5 — дайки гранит-порфира; 6 — дайки аплита; 7 — граниты кызылсайского типа; 8 — гранодиориты карамазарского типа; 9 — контакты пород; 10 — элементы залегания; 11 — зоны дробления; 12 — линия разреза.

месторождения, несущей в себе промышленное скопление полиметаллического оруденения, является Тудаксайская кварцевая жила, представляющая собой собственно Гудасское месторождение. Жила с пережимами и раздувами, морфология ее меняется как по простиранию, так и по падению. Эти изменения определяются сочетаниями элементов залегания различных участков поверхности сместителя Гудасского разлома.

При существовавшей схеме смещения по разлому (сбросо-сдвиг против часовой стрелки) мощности кварцевой жилы, а вместе с ней и рудных тел увеличиваются при меньших азимутах простираения и более пологих углах падения (до 70°). Характерно, что в местах резкого изменения азимутов простираения мощность жилы уменьшается в обе стороны от перегиба.

На месторождении оконтурены четыре рудных тела, в которых заключено около 95% всех руд, и мелкие рудные тела, имеющие форму крутопадающих столбообразных жил и линз. Простираение всех тел полностью совпадает с общим простираением Гудасского разлома. Преобладает северо-западное и вертикальное падение, но имеются случаи и обратного залегания. Углы падения колеблются от 50 до 90°. Рудная минерализация представлена, в основном, мелкой вкрапленностью, реже гнездами и прожилками. Основными компонентами в рудах являются свинец и цинк, попутными — медь, кадмий, висмут и серебро.

Минеральный состав руд Гудасского месторождения представлен комплексом минералов, обычным для полиметаллических месторождений этого типа. Кроме основных ценных компонентов (свинец, цинк), в рудах в качестве элементов-примесей, пригодных для попутного извлечения, содержатся медь, кадмий, висмут, серебро. Встречаются также рассеянные элементы — индий, германий, селен, теллур и таллий, не имеющие практического значения.

На Гудасском месторождении по характеру вмещающих жильных пород различаются руды, залегающие в кварце, приуроченном к серицитизированным гранодиоритам и фельзитовым порфирам. Первые составляют основную массу руд (около 80%). По минеральному составу различаются руды окисленные, смешанные и первичные сульфидные.

На месторождении гидротермальные изменения вмещающих пород проявлены как в лежачем и висячем боках кварцевой жилы, так и внутри последней, где сохранились линзы пород, не замещенных кварцем. Особенно интенсивно гидротермальные изменения наблюдаются в центральной части Тудаксайской кварцевой жилы, в которой размещаются главные рудные тела месторождения. Мощность зоны гидротермального изменения колеблется от 10—40 м на флангах до 150 м в центральной части месторождения. Мощность отдельных линз и зон измененных пород, заключенных внутри кварцевой жилы, колеблется от 1 до 30 м, протяженность их достигает нескольких сотен метров.

Преобладающими изменениями вмещающих пород являются серицитизация, хлоритизация, ортоклазизация, окварцевание, кальцитизация и мусковитизация. Околорудные изменения вмещающих пород проявляются в качественной и количественной смене их исходного состава. При этом новообразования могли возникать как за счет исходных пород, так и привнесенных компонентов. В результате исходная порода приобрела другой цвет и иную структуру.

Зоны изменений пространственно совпадают с рудными телами, причем, по мощности и интенсивности околорудные изменения обычно прямо пропорциональны самому оруденению. Мощность околорудных

изменений висячем боку всегда больше, чем в лежащем и достигает 70—100 м.

Помимо перечисленных основных изменений вмещающих пород, необходимо отметить еще и интенсивное дробление вмещающих пород с образованием глинки трения. Глинка трения, как правило, образуется на контактах кварцевой жилы с вмещающими породами, где имеет небольшую мощность (0,3—0,8 м, а в отдельных случаях даже 2 м) Ха-

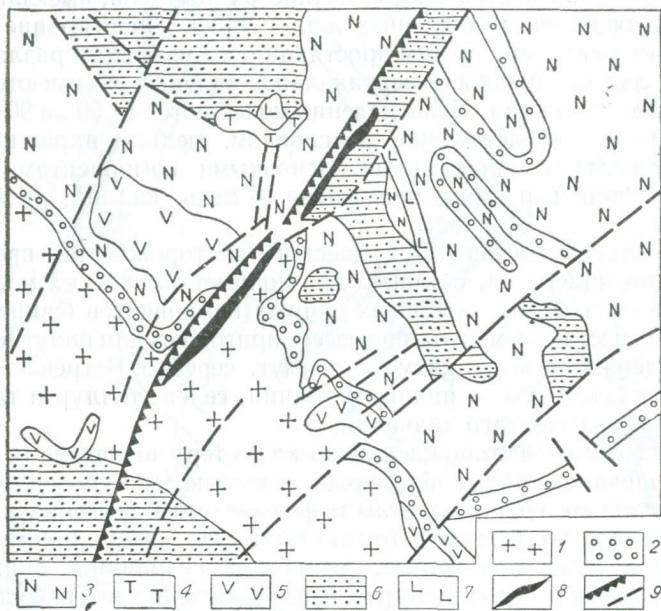


Рис. 14. Схема геологического строения рудного поля Садон:

1 — граниты порфировидные; 2 — базальный горизонт (нижний лейас); 3 — альбитофиты (кератофиты) нижнего лейаса; 4 — туфы (нижний лейас); 5 — кератофиты интрузивные и жилные (лейас); 6 — глинистые сланцы, песчаники и вулканогенные образования; 7 — порфириты; 8 — рудные жилы; 9 — разломы.

рактерно, что на северо-восточном участке месторождения мощная глина трения фиксируется на контакте кварцевой жилы с вмещающими породами и ее висячем боку; а на юго-западном участке — в лежащем. С поверхности и на нижележащих горизонтах в 80—120 м от поверхности глина трения на контактах менее выражена и мощность ее колеблется от 1 до 20 см.

Последовательность развития околорудных изменений в гранодиоритах следующая. В начале происходит хлоритизация биотита и серицитизация плагиоклаза, а калиевый полевой шпат и роговая обманка остаются свежими. Затем наступает хлоритизация роговой обманки, по хлоритизированному биотиту развивается мусковит и полностью серицитизируется плагиоклаз (в рудной зоне он хлоритизируется). На-

конец, хлорит появляется в основной массе, корродируя калиевый шпат и образуя мелкие зерна кварца с карбонатом и пиритом. Примечательным является то, что за пределами рудных зон наблюдается развитие карбоната, а внутри зон — бесцветного хлорита и альбита.

В образовании месторождения четко намечаются три этапа, причем, с каждым из них связан определенный парагенетический комплекс минералов. Дорудный этап — образование Гудасского разлома и внедрение в его зону гипабиссальных малых интрузий. Гидротермальный этап — формирование комплекса дорудного изменения пород и полиметаллического оруденения. Послерудный этап — супергенные преобразования месторождения. Геологические данные свидетельствуют о том, что месторождение образовалось в верхнем палеозое — оруденение отчетливо накладывается на дайки фельзитового порфира и диабазового порфирита, относящиеся к посткезылнуриинскому интрузивному циклу.

Рудное поле Садон находится на Северном Кавказе. Оно сложено древними кристаллическими сланцами, гранитами и вулканогенной толщей, которая в основании имеет горизонт конгломератов. Местами развиты дайки кератофиров. Главная структура рудного поля — сложная Садоно-Унальская антиклиналь. Рудные тела локализованы вблизи Главного рудного разлома северо-восточного простирания с падением на юго-восток $70-80^\circ$ (рис. 14, 15).

Оруденение приурочено к наиболее дробленным участкам, зальбандам нарушений и диагональным трещинным структурам. Средние мощности рудных тел на месторождении — 2 м, реже — 10 м. Основные руды — галенит и сфалерит; второстепенные — арсенопирит, халькопирит, магнетит, марганцевистый эпидот. Из рудных широко представлены пирит и пирротин. Отмечается закономерное увеличение пирротина и арсенопирита. С глубиной количество галенита и сфалерита уменьшается. Мощность зоны окисления месторождения колеблется от 20 до 80 м от поверхности.

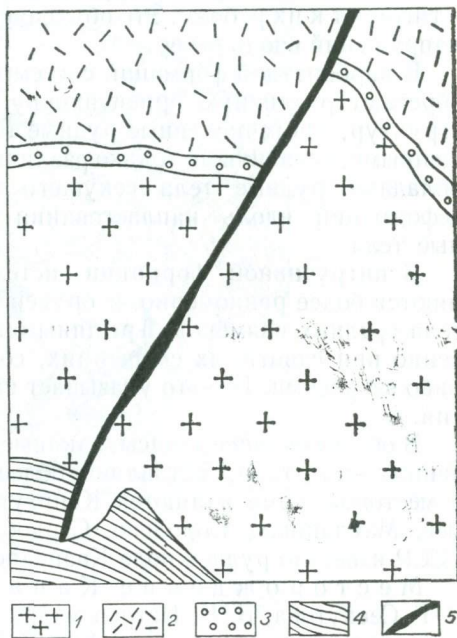


Рис. 15. Схема геологического строения рудного поля Садон:

1 — граниты; 2 — кератофиры, их брекчии и туфы; 3 — базальные конгломераты; 4 — юрские сланцы; 5 — рудная жила.

Рудные поля и месторождения в оперенных разломах

Они возникают преимущественно в карбонатной и интрузивной формациях и связаны обычно с крупными продольными разломами. Оруденение размещается как в самих разломах, так и оперяющих их трещинных структурах. Трещины оперения возникают под влиянием различных морфологических элементов разломов. Как правило, они приурочены к граням, нагруженным при данном плане деформаций, и тяготеют к их ребрам. Это объясняется концентрацией тектонических напряжений вдоль ребер.

В карбонатной формации системы оперяющих трещин обычно приобретают различную ориентировку, подчиняясь складчатым формам структур, многочисленные рудные тела при этом оказываются разобщенными, связанными только различными тектоническими швами. Преобладают рудные тела секущего типа, хотя в случаях развития деформаций вдоль напластования появляются согласные и сложные тела.

В интрузивной формации системы оперяющих трещин распределяются более равномерно, и оруденение образует компактные рудные тела средних размеров. Трещины оперения развиваются преимущественно при сдвиговых смещениях, сопровождающихся либо сбросами, либо взбросами. Все это указывает на обстановку тектонического сжатия.

В общем балансе запасы, заключенные в рудных полях и месторождениях этого типа, составляют более 11%. Примерами рудных полей и месторождений являются Канигут, Танаверды, Герхана, Кулькермес, Майданшах, Королево, Сардоб, Кенкол. Из других регионов СССР известно рудное поле Квайсинское и др.

Месторождение Канигут изучали А. А. Сескутов, З. Г. Сескутова, В. Н. Петров и др. В геологическом строении полиметаллического месторождения Канигут участвуют исключительно палеозойские породы. Наиболее древние — кембрийские песчано-сланцевые отложения, силурийские сланцы и спиллиты (рис. 16). Кембрийские породы интенсивно смяты в складки северо-западного простирания с общей тенденцией падения пород в северо-восточном направлении. Спилиты залегают в виде покрова, погружающегося в восточном направлении. На месторождении наиболее широко развиты известняки и конгломерато-сланцевая толща. Конгломерато-сланцевая толща перекрывает массивы известняков. Эффузивные породы представлены диабазовыми порфиритами, альбитофирами и спиллитами. На месторождении широко развиты разрывные нарушения веерообразного характера. В восточном направлении два нарушения в конце известнякового массива расщепляются на мелкие нарушения и в месте их сочленения теряются, образуя густую сеть различно ориентированных тектонических трещин. Следующая особенность нарушений проявляется в направлении движения блоков вдоль плоскостей сбрасывателя. Среди нарушений отмечается взбросовый характер движения и реже сбросовый. Причем, движение блоков было сложное и происходило

в вертикальном и горизонтальном направлениях, отчего эти движения могут быть названы взбросо-сдвигами или сбросо-сдвигами.

Рудные тела расположены в юго-восточной части канигутских известняков. Древними выработками вскрыто большое количество рудных тел.

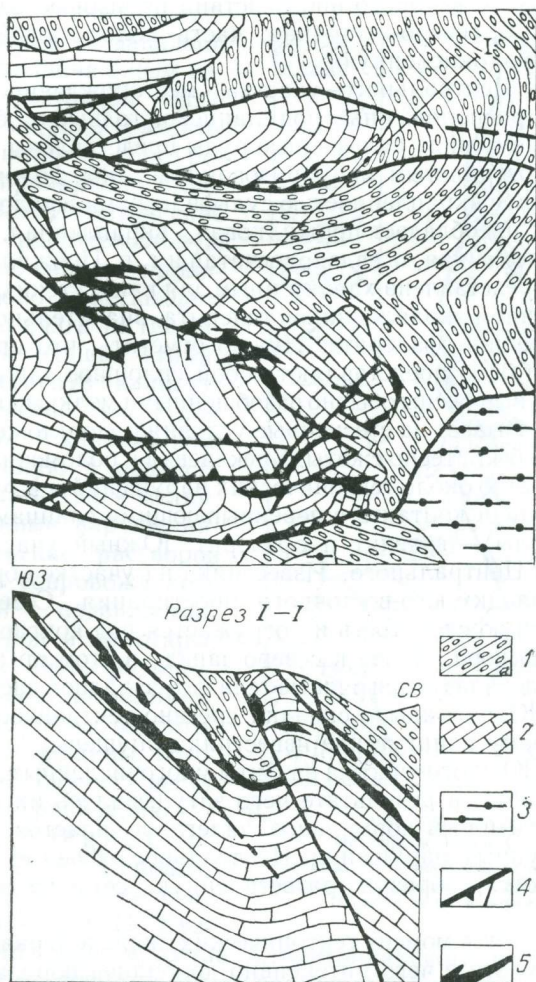


Рис. 16. Схема геологического строения месторождения Канигут:

1 — конгломераты; 2 — известняки; 3 — сланцы; 4 — разломы; 5 — рудные тела.

Рудные тела Центрального участка узкой полоской протягиваются с юго-запада на северо-восток. Размещаются в известняках, в слое под перекрывающими сланцами. Оруденение прослежи-

вается неравномерно в виде линз и неправильных тел, которые образуют между собой по простиранию и падению ряд пережимов, раздувов и выклиниваний. Рудные тела, как и вся полоса оруденения, имеют север-северо-восточное падение и восточное склонение. В средней части рудной зоны, в известняках, образован небольшой периклиналиный перегиб, вдоль которого впоследствии произошел взброс, и нижняя (сульфидная), северо-восточная, часть полосы оказалась подвинута на верхнюю (окисленную).

Оруденение Центрального участка месторождения приурочено к известнякам, расположенным под сланцевой толщей на большой глубине. По внешнему виду сульфидные руды представлены среднезернистым или мелкозернистым мраморизованным, либо доломитизированным известняком с вкрапленностью сульфидных минералов. Структура руд различная: преобладает прожилковая, вкрапленная, брекчиевая; встречается обломочная, псевдополосчатая и т. п. Прожилковая и псевдополосчатая представлена характерным для канигутских руд полосчатым расположением вкрапленников галенита, значительно реже, вдоль мельчайших трещин сфалерита. Нужно отметить, что прожилки (например галенита) не представляют собой сплошное заполнение агрегатом трещин, а выражены обычно разобщенными мелкими кристаллами, что, видимо, указывает на стесненные условия рудоотложения, при которых трещины были тесно сжаты. Брекчиевая и обломочная структура встречается обычно около тектонических нарушений и в рудных телах, залегающих вблизи контакта с перекрывающими сланцами. Основные рудные минералы — галенит и сфалерит. Южный участок располагается к югу от Центрального. Известняки на участке образуют антиклинальную складку юго-восточного простирания. Северо-восточное крыло имеет ясную слоистость и погружается под конгломерато-сланцевую толщу намяра. Далее к северо-западу в этом крыле известняковой складки локализуются рудные тела юго-западной части Центрального участка. Южное крыло складки срезано тектоническим нарушением, по которому канигутские известняки опущены.

Известняки Южного участка разбиты многочисленными тектоническими нарушениями, в результате чего затушеввалась их слоистость и совершенно исказилось нормальное залегание пластов. На участке имеется два крупных нарушения: Центральное и Южное, которые при слиянии теряются, образуя разветвленную сеть более мелких нарушений.

Южный участок в момент тектонических движений оказался нагруженным, в результате чего интенсивно дробились породы, что благоприятно послужило движению растворов и образованию мелких рудных тел вдоль различно ориентированных трещин. Рудные тела, приуроченные к ним, имеют крутое падение преимущественно в северных румбах. На поверхности различаются до 15 мелких тел линзовидного характера. В местах сопряжений или пересечений трещин наблюдаются раздувы и ответвления. Иногда встречаются тела трубообразной формы, подыщенные узлу пересечения трещин. Известняки северной полосы в виде длинного тектонического клина отделены нарушениями от основ-

ного массива. Тектонический клин узкой полосой шириной 10—20 м вытянут в широтном направлении и со всех сторон ограничен сбросами. В восточной половине известняки граничат с кембрийскими песчаниками и спилитами, в западной — с конгломератами и сланцами намура. Простираение пород близко к широтному. В средней части клина известняки интенсивно раздроблены, в восточной и западной разделены меридиональным нарушением. В восточной части в известняках широко развиты трещины, к которым приурочены мелкие проявления окисленных руд. Постмагматические растворы в гидротермальную стадию минерализации проникли из глубоко залегающего магматического очага по трещинам в виде восходящих струй. Растворы, достигнув канигутских известняков, встретили благоприятную карбонатную среду, нарушенную и раздробленную складчатостью и мелкими тектоническими нарушениями. Проникновение растворов в свою очередь сопровождалось тектоническими подвижками, дроблением пород и приоткрытием трещин. Роль рудоподводящих каналов выполняли, по-видимому, крупные надвиговые и сбросовые трещины, которые в некоторых случаях несут сульфидную минерализацию.

Месторождение Сардоб изучали В. А. Королев, Н. Н. Королева, Г. А. Осипова, Л. М. Ноговицына, Р. П. Кузнецова и др. Оно входит в состав Алтынтюпканского рудного района и приурочено к восточному крылу поперечного поднятия на северном крыле Кураминского антиклинория. Площадь рудного поля сложена сланцевой толщей нижнего палеозоя, прорванной на западе штокообразным интрузивом порфировидных гранитов доживетского возраста, а на юге — ранневарисскими гранодиоритами. Контакт с гранито-порфирами имеет долготное простираение и осложнен Сардобским разломом того же направления (рис. 17).

Разлом представляет собой сложную оперенную структуру, в которой породы интенсивно раздроблены и изменены послемагматическими про-

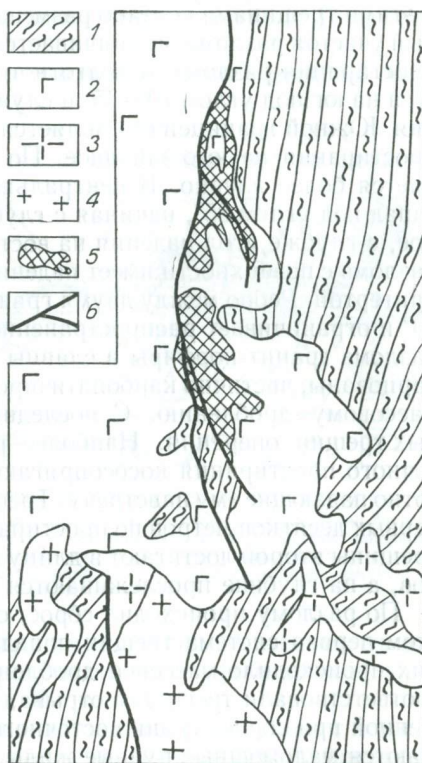


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Сардоб:

1 — сланцы; 2 — диабазовые порфиры; 3 — гранодиорит-порфиры; 4 — гранодиориты; 5 — рудные тела; 6 — разломы.

цессами. Поверхность разлома имеет переменное падение, в результате чего она приобрела сложную форму. В центральной части сместитель разлома образует в плане выпуклую поверхность, осложненную более мелкими, но резкими изменениями простираения. Эти изгибы образуют на поверхности разлома системы граней, под влиянием которых во вмещающих породах развиваются многочисленные трещины оперения. С этими трещинами связано размещение оруденения. На севере выпуклый участок разлома ограничивается ребром, образованным изменением простираения разлома от долготного к северо-восточному. Оно склоняется на юг под углом $70-75^\circ$ и служит северной границей месторождения. Южной границей его является участок изменения юго-восточного простираения на юго-западное. По падению поверхность разлома меняется более плавно. В центральной части разлом имеет падение на запад под углом 85° , начиная с глубины 50 м и до 250 м — вертикальное, а глубже угол падения на восток равен $75-80^\circ$. Южный участок разлома с поверхности имеет падение на восток 85° . Эта грань является притертой. Ребро между двумя гранями имеет наклон к югу под углом 30° и ограничивает распространение оруденения по восстанию. В зоне разлома гранит-порфиры и сланцы интенсивно серицитизированы, окварцованы, частично карбонатизированы и неоднократно подвергались массовому дроблению. С последним связано развитие многочисленных трещин оперения. Наиболее распространены трещины юго-восточного простираения кососопрягающихся с разломами в плане и долготно падающие ему навстречу. Трещины первой системы не превышают первых десятков метров по простираению и многих десятков по падению, трещины второй достигают в длину многие десятки и первые сотни метров, а на глубине прослеживаются на 200—250 м.

По разлому происходил сброс, осложненный правым сдвигом. При этом первая система трещин попадала в положение сколов, и вдоль них происходило массовое дробление гранитов. Долготные трещины соответствовали трещинам отрыва, развившимся под влиянием нагруженной при сбросе грани восточного падения. В этих трещинах размещаются маломощные рудные жилы.

Оруденение локализуется в связи с трещинами оперения. На плане размещения оруденения отчетливо видно перистое строение рудного тела, отражающее аналогичное расположение трещин. Отдельные рудные тела, сливаясь в центральной части, образуют компактную залежь мощностью до 50 м, длиной около 700 м, прослеженную на глубину до 250—300 м, средняя мощность рудного тела составляет 20 м. Ниже в связи с изменением падения разлома на восточное залежь быстро выклинивается. При преобладающем сбросовом движении наиболее разгруженными оказывались верхние части месторождения, где разлом имеет западное и вертикальное падение.

Рудное поле Квайсинское занимает сравнительно небольшой участок Гагринско-Джавской геотектонической зоны. В районе широко развиты мезозойские, преимущественно вулканогенные образования. Сравнительно малую площадь занимают третичные отложения (Джапаридзе, 1962).

Непосредственно в пределах Квайсинского рудного поля в основании стратиграфического разреза лежит так называемая сорская свита, слагающая ядро Цедисско-Ахсарджинской антиклинали, представленная темно-серыми и черными глинистыми сланцами и слюдястыми песчаниками (рис. 18). Видимая ее мощность не превышает 500 м. Сорская свита относится к верхнему лейасу. Перекрывается широко развитой в Гагринско-Джавской зоне порфиритовой вулканогенной толщей, относящейся к байосу.

Порфиритовая вулканогенная толща подразделяется на четыре горизонта.

1. Горизонт спилитов или авгит-альбитовых порфиритов непосредственно налегает на лейасовую

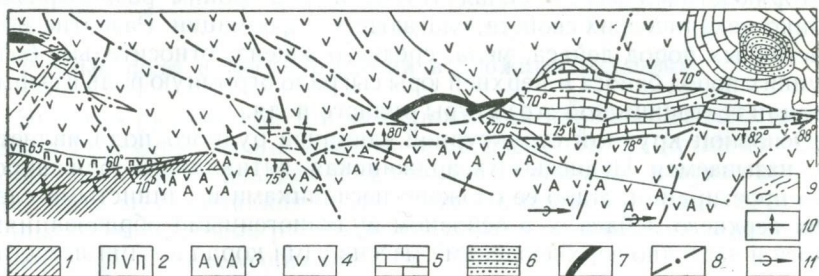


Рис. 18. Схема геологического строения рудного поля Квайсинское:

1 — глинисто-песчаная свита верхнего лейаса; 2 — вулканогенные образования байоса; 3 — горизонт авгит-андезитовых порфиритов; 4 — горизонт авгит-лабрадоритовых порфиритов; 5 — верхнеюрские рифовые массивные известняки; 6 — песчаная свита среднего и верхнего зона; 7 — рудоносная зона; 8 — разломы; 9 — гидротермально измененная зона; 10 — 11 — оси антиклиналей.

глинисто-песчанистую свиту и характеризуется покровами спилитов разной мощности (от 1 до 20 м), чередующимися с туфобрекчиями и туфопесчаниками, мощность достигает 300 м.

2. Горизонт роговообманково-плагиоклазовых порфиритов с пластами песчаников, туфов и туфобрекчий. В верхней части сечется дайками альбитофиров и плагиоклазовых порфиритов. Мощность около 900 м.

3. Горизонт плагиоклазовых порфиритов, которые перемежаются с соответствующими пирокластическими породами и секутся многочисленными дайками альбитофиров. Мощность 900—1000 м.

4. Горизонт авгит-лабрадоритовых порфиритов играет подчиненную роль. В его составе преобладают туфогенные класталиты, в которых встречаются маломощные пласты (10—15 м) авгит-лабрадоритовых порфиритов. Мощность 300 м. Порфиритовая свита достигает максимальной мощности (2500 м) на южном крыле Цедисско-Ахсарджинской антиклинали. В районе на массивные известняки несогласно налегают богатые фауной средне- и тонкослоистые известняки и мергели, охватывающие все ярусы мела.

Наиболее молодые образования рудного поля — среднеэоценовые отложения — представлены кварцево-слюдястыми и глинистыми пес-

чаниками, а также мергелями и известняками. Породы среднего эоцена несогласно налегают на наиболее древние образования. Максимальная мощность не превышает 60 м.

Жильные породы района по составу изменяются от кислых до средних. Они представлены дайками кварцевых альбитофиров, реже кварцевых порфиров и плагиоклазовых порфиритов, которые в районе рудного поля нигде не пересекают формации моложе порфиритовой серии байоса. Считается, что они связаны с магматической деятельностью, протекавшей в среднеюрское время.

Складчатая структура Гагринско-Джавской геотектонической зоны формировалась на протяжении довольно длительного времени. Сложность ее тектонического строения обусловлена не только многократно повторяющимися фазами складчатости, но и широким разнообразием физико-механических свойств, слагающих ее формации. Развитие здесь пластичных пород лейаса, мела, среднего эоцена, относительно более хрупких пород байоса и верхней юры сыграло огромную роль в формировании тектонической структуры рудного поля.

Основной крупной структурной единицей рудного поля является так называемая Цедисско-Ахсарджинская антиклиналь близширотного простириания. Ядро ее сложено песчаниками и глинистыми сланцами верхнего лейаса — в основном вулканогенными образованиями байоса и частично верхнеюрскими массивными коралловыми известняками. Осевая поверхность антиклинали наклонена к югу. В западной части рудного поля северное крыло складки падает на север под углом 30° , а южное — на юг — $70-85^\circ$. В восточном направлении антиклиналь погружена, а ее ось несколько раз меняет направление от широтного к юго-восточному и обратно, а уже за пределами рудного поля окончательно принимает юго-восточное направление.

Рудное поле Квайсинского свинцово-цинкового месторождения слагают три рудоносных участка: Нижняя Квайса — на западе, Верхняя Квайса — в центральной части и Надарбазеви — на востоке. Они вытянуты в широтном направлении и пространственно приурочены к северному крылу антиклинали (Джапаридзе, 1962).

В Квайсинском районе исключительно широко распространены разрывные нарушения. Их пространственная ориентировка определяется следующими важнейшими факторами:

1) общекавказской ориентировкой основных тектонических структур всего региона. Оси главнейших складок, а также главный флишевый надвиг имеют близширотное простириание;

2) пространственным положением отдельных свит и толщ, участвующих в строении Цедисско-Ахсарджинской антиклинали. Тектонические нарушения на площади рудного поля по ориентировке разделяются на две группы: а) продольные, имеющие близширотное простириание, б) поперечные, близкие к меридиональным.

Среди разрывных нарушений близширотного простириания наиболее крупными являются два продольных разлома — Северный Квайсинский и Южный. Между этими нарушениями зажат «Квайсинский известняковый клин», сложенный в основном массивными известняками верх-

ней юры, частично-карбонатными отложениями нижнего мела и вулканогенными образованиями байоса.

На месторождении наблюдаются два структурных типа рудных тел — трещинные жилы и межпластовые залежи, которые в восточной части рудного поля (участок Надарбазеви) распространены локально. Первый тип связан с трещинами близширотного простирания, имеющими изменчивое крутое падение к северу и югу; второй — с простиранием на северо-восток ($15-20^\circ$), угол падения 40° .

Минеральный состав квайсинских свинцово-цинковых руд сравнительно прост. Главными рудными минералами являются сфалерит, галенит, пирит, марказит. Руды имеют главным образом массивную текстуру; реже встречаются брекчиевидные и прожилково-вкрапленные агрегаты.

Рудные поля и месторождения в сложных разломах

Этот тип рудных полей и месторождений наиболее распространен. Развита преимущественно в эффузивной формации, на крыльях складчатых структур, в областях синклинальных прогибов и мульд проседания. Чаще всего возникают в крупных тектонических блоках, ограниченных протяженными разломами глубокого заложения, в виде косоориентированных секущих зон.

Внутри рассматриваемого типа выделяются три подтипа:

1. Ветвящиеся и кососопрягающиеся разломы и крупные трещины (Канджольское рудное поле).

2. В блоках дробления между сходящимися (по падению или простиранию) разломами. Важной особенностью данного типа является клинообразная форма тектонических блоков, определяющая характерные черты размещения оруденения. При сжимающих тектонических усилиях клиновидные тектонические блоки всегда испытывают выжимание в сторону широкой части. При этом по разломам, ограничивающим клинообразные блоки, происходят противоположные смещения. Благодаря преобладанию сдвига рудные тела имеют обычно столбообразную форму и вертикальный размах на многие сотни метров. Оруденение может локализоваться не только в ограничивающих разломах, но также и в блоках между ними. При этом важное значение приобретает распределение тектонических напряжений. Концентрация напряжений внутри тектонического клина определяет места наиболее интенсивных деформаций и в них обычно происходит локализация оруденения. Рудные тела образуют системы эшелонированных, субпараллельных, крутопадающих трещинных зон, быстро выклинивающихся по падению и простиранию, но в целом могут иметь вертикальный размах до многих сотен метров.

3. В блоках дробления между субпараллельными разломами. Распределение деформаций внутри блока, как и в предыдущем случае, подчиняется морфологии ограничивающихся разломов. Здесь под влиянием концентрации тектонических напряжений возникают зоны ориентированного дробления, а в местах искривлений — штокверко-

вые зоны. Представителями подобных рудных полей и месторождений являются Сулеймансай, Мироновское, Ачисай, Карасай, Канмансур, Тарыэкан, Замбарак, Чукурджилга, Караташкотан, Канджол, Шамырсай и др. В других регионах СССР известны Эльбрусское рудное поле и месторождение Северо-Акатувское. В них заключено около 17% запасов руд.

Рудное поле Ачисай изучали И. И. Князев, Г. Д. Ажгирей, А. К. Каюпов, В. Е. Булыго, В. И. Степанов и др. В геологическом строении района Ачисайского месторождения участвуют осадочные породы среднего палеозоя,

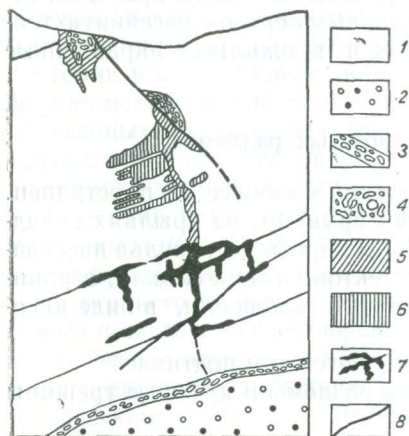


Рис. 19. Геологический разрез рудного поля Ачисай:

1 — карбонатные породы; 2 — черные сланцевые мергели; 3 — брекчия надвигового шва; 4 — брекчия оседания; 5 — окисленная свинцовая руда; 6 — окисленная цинковая руда; 7 — сульфидная свинцово-цинковая руда; 8 — разломы.

сложенные аркозовыми песчаниками, кварцитами, мергелями, аргиллитами, известняками, доломитами, доломитизированными известняками (рис. 19, 20). Изверженные породы в районе месторождения отсутствуют. Ближайшие выходы этих пород, представленные гранитами, диоритами, порфиритами, габброидами каледонского и варисского возраста, известны в 40—60 км от месторождения на северо-восточном склоне Каратау. Слабо развиты мезо-кайнозойские отложения.

Ачисайское месторождение расположено на восточной оконечности Бельмазарской брахисинклинали. Известно, что рудные залежи месторождения располагаются на небольшой площади, примыкающей с севера к Бельмазарскому разлому.

Проявление гипогенной, в том числе рудной, минерализации, а также распространение структурных элементов, контролирующих ее, наблюдаются на более значительной площади, охватывающей почти всю восточную часть брахисинклинали.

На основной площади в центральной части поля выходят известняки Бельмазарского горизонта. Сравнительно простое и спокойное строение Бельмазарской брахисинклинали нарушается мелкими складками второго порядка и многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Из дизъюнктивных нарушений наиболее крупные и ярко выраженные: Бельмазарский, Сидоровский, Бельдургенский, Малый Бельмазарский разломы и трещины.

Наиболее важными в практическом отношении являются системы трещин, контролирующие рудные залежи месторождения, которые выражены на поверхности крайне неотчетливо. Выделяются следующие системы разрывных нарушений: 1) трещины межпластовых срывов с се-

веро-западным простиранием и юго-западным падением проходят либо по напластованию пород, либо пересекают их под острым углом; 2) крутопадающие трещины с простиранием к северо-востоку на $290\text{--}300^\circ$ и падением на юго-запад; 3) трещины северо-восточного простирания с крутым падением на юго-восток; 4) трещины северо-западного, близкого к меридиональному, простирания с крутым падением на юго-запад и северо-восток. Трещины указанных или близких к ним направлений наблюдаются на обширной площади рудного поля. По некоторым из них отмечены смещения пород, часто заполненные кальцитом и баритом. Иногда в жильной массе наблюдается вкрапленность рудных минералов: галенита, сфалерита и пирита.

С гидротермальными процессами связаны образования вторичных доломитов, кальцитизация, окварцевание и окремнение, пиритизация и рассеянная рудная минерализация, брекчии с кальцитовым цементом, кальцитовые, кальцитово-баритовые и баритовые жилы, залежи сульфидных руд.

Залежи свинцовых окисленных и свинцово-цинковых сульфидных руд представлены жиллоподобными, пластообразными рудными телами, которые контролируют трещины следующих направлений: 1) межпластовые подвижки, согласные с напластованием пород либо секущие их под острым углом; 2) трещины с простиранием на северо-запад и крутым падением на северо-восток под углом $60\text{--}70^\circ$; имеют характер взбросо-сдвигов, по которым южные крылья нарушений поднимаются относительно северных; 3) сдвиги с простиранием на северо-восток и падением на северо-запад и юго-запад; 4) трещины с незначительными амплитудами перемещения и простиранием, близким к меридиональному, на северо-запад с углом падения на восток и запад.

Рудные залежи контролируются либо одной трещиной, либо сочетанием сопряженных трещин различных систем. Перечисленные системы являются разновозрастными. Наиболее ранние из них, Сидоровская и Ивановская, сопровождаются мощными зонами брекчий, которые

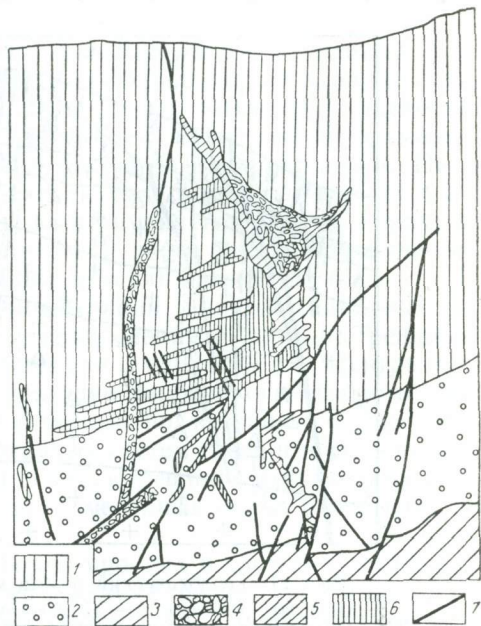


Рис. 20. Геологический разрез месторождения Ачисай:

1 — серые плитчатые известняки; 2 — черные зернистые доломиты; 3 — серые слоистые известняки; 4 — брекчии карбонатных пород; 5 — свинцовые окисленные руды; 6 — цинковые окисленные руды; 7 — разломы.

вблизи рудных залежей замещены окисленными цинковыми рудами. Зоны брекчий Сидоровской и Ивановской трещин, ограничивающие распространение пластовых залежей, сами подвергались замещению галмейными железняками, и в результате в них сформировались крутопадающие залежи цинковых руд. Наиболее интенсивному оруденению подвергались брекчии вблизи основной залежи: на небольших расстояниях от нее интенсивность оруденения снижается, и цинковые руды переходят в лимонитизированные брекчии.

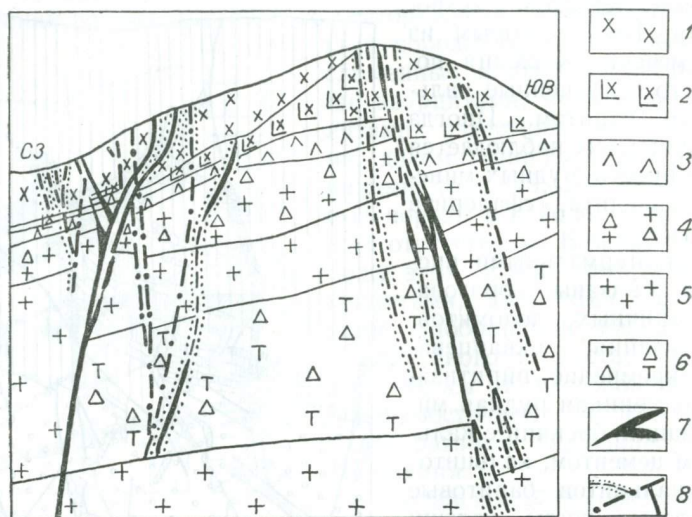


Рис. 21. Геологический разрез месторождения Замбарак:

1 — кварцевые порфиры; 2 — флюидальные кварцевые сферолит-порфиры; 3 — туфалы кварцевых порфиров; 4 — туфы и туфобрекчии; 5 — кварц-полевошпатовые порфиры; 6 — туфобрекчии андезит-дацитовых порфиритов; 7 — рудные тела; 8 — разломы.

В искристом горизонте известно значительное количество мелких залежей, имеющих неправильные формы в виде штоков, штокверков, жил и гнезд. Часто они приурочены к зальбандам залежей сульфидных руд. Формы и условия залегания цинковых руд в искристом горизонте контролируются, главным образом, тектонической трещиной и расположением залежей свинцово-цинковых руд.

Месторождение Замбарак¹ изучали С. Б. Эргашев, А. М. Бакланов, И. К. Брагин, Л. М. Лурье, Е. Н. Некрасов, Х. Л. Латыпов, А. Т. Турсунметов и др. Расположено в северо-восточной части Тарызканского разлома. В геологическом строении участвуют акчинская и оясайская свиты верхнего карбона. На месторождении развиты кислые разности эффузивных пород, представленные кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, сферолит-порфирами (рис. 21).

¹ Использованы материалы А. М. Бакланова и др. (1972).

В пределах месторождения прослежена система крутопадающих минерализованных разрывов северо-восточного и, реже, северо-западного простирания.

Основным рудораспределяющим нарушением на месторождении служит Замбаракский разлом. Имеет юго-восточное падение (угол падения 80°) и прослеживается в северо-восточном направлении по азимуту $30-40^\circ$. Протяженность разлома достигает $400-500$ м. Простирание северо-восточное. Он сопровождается зонами дробления мощностью от 5 до 50 м.

На юго-западном фланге Замбаракский разлом отходит от Тарыэканского сдвига, прослеживаясь в субмеридиональном направлении; в центральной части зона разлома резко изгибается, приобретая северо-восточное простирание. Именно к этому изгибу примыкают основные рудоносные трещинные структуры месторождения. На северо-восточном фланге Замбаракский разлом прослеживается в виде тонкой трещины в туфолавах кызылнуринской свиты, примыкая к Тавакскому сдвигу. В поверхностной части разлом круто ($80-88^\circ$) падает на северо-запад, с глубиной изменяя падение до 65° .

Наиболее значительные концентрации цинково-свинцовых руд в разломе приурочены к участкам причленения оперяющихся трещинных структур. Основные рудомещающие нарушения — Центральный и Юго-Восточный разломы, оперяющие Замбаракский взбросо-сдвиг. Эти разломы, известные на месторождении под названием «рудных зон», состоят из различно ориентированных систем трещин и относятся, по классификации В. М. Крейтера (1956), к трещинным структурам IV порядка. Мощность гидротермально-измененных пород в пределах зон достигает $50-60$ м.

Рудные тела также имеют форму простых и сложных ветвящихся жил, столбов в сопряжениях и пересечениях трещин, систем вытянутых прожилков и линейно вытянутых штокверков. Главные рудные минералы — галенит, сфалерит, пирит. Текстуры руд преимущественно вкрапленные и прожилково-вкрапленные.

Рудное поле Канджол изучали А. В. Королев, В. М. Турличкин, В. А. Тарасов, Л. К. Комжа и др. Площадь рудного поля сложена гранодиоритами Кураминского плутона, которые на востоке перекрываются дацитовыми порфирами верхнего карбона (рис. 22). Площадь ограничена разломами северо-восточного направления, кососекущими антиклинориями; на севере — Железный. юге — Ограничивающий. К этой же системе относится и Канджольский разлом.

При общем сжатии, ориентированном в северо-восточном и юго-западном направлениях, эти разломы попадали в положение прикрытых, и по ним происходили левые сдвиги. Вдоль разломов возникали многочисленные оперяющие трещины отрыва, приуроченные к участкам искривления основных разломов, которые при данных смещениях находились в разгруженном состоянии. Поэтому трещины оперения образуют пучки, разделенные интервалами менее интенсивной трещиноватости. Трещины отрыва возникают также в блоках между субпараллельными разломами, образуя глубоко эшелонированные системы ши-

ротного простирания. В этом случае они характеризуются извилистой поверхностью, разветвлением и быстрым выклиниванием по простиранию. Вероятно, на локализацию рудных тел благоприятное влияние оказывало экранирование разрывных структур, развитых в гранодиоритах, перекрывавшими их эффузивами верхнего палеозоя.

Рудные тела представлены маломощными крутопадающими жилами, столбообразными формами, приуроченными к местам сопряжения трещин оперения с разломом и между собой, их пересечениям и искривле-

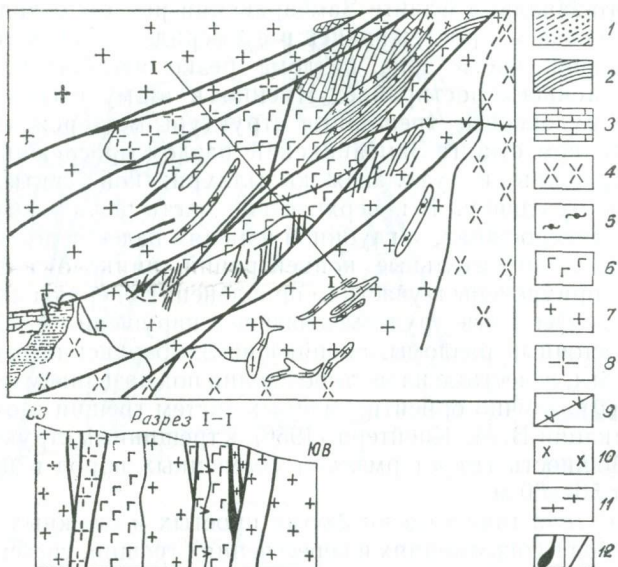


Рис. 22. Схема геологического строения рудного поля Канджол:

1 — песчаники и глины; 2 — сланцы; 3 — известняки; 4 — кварцевые и дацитовые порфиры; 5 — дайки фельзитов и кварцевых порфиров; 6 — граниты; 7 — гранодиориты; 8 — гранодиорит-порфиры; 9 — аметистовая жила; 10 — диоритовые порфиры и кварцево-диоритовые порфиры (интрузивные); 11 — кварцевые порфиры; 12 — рудные тела, разломы.

ниям. В связи со сложным строением поверхностей трещин рудные тела обладают весьма изменчивой мощностью, часто выклиниваются по падению и простиранию.

Минерализация была многостадийной. Выделяются: кварц-арсенипиритовая, полиметаллическая, медно-сурьмяная, благородная, кварц-кальцитовая и безрудная. Главными минералами руд являются сфалерит и галенит, на которые наложена сереброносная минерализация, представленная полибазитом и пирарггиритом, постоянно присутствует пирит. Из нерудных широко проявлены кварц, кальцит, ограниченно распространен барит. Рудоуправляющие разломы сопровождаются интенсивной хлоритизацией и серицитизацией гранодиоритов.

Размеры рудных тел невелики. По простиранию они колеблются от первых до многих десятков метров, по падению — от многих десятков до первых сотен метров. Мощности рудных тел, как правило, не вышают долей метра.

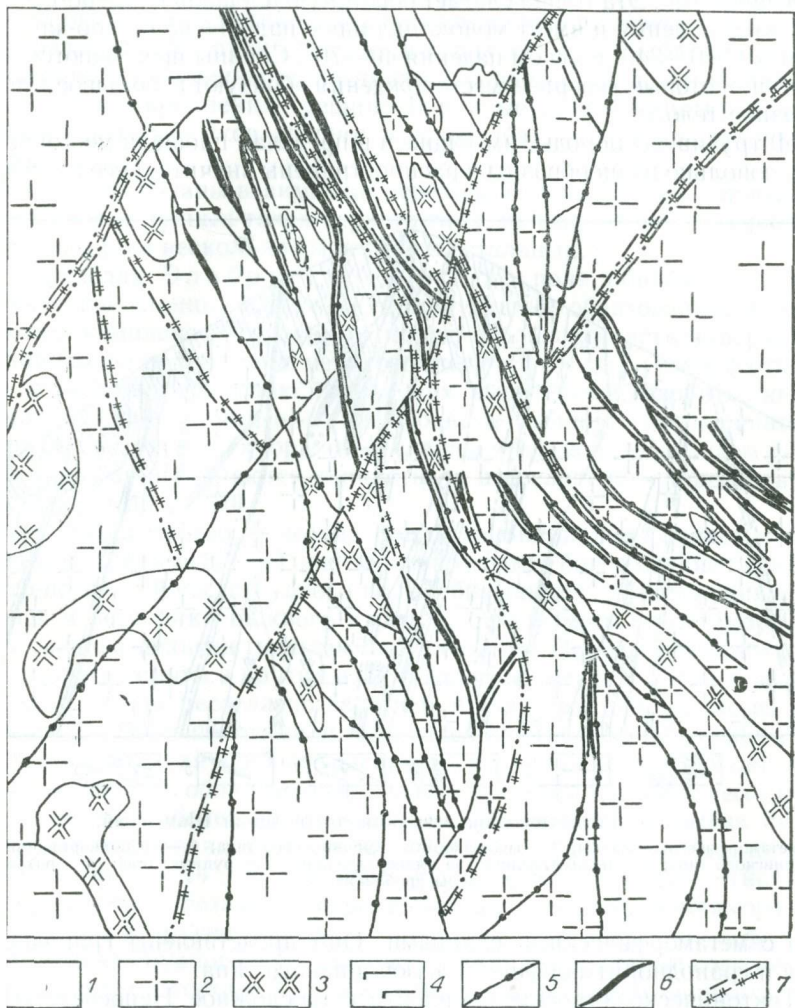


Рис. 23. Геологический план горизонта месторождения Шамырсай:

1 — метаморфические сланцы; 2 — гранодиориты; 3 — гранодиорит-порфиры; 4 — гранит-порфиры; 5 — кварцевые диорит-порфиры; 6 — рудные тела; 7 — разломы и зоны дробления.

В геологическом строении месторождения Шамырсай основная роль принадлежит песчано-сланцевым отложениям ордовик-юра и гранодиоритам кураминского типа, прорванным гранодио-

рит-порфирами куюндинского типа, многочисленными дайкообразными телами гранодиорит-порфиров (рис. 23, 24). В основании стратиграфического разреза залегает песчано-сланцевая толща, представленная в основном филлитовидными сланцами, перемежающимися с песчаниками. Эта толща слагает обширную площадь к северо-востоку от месторождения и имеет моноклинальное падение на северо-запад по азимуту 300—340° с углом падения 40—70°. Сланцы прорываются гранитами, которые севернее месторождения образуют небольшое штокообразное тело.

Интрузивные породы, имеющиеся в пределах площади месторождения, довольно разнообразны и распространены значительно по сравнению

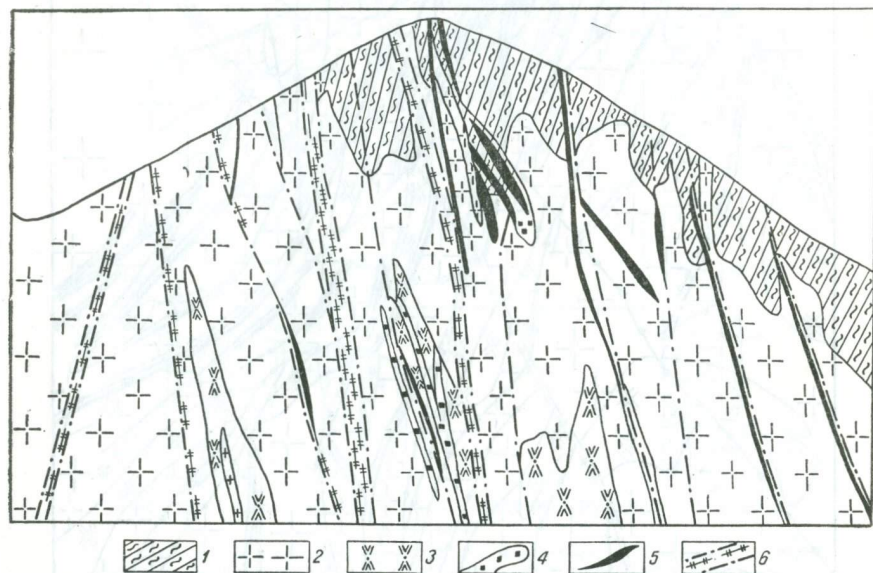


Рис. 24. Геологический разрез месторождения Шамырсай:

1 — метаморфические сланцы; 2 — гранодиориты кураминского типа; 3 — гранодиорит-порфиры куюндинского типа; 4 — полиметаллическая минерализация; 5 — рудные тела; 6 — разломы и зоны дробления.

нию с метаморфическими сланцами. Они представлены гранодиоритами и гранодиорит-порфирами куюндинского типа.

Тектоническое строение площади весьма сложное. Непосредственно здесь проходит зона Сардобского разлома. В южном направлении он самостоятельно не прослеживается, а переходит в тектонические зоны более мелкого порядка.

Рудные тела месторождения размещаются в зоне эндоконтакта гранодиоритового массива со сланцевой толщей ордовика, силура и приурочены к зоне интенсивной трещиноватости, оперяющей Сардобский разлом, который является основной рудоконтролирующей структурой. На месторождении все рудные тела пространственно тяготеют к зоне

разлома и южному контакту сланцев с гранодиоритами. Внутри зоны можно выделить несколько факторов, влияющих на локализацию оруденения, которые обуславливают определенные морфологические особенности рудных тел и позволяют выделить среди них четыре морфологических типа: 1) рудные тела, размещающиеся в сопряжениях трещин оперения, а также в сопряжениях отдельных трещин с Сардобским разломом; 2) рудные тела, локализующиеся в блоках между параллельно сближенными трещинами; 3) рудные тела, приуроченные к участкам искривления трещин; 4) рудные тела в приоткрываниях искривленных участков трещин и в изгибах контактов различных пород.

Эти типы связаны взаимными переходами. Свыше 50% запасов сосредоточено в рудных телах первого типа, во втором типе содержание свинца и цинка несколько выше, чем в остальных.

В пределах Эльбрусского рудного поля обнажаются метаморфические сланцы, осадочные и эффузивные образования, а также сложный комплекс интрузивных пород. Большую часть минерализованной площади занимают метаморфические породы, условно относимые к нижнему палеозою. Среди них выделяются кварциты, кварцполевошпатово-слюдистые и амфиболовые сланцы, полевошпатово-хлорито-известковые, хлоритовые сланцы и мраморы. В каждом ритме аркозовые фации сменяются глинистыми, а последние — известковыми (Вольфсон и др., 1960).

Вся толща метаморфических пород моноклиально падает к юго-востоку под углами 30—60° и интенсивно смята в более мелкие складки. В юго-восточной части рудного поля обнажаются углисто-глинистые сланцы и песчаники нижнего карбона, отделяемого от метаморфических сланцев дизъюнктивными нарушениями. Породы каменноугольного возраста смяты в крутые изоклиналильные складки. На них за пределами площади несогласно залегают нижнепермские конгломераты, обладающие более пологими углами падения. Из осадочных пород в пределах рудного поля наиболее распространены нижнеюрские конгломераты и песчаники, обнажающиеся на водоразделах хребтов и несогласно перекрывающие более древние породы. Нижнеюрские осадки смяты в широкие куполовидные складки с углами падения крыльев, не превышающими 12—14°. К наиболее молодым образованиям относятся позднегеретичные базальты, перекрывающие несогласно метаморфические сланцы и другие породы.

В пределах рудного поля широко развиты интрузивные породы различной формы и состава. Среди них наиболее древними являются ранние, превращенные в гнейсо-граниты, прорывающие метаморфические сланцы. Эти граниты по возрасту близки к метаморфическим сланцам и условно относятся к нижнему палеозою. В среднем и верхнем палеозое внедрились сиениты, серпентиниты, граниты, кварцевые порфиры и диабазовые порфиры.

Кварцевые порфиры залегают в форме даек, преимущественно пологопадающих, вытянутых в широтном направлении. Отдельные дайки местами имеют мощность 30 м и более, в целом образуют дайковый

пояс. В пределах этого пояса и на некотором удалении от него, помимо кварцевых порфиров, выявлены также единичные крутопадающие дайки гранит-порфиров, спессартитов, порфириров и диабазов, которые большей частью вытягиваются в меридиональном направлении. Дайки основного состава имеют мощность 2—3 м.

Метаморфические сланцы пересечены серией разрывных нарушений северо-западного, меридионального и широтного простирания. Отдельные нарушения северо-западного простирания прослеживаются на протяжении более 5 км. Среди них разломы 1 и 2 порядка образовались еще до внедрения кварцевых порфиров, с ними связано размещение свинцово-цинкового оруденения.



Рис. 25. Схематический геологический план среднего горизонта Эльбрусского месторождения:

1 — дайки кварцевых порфиров; 2 — метаморфические сланцы; 3 — разломы; 4 — жилы.

(1960) указывают на существенное значение литологического фактора в локализации свинцово-цинковых руд. Более благоприятными для оруденения являются дайки кварцевых пород. Рудные тела всех морфологических типов приурочены к сколовым трещинам. Однако размеры рудных тел, их форма и условия локализации зависят от времени возникновения рудовмещающих трещин, их протяженности, элементов и условий залегания, а также условий сочетания с трещинами других направлений.

Этапу рудообразования соответствует более позднее гидротермальное изменение вмещающих пород, выразившееся в окварцевании метаморфических сланцев и в серицитизации и окварцевании кварцевых порфиров.

Большая часть свинцово-цинковых рудопроявлений Эльбрусского рудного поля приурочена к дайковому поясу (рис. 25) и лишь небольшое их число располагается к северу и югу от него. Оруденение является преимущественно вкрапленным. Сплошные сульфиды образуют небольшие скопления лишь на отдельных участках. Главная масса оруденения приурочена к дайкам кварцевых порфиров, в пределах которых в основном развиты прожилково-вкрапленные руды с характерными и для них брекчиевидными текстурами. По морфологическим особенностям выделяются рудные столбы, простые и сложные жилы, лестничные жилы.

Характеризуя особенности структуры рудного поля, Ф. И. Вольфсон и С. И. Лезин

Рудные тела Северо-Акатуевского месторождения залегают в тектоническом блоке существенно карбонатных пород нижнего палеозоя, представленных темно-серыми, белыми мраморизованными известняками и роговиками, включающими маломощные, часто линзовидные, прослой глинистых и углисто-глинистых сланцев. Простираение этих пород северо-восточное ($30-40^\circ$), падение моноклиналичное на северо-запад. Из изверженных пород на месторождении встречены лишь дайки лампрофиров, возникшие до оруденения (рис. 26). Основные рудолокализирующие значения имеют послейные разрывные нарушения субмеридионального простираения, к которым, в частности, относятся Центральная и Восточная зоны, а также секущие

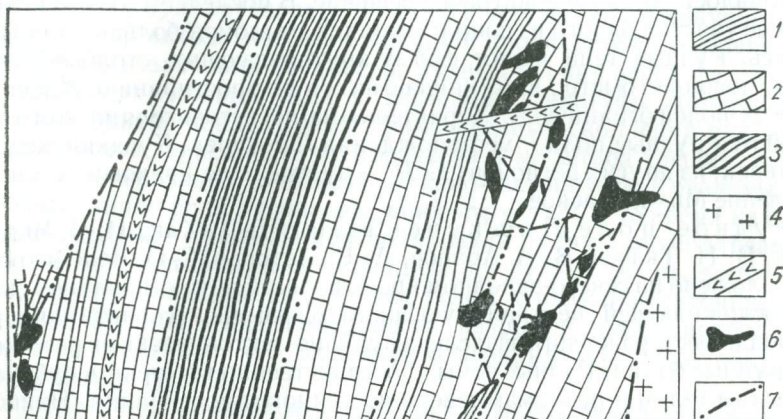


Рис. 26. Схематический геологический план горизонта Северо-Акатуевского месторождения:

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — роговики; 4 — гранитонды; 5 — дайки лампрофиров; 6 — рудные тела; 7 — разломы.

разрывы, ориентированные в субширотном и северо-западном направлениях. Послойные разрывы, падающие полого к юго-востоку, обычно ограничивают рудные тела по их восстанию или падению (Вольфсон и др., 1971).

На месторождении удается выделить четыре структурно-морфологических типа рудных тел. Наиболее важны в промышленном отношении трубообразные и линзообразные рудные тела, сложенные сплошными пирит-галенит-сфалеритовыми рудами. Первые размещаются на участках пересечения (или приращения) секущих нарушений Восточной зоной размыва. Линзообразные рудные тела размещаются вдоль послейных разрывов Центральной, реже Восточной зоны, где они приурочены к их интервалам, проходящим по контакту известняков со сланцами. Наиболее благоприятными для локализации оруденения оказываются интервалы изгибов зон послейных разрывов, совпадающие с изгибами сланцевых прослоев.

Рудные поля и месторождения в сопряжениях и пересечениях двух и более разломов

Данный тип распространен ограниченно и проявлен в породах эффузивной и интрузивной формаций, в синклинальных прогибах и мульдах проседания, приурочиваясь к пересечениям или сопряжениям разломов, ограничивающих крупные тектонические блоки. Несмотря на приуроченность к местам пересечения разломов, оруденение, как правило, при существовавших в момент минералообразования движениях оказывалось в положении оперяющей трещины отрыва, по которому развивалось большое сдвиговое смещение. В последнем случае искривленные участки одного из сопрягающихся разломов больше приоткрывались. Рудные тела имеют форму крутопадающих, столбообразных линз, довольно быстро выклинивающихся по простиранию. Масштабы рудных полей ограничены. Характерными представителями этого типа являются рудные поля и месторождения Лашкерек, Кувакинское, Чолоктерек; из других регионов СССР — рудное поле Греховское и месторождение Михайловское.

Рудное поле Лашкерек изучали Д. Т. Хан, И. М. Мирходжаев, В. Н. Ткачев, В. А. Арапов, А. Е. Антонов, С. О. Валеццо и др. Расположено на северо-западном крыле пологой антиклинальной складки, осложняющей центральную часть Кураминского антиклинория. Площадь месторождения разделена вулcano-тектоническими разломами на крупные блоки. Рудные зоны пространственно тяготеют к субвулканическим телам и разломам северо-восточного простирания. Наиболее крупный из них — Лашкерекский. Он прослеживается более чем на 15 км и пересекает всю площадь поля. Своим образованием он обязан крупному субвулканическому телу трещинного типа, тяготея к его юго-восточной периферийной части. Северо-западное крыло разлома сложено субвулканическими лавобрекчиями липаритовых порфиров, юго-восточное — глыбовыми ксенотуфами и флюидальными лавами и лавобрекчиями липаритовых порфиров.

В зоне разлома наблюдаются катаклазированные и лимонитизированные породы, подвергшиеся интенсивной гидротермальной обработке. Наибольшее развитие получили процессы серицитизации, хлоритизации, карбонатизации и, реже, каолинизации. Почти повсеместно устанавливается слабая минерализация — галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, блеклые руды. Распределение оруденения неравномерно. Концентрации руд приурочены в основном к местам сопряжения разлома с оперяющими сколовыми трещинами, вытянутыми в северо-восточном направлении, с крутым юго-восточным падением, нередко меняющимся на обратное.

Заложение указанных разломов произошло в момент образования липаритовой формации при тектонических подвижках, связанных с проявлением вулканизма. В результате глыбовых движений обособились блоки, смещенные относительно друг друга. Перемещения по межблочным швам происходили как в дорудный, так и в пострудный этапы раз-

вития, что подтверждается выявленным в процессе разведочных работ дроблением и смещением рудных тел по отдельным рудным зонам. Широко проявленные в районе гидротермально-рудноносные процессы в пространстве и во времени тесно ассоциируют с последними этапами верхнепермского вулканизма с образованием экструзий и вулканических даек. Основные рудные тела тяготеют к контактовой зоне липаритов субвулканических тел. Несмотря на тесную пространственную связь рудной минерализации с указанными породами, формирование во времени несколько разорвано. В период, разделяющий становление кислых субвулканических тел и образование рудных, произошло внедрение серии даек и проявились ранние гидротермальные процессы. Пространственная связь субвулканических и рудных тел обусловила их приуроченность к одним и тем же долгоживущим разрывам. Фактор литологического контроля проявляется в расщеплении рудных зон и увеличении параметров рудных тел при переходе из плотных массивных лавовых толщ в глыбовые ксенотуфы липаритовых порфиров. Однако концентрация промышленных скоплений руд находится в прямой зависимости от характера и масштаба трещин приоткрывания, оперяющих основные вулкано-тектонические разломы, которые выполняли роль рудопроводящих структур; в то время как оперяющие сколовые трещины контролировали рудную минерализацию. Наиболее перспективными для локализации рудных тел являются трещины, ориентированные под острым углом к вулкано-тектоническим разломам. Именно в них поверхности разрывов имеют наибольшее количество перегибов, что создавало благоприятную обстановку для приоткрывания граней.

Серебро-свинцово-цинковые руды, как правило, приурочены к структурам, имеющим крутые углы падения. Рудные тела локализуются преимущественно в северо-восточных частях и приурочены к трещинам приоткрывания. Падение рудных зон северо-западное ($40-60^\circ$). Наиболее благоприятными для локализации цинксодержащих руд являются трещины приоткрывания север-северо-восточного направления; для серебро-полиметаллических — северо-восточного и для существенно свинцовых — восток-северо-восточного направления. Рудные тела имеют жилообразную форму. По простиранию и падению они расщепляются на отдельные ветви, разобщенные либо бедными рудами, либо практически безрудными породами. В некоторых зонах рудные тела кулисообразно заходят одно за другое. По мере удаления рудоконтролирующих и рудовмещающих структур от вулкано-тектонических разломов минерализация, степень изменения пород и масштабы оруденения резко сокращаются.

И. М. Мирходжаев (1959, 1961) выделил на месторождении Лашкерек следующие основные минералогические типы руд: 1) галенитовые, 2) галенито-сфалеритовые, 3) галенито-сфалерит-халькопиритовые, 4) галенито-кварцевые с халькопиритом и галенитом, 5) сфалерито-кварцевые с халькопиритом и галенитом, 6) галенито-сфалерито-кварцевые с халькопиритом, баритом и блеклыми рудами, 7) кварц-карбонатно-сульфидные.

Первые три типа — наиболее ранние образования; встречаются обычно вместе в составе массивных галенитовых жил и прожилков, а также в виде вкрапленников среди вмещающих пород. Состав жил меняется по простиранию и с глубиной от чистого галенитового через галенито-сфалеритовый до галенито-халькопиритового. Четвертый — шестой тип слагают в основном массивные жилы. В жилах висячем боку развиваются прожилки кварц-сфалеритового состава, в которых встречаются включения галенита и халькопирита. Последний, седьмой тип, не имеет существенного значения. По текстурным особенностям руды месторождения подразделены на массивные, вкрапленные и прожилковые. Массивные руды представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми разностями. Мелкозернистые и крупнозернистые типы слагают кварц-сульфидные жилы; среднезернистые — кварц-карбонатно-сульфидные и кварц-сульфидные жилы. В первых кварц сливной или гребенчатый слагает зальбанды мощностью от 2 до 5 см. Центральная часть жил заполнена среднезернистым галенитом с изометричным, иногда удлинёнными параллельно жиле включениями сфалерита, линзами халькопирита, реже, блеклой руды и барита.

Вкрапленные руды распространены в меньшем количестве. Они представлены мелкой вкрапленностью и тонкими прожилками сульфидов, на 70—80% состоящими из галенита. Характерным для вкрапленных руд является четкое отсутствие границ и вытянутость в северо-восточном направлении — параллельно главным зонам разлома. Прожилковые руды месторождения распространены незначительно. Рудные тела этого типа так же, как и вкрапленные, не имеют четких границ, представлены большим количеством ветвящихся кварцевых прожилков мощностью 0,5—3 см с друзовыми пустотами, заполненными сульфидами — галенитом, сфалеритом, блеклой рудой, халькопиритом и баритом.

Рудное поле Греховское входит в Зырянский рудный район, расположенный в юго-восточной части полиметаллического пояса Рудного Алтая. Сложено кварц-хлоритовыми сланцами, переслаивающимися кремнистыми и известковистыми алеволитами, туфами и туффитами (рис. 27).

Интрузивные породы в пределах рудного поля распространены незначительно. Среди них выделяются кварцевые альбитофиры субвулканической фации среднего девона, габбро-диориты и плагиогранит-порфиры верхнекаменноугольного возраста, а также пермские или послепермские диоритовые порфиры. Субвулканические интрузии обычно представлены пластообразными телами. Такую же форму имеют габбро-диориты, которые тяготеют к контакту средней и верхней толщ (Баранов, 1962). Плагиогранит-порфиры и диоритовые порфиры представлены дайками.

Греховское рудное поле приурочено к южному окончанию глыбовой Ревнюшинской антиклинали, соответствующей сочленению зон разломов глубокого заложения субмеридионального и субширотного простирания. Крутопадающие пласты пород среднего — верхнего девона образуют здесь в плане резкий изгиб, изменяя простирание от суб-

меридионального до субширотного. На участке изгиба развиты мелкие блоковые складки, осложненные продольными дизъюнктивными нарушениями северо-западного простирания и северо-восточного падения с разносторонним смещением пластов.

В пределах рудного поля выделяются два наиболее подвижных тектонических блока, ограниченных протяженными зонами дизъюнктивных нарушений. В одном из них породы перемещены в юго-восточном направлении и приподняты, в другом сдвинуты к северо-западу и опущены с образованием соответственно блоковой антиклинали и синклинали. Эти складки дополнительно осложнены более мелкими флексурными и сопровождающими их дизъюнктивными нарушениями. В местах перегибов пластов их мощности резко уменьшаются.

Блоковые складки и основная масса осложняющих их дизъюнктивных нарушений развиты только в средней осадочно-вулканогенной толще. В песчано-сланцевых отложениях верхней толщи складки образовались в результате пластической деформации преобладающих в разрезе алевролитов с прослоями песчаников, но отражаются блоковые складки, развитые в подстилающей их вулканогенной толще.

Таким образом, блоковые складки и осложняющие их дизъюнктивные нарушения, развитые только в средней толще, в совокупности с пластической деформацией в смежных песчано-сланцевых отложениях создают своеобразную структуру будинажа.

Рудные тела месторождения подразделяются на следующие морфологические типы: жилы, жильные зоны, трубообразные залежи. Эти типы рудных тел имеют взаимные переходы. Форма и внутреннее строение рудных тел с глубиной меняются. Для верхних горизонтов характерны расплывчатые контуры рудных тел, которые, являясь, в общем, секущими, по отношению к сланцеватости часто не имеют видимых секущих элементов. На более глубоких горизонтах эти рудные тела

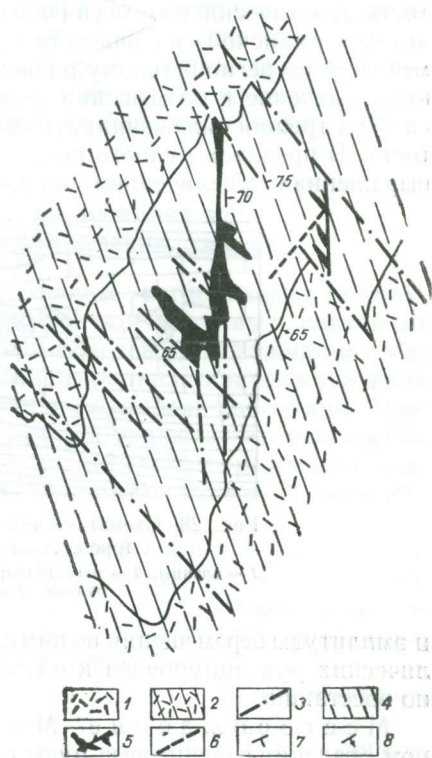


Рис. 27. Схематический геологический план месторождения Греховское:

1 — туфы кварцевых альбитофиров; 2 — горизонт часто пересланяющихся туфов и алевролитов; 3 — дорудные дизъюнктивные нарушения; 4 — сланцеватость; 5 — рудные тела; 6 — разломы; 7 — залегание сланцеватости дизъюнктивных нарушений и рудных тел; 8 — залегание сланцеватости

переходят в четко выраженные секущие кварц-сульфидные жилы. В соответствии с глубиной меняется вещественный состав руд — полиметаллические руды последовательно сменяются медно-цинковыми и существенно медными.

Мелкие блоковые складки, дизъюнктивные нарушения и сланцеватость генетически взаимосвязаны и образовались в заключительные этапы герцинской складчатости в результате взбросо-сдвиговых перемещений по региональному разлому глубокого заложения. Определяющее значение в размещении рудных тел поля имеет сопряженная система трещин скалывания, секущих как слоистость, так и сланцеватость. В пределах рудного поля проявлена структурная зональность, выраженная увеличением количества дизъюнктивных нарушений

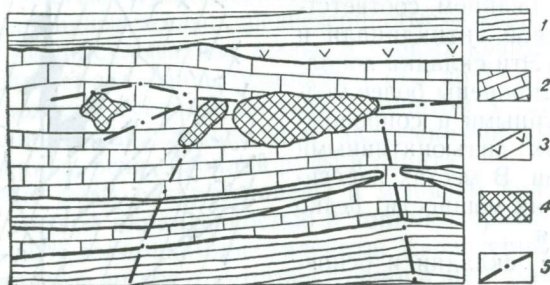


Рис. 28. Схематический геологический план месторождения Михайловское:

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — дайки лампрофиров; 4 — рудные тела; 5 — разломы.

и амплитуды перемещения по ним с глубиной. Главная масса полиметаллических руд приурочена к области выклинивания этих нарушений по восстанию.

Месторождение Михайловское слагают в основном сфалерит-галенитовые руды с незначительным развитием пирита. Размещаются в маломощном горизонте карбонатных пород, залегающих среди серицитизированных кварц-хлоритовых сланцев нижнего палеозоя (рис. 28).

Рудовмещающие породы обнажаются на поверхности только в центральной части месторождения, простираясь в широтном направлении и падают на север под углом 35—40°. В восточном направлении они простираются на 1,5—2 км. Мощность карбонатного горизонта изменяется от 20 до 80 м, максимальная глубина его подсечения 320 м по вертикали (Вольфсон и др., 1971).

Рудовмещающие породы падают моноклинально и сложены в основном среднезернистыми известняками с постепенными переходами и линзообразными прослоями углисто-глинистых и кварц-хлоритовых сланцев. Вдоль слоистости внедрились также единичные дайки лампрофиров.

Локализация оруденения определяется разрывными нарушениями. Рудоконтролирующим является Михайловский надвиг, проходящий

севернее месторождения. Все промышленные рудные тела месторождения залегают в полосчатых известняках и приурочены к местам пересечения послойных и секущих разрывов. С глубиной вследствие различных углов падения секущих разрывов, а также изгибов их по падению наблюдается разветвление Главного рудного тела и на нижних горизонтах вместо единого рудного тела фиксируются три разобщенных, два вытянутых вдоль широтного, а одно — вдоль северо-восточного нарушения. Вертикальный размах оруденения на месторождении составляет не менее 500—600 м.

Рудные поля и месторождения в искривлениях зон ориентированного дробления, расланцевания, смятия

Проявляются в формациях слоистых пород в региональных тектонических зонах. В связи с искривлениями зон при повторных движениях возникают линзовидные и лентовидные залежи, седловидные тела в структурах расслоения при формировании мелких складок в условиях их блокирования мелкими секущими и продольными разломами. Реже образуются штокверковые зоны. Примерами являются месторождения Аккуль, Акташ, Агранкуль. Наиболее характерными представителями из других регионов СССР являются рудные поля и месторождения Иртышской зоны смятия.

В геологическом строении месторождения Аккуль наиболее распространены метаморфические породы, кварц-полевошпатово-биотитовые гнейсы, метаморфизованные и мраморизованные известняки и эффузивы допалеозоя. Большие площади занимают отложения силура и карбона. Первые представлены известковыми песчаниками, с переслаивающимися сланцами, вторые — перемежающимися известняками и песчаниками.

Непосредственно в районе месторождения интрузивные породы не распространены. Они слагают незначительные площади на севере территории в юго-восточном окончании хребта Сусамыртау и являются восточным окончанием крупного Сусамырского батолита. Интрузии прорывают отложения ордовика и перекрываются породами нижнего карбона. Они сложены порфириновидными и равномернозернистыми гранитами начальных и более поздних стадий формирования массива соответственно.

Аккульское рудное поле расположено между двумя тектоническими зонами — Кичик-Аккульским надвигом и Параллельной зоной, заложеными в каледонский цикл с одновременным образованием мелких разрывных нарушений герцинской тектонической активизации. Разрывные нарушения распространены широко, результатом чего явилась блоковая «мозаичная» структура площади.

Кичик-Аккульский надвиг проходит в сводовой части антиклинали и под углом 60° падает на юго-запад. Нарушение типа шарнира сопровождается мощной зоной дробления, имеющей в плане форму дуги с выпуклостью, обращенной к юго-западу. Наибольшая амплитуда перемещения 700—800 м. Параллельная зона представляет собой систему

Характеристика геолого-структурных позиций

Рудное поле и месторождение	Геологическая формация (в разрезе)	Рудовмещающая порода	Позиция относительно внешних структурных элементов		
			складка	разлом	интрузивное тело
1	2	3	4	5	6
Гудас	Интрузивная	Гранодиориты	Внутренняя часть антиклинория	Кососекущий разлом	Широкое развитие параллельных и координированных даек
Канигут	Карбонатная	Известняки	Антиклинальный изгиб в плане	Система продольных разломов	В удалении от интрузивных массивов
Сардоб	Сланцевая, интрузивная	Гранит-порфиры	Крыло антиклинория	Зона поперечного разлома	Контакт интрузива со сланцами
Ачисай	Карбонатная	Известняки	Оси антиклиналей	В зоне секущих крутопадающих разломов	В удалении от интрузивных массивов
Замбарак-Тарыжан	Эффузивная	Сферолитовые и кварцевые порфиры	Крыло антиклиналей	В сложных секущих разломах	Дайки и штоки интрузивных пород

разрывных рудных полей и месторождений

Тектонический режим в момент минералообразования	Особенности строения внешних структурных элементов, определяющие позицию рудных полей			Ведущий морфогенетический тип рудных тел	Главный фактор рудообразования
	складка	разлом	интрузивное тело		
7	8	9	10	11	12
Растяжение	—	Искривление разлома в связи с изменением генерального простирания	—	Жила	Приоткрывание искривленного участка разлома
Нормальное сжатие; сбросо-сдвиги по рудовмещающим нарушениям	Изгиб крыла антиклиналей	Расщепление разлома на веерообразную систему трещин	—	Седловидные, корытообразные тела	Отслоение в осевых частях складок. Искривления, сопряжения и пересечения трещин
Сжатие, сбросо-сдвиговые смещения	Крыло поперечной складки	Искривление поверхности разлома	Контактная часть интрузива	Жильные и метасоматические тела, связанные с трещинами оперения	Дробление окварцованных гранит-порфиров, приоткрывание искривленных участков трещин
Растяжение	Ось антиклиналей	Кососекущий крутопадающий разлом на крыле антиклиналей	—	Пологие пластообразные залежи, линзы, столбы	Отслоение в осевых частях складок. Дробление известняков
Растяжение	Поперечный прогиб, мульда проседания	Искривленные поверхности рудовмещающих разломов	Искривленные участки контактовых поверхностей даек могут оказывать рудоформирующее влияние	Крутопадающие столбы, линзы, сложные тела в изгибах, сопряжениях и пересечениях трещин	Интенсивное гидротермальное изменение пород (серицитизация, окварцевание); дробление

1	2	3	4	5	6
Канимансур	Эффузивная	Сферолитовые и кварцевые порфиры	Крыло антиклинория	В сложных косекущих разломах	Гранитоидные и основные породы
Чукурджилга	Эффузивная	Кварцевые порфиры	Поперечный прогиб на крыле антиклинория	В зоне сложного разлома	Редкие дайки интрузивных пород
Канджол	Интрузивная	Гранодиориты	Ядерная часть антиклинали	Система сложного разлома	Внутри интрузива

блокового дробления пород мощностью 15—25 м. С этими тектоническими зонами связан ряд мелких разрывов, среди которых выделяются: дорудные трещины скола, зоны дробления, послерудные трещины растяжения, межпластовые передвижки. Наиболее важными с точки зрения локализации оруденения являются трещины скола. Наиболее выдержанные в отношении оруденения жилы контролируются трещинами скола широтного или близкого к нему простирания.

Рудные тела Аккульского месторождения имеют типичный трещинный характер. Большая часть их располагается кулисообразно в пределах блока силурийских отложений, зажатых между Кичик-Аккульским надвигом и Параллельной зоной. Вдоль надвига на протяжении 1500 м прослежено 11 рудных жил. Все жилы, за исключением Главной и Новой, имеют небольшую протяженность и малую мощность.

Наибольшее значение имеет жила Главная. Простирается в юго-западном направлении, по падению вскрыта на 150 м. Залегает в окварцованных мелкозернистых известковистых песчаниках, переслаивающихся глинистыми сланцами. Жила простирается на 80 м. Мощность изменяется от нескольких сантиметров до 1,5—2,5 м. В некоторых местах жила разветвляется на отдельные прожилки, которые затем вновь соединяются.

Характерными для рудных жил месторождения являются: близкие к широтному простиранию и крутые падения на юг; крайняя невыдержанность по мощности и неравномерность в распределении оруденения;

7	8	9	10	11	12
Растяжение	То же	Сопряжение разломов и образование структуры тектонического клина	То же	То же	То же
Сжатие; преобладающее сдвиговое смещение	Краевая часть мульды проседания	Искривленные участки субпараллельных разломов	—	Крутопадающие столбы и линзы	Грейзенизация, окварцевание. Развитие трещин отрыва в нагруженных гранях тектонических элементов
Сжатие; преобладающие сдвиговые смещения	Переключательное замыкание	Дробление пород в блоках между разломами	Вблизи кровли в периклинальном ее погружении	Простые и ветвящиеся столбы, линзы, обычно эшелонированное и кулисообразное размещение	Приоткрывание искривленных участков и трещин, появившихся в положении отрыва

значительно большие размеры по падению в сравнении с простиранием, столбообразная форма рудных тел.

На месторождении выделены следующие минералы: а) первичные: кальцит, анкерит, барит, галенит, кварц, сфалерит, пирит, марказит, родохрозит, халькопирит, серицит; б) вторичные: различные гидрокислы железа, церуссит, англезит, каламин, гипс, арагонит, малахит, азурит, халькозин, ковеллин и эритрин. Установлены повышенные содержания серебра и кадмия. Промышленно ценным минералом является галенит. Он образует прожилки и вкрапления двух генераций. Первая представлена крупными кристаллами (3—4 см) с совершенной спаенностью, вторая — мелкозернистой массой с полосчатой структурой. В ней отчетливо намечается чередование полос мелкозернистого галенита с тонкозернистым, почти массивным. Крупнокристаллический галенит частично цементирует брекчиевый материал, заполняет пустоты и трещины, метасоматически замещает кальцит. Мелкозернистая разновидность галенита чаще всего встречается в призальбандовых частях жил.

Руды месторождения формировались в течение длительного прерывистого процесса. Наиболее ранним является крупнокристаллический кальцит. Последовавшие за отложением кальцита внутрирудные подвижки привели к дроблению кальцита и образованию пустот, цементирующихся баритом. Имели место также достаточно интенсивные подвижки с образованием типичных брекчий, цементированных кварцем

и сульфидами: пиритом, халькопиритом, сфалеритом. В последующие стадии отложился крупнокристаллический галенит первой генерации, затем мелкозернистый и незначительное количество пирита и халькопирита. Мелкозернистый галенит часто сечет крупнокристаллический и пропитывает его, распределяясь по мелким трещинам.

Рудные тела месторождения сложены исключительно сульфидными рудами, зона окисления развита слабо. В зависимости от минералогического состава различают кальцит-барит-галенитовые, галенитовые в песчаниках и сплошные галенитовые руды, часто сменяющие друг друга. Наиболее развиты полосчатая, брекчиевая, вкрапленная текстуры руд.

Вертикальная зональность выражена в увеличении содержания сфалерита с глубиной. Комплекс минералов месторождения, слабые гидротермальные изменения боковых пород свидетельствуют о том, что месторождение сформировалось на относительно небольшой глубине в условиях средних температур.

Таким образом, рудным полям разрывной группы присущи многие общие черты геологического строения существенно отличающие их от других групп (табл. 20). Они размещаются во всех геологических формациях, но наиболее широко развиты в породах эффузивной и интрузивной. Характерной особенностью рудных полей и месторождений этой группы является их приуроченность к пересечению структурных элементов, возникших в условиях тектонического сжатия со структурами растяжения. Чаще всего они размещаются на крыльях антиклиналей, реже — в осевых частях, осложненных поперечными прогибами или мульдами проседания. Преобладающий тектонический режим во время минералообразования — сжатие. Поэтому контроль оруденения осуществляется главным образом сложными взбросо-сдвиговыми смещениями по рудоконтролирующим разломам. Рудные тела представлены ленто- и столбообразными жилами, линзами, лентами и телами сложной формы. Главными факторами локализации оруденения являются приоткрывание отдельных участков разлома, особенности состава и свойств вмещающих пород и их тектонических деформаций.

РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ С ПРЕОБЛАДАЮЩИМ ВЛИЯНИЕМ КОНТАКТОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ НА РАЗМЕЩЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ (КОНТАКТОВЫЕ)

К этой группе относятся рудные поля и месторождения, связанные главным образом со структурами контактов интрузивных пород среди осадочных и эффузивных формаций.

Особенности строения контактово-метаморфических рудных полей, включая размещение, залегание и морфологию рудных тел, создаются под влиянием многих факторов. К их числу относятся: литология и морфология вмещающей толщ, характер их залегания, относительная ориентировка контактовых поверхностей интрузива, размещение и морфология его апофиз, частота встречаемости и элементы залегания даек, характер и размещение рудоконтролирующих структур (Соколов,

1963). Сочетание этих факторов обуславливает различие в особенностях строения рудных полей.

По мнению Г. А. Соколова (1963), весьма важными чертами литологии вмещающей толщи являются количественные и морфологические соотношения карбонатной и интрузивной формаций. В одних случаях карбонатные породы развиваются только в виде подчиненных прослоев и линз вулканогенных и терригенных членов вмещающей толщи, в других — эндоконтактный ореол слагается почти чисто карбонатными породами — известняками или доломитами.

Вмещающая слоистая толща в одних случаях залегает моноклинално, в других смята в складки с различными углами падения крыльев. Контакты интрузивного массива бывают согласными с падением слоистости вмещающей толщи и секущими. В зависимости от интенсивности и глубинности разрывных нарушений в некоторых рудных полях развиваются редкие или обильные апофизы интрузивного массива различной формы в виде языков, притупленных, угловатых и иной формы внедрений. Возникают неровности контактовой поверхности. В связи с относительной ориентировкой слоистости вмещающих пород и контактовых поверхностей интрузива, а также интенсивностью прединтрузивного блокового дробления вмещающих пород в соответствующих местах эндоконтактной зоны могут развиваться ксенолиты в большем или меньшем количестве, различных размеров и форм. Значительные вариации наблюдаются в распространении, размерах и залегании даек.

В качестве рудоконтролирующих структур характерны межслоевая отдельность, внутрислоевая трещиноватость, трещиноватость зоны контактов активного интрузива, зальбандов, даек, зоны брекчирования, швы и сопряженные трещины сбросовых нарушений. В таких разнообразных структурно-литологических условиях и возникают метасоматические рудные тела.

Наиболее продуктивными оказываются контакты интрузивов с карбонатными породами. При этом сочетании в благоприятных структурно-тектонических условиях формируются породы контактово-метаморфической формации, среди которых наиболее благоприятными для размещения оруденения являются скарны. К числу благоприятных условий относится прежде всего близость такого сочетания к разломам глубокого заложения.

В эту группу входит 24% от общего количества рудных полей и месторождений; в том числе карбонатной формации — 6%; карбонатно-терригенной — 3%; эффузивной — 1%; контактово-метаморфической — 14%; в них заключено более 31% запасов свинцово-цинковых руд. Внутри рассматриваемой группы выделяются четыре геолого-структурных типа: 1) в согласных и подобных контактах интрузивов с вмещающими породами, осложненных разломами, 2) в секущих контактах интрузивов с вмещающими породами, 3) вдоль апофиз, даек и штоков интрузивных пород, 4) в грабенах и прогибах пород кровли.

Рудные поля и месторождения в согласных и подобных контактах интрузивов с вмещающими породами, осложненных разломами

Характерной особенностью полей данного типа является плащеобразный контакт интрузивных пород с вмещающей толщей, пересекаемый системами рудопроводящих трещин. Подобные контакты, как правило, пологие. Формирование скарнов происходило на фоне сползания пород кровли по поверхности интрузива. Поэтому наиболее благоприятными оказываются логообразные прогибы поверхности контакта, пересекаемые трещинами и разломами, участки более круто падающие в сторону направления сползания пород кровли.

Скарны в этих условиях приобретают большие пятнообразные площади распространения. Оруденение развито почти по всей массе скарнов, но залегает в них неравномерно. Интенсивность оруденения возрастает вблизи рудопроводящих каналов, трещин, даек. Богатые тела образуют линзы, гнезда, удлиненные залежи. Мощности рудных тел заметно возрастают в местах логообразных прогибов и пересечениях их трещинами, вблизи упоров, образованных секущими дайками, так как при этом происходили отслоения известняков от поверхностей контактов. Под влиянием даек в породах кровли могут возникать разрывы, в которых формируются секущие рудные тела.

В общем балансе запасов руд этот тип представлен только одним рудным полем — Кошмансай. Из других регионов СССР известно месторождение Кадаинское и др.

Рудное поле Кошмансай изучали Н. И. Крылов, И. М. Харисов и др. Оно располагается в юго-западной части крупной антиклинальной складки, протягивающейся в северо-западном направлении; осевая часть и северо-восточное крыло этой складки смыты, а, возможно, съедены гранитоидным интрузивом. Осевая часть складки осложнена антиклиналью более мелкого порядка. Падение карбонатных пород, слагающих крылья складки, довольно постоянное и колеблется в пределах $65-85^\circ$. Крылья складки с северо-запада и юго-востока срезаются тектоническими нарушениями. В сводовой части залегают граниты в виде штока.

Разрывные нарушения заложены в разное время и характеризуются различной историей формирования и ориентированностью в пространстве. Более развиты разломы северо-западного и северо-восточного направления. Непосредственно в зоне разлома локализуются дайки диабазовых порфиритов и скарноворудные тела. Мощность зоны разлома изменчива (рис. 29).

Широтный разлом протягивается в северо-западном направлении, почти через всю площадь месторождения. Простирается $285-290^\circ$, падение северо-восточное, крутое ($70-80^\circ$). Разлом типа сбросо-сдвига. По нему происходило опускание и перемещение северного блока на юго-восток. В зоне разлома породы сильно изменены. Скарноворудные тела приурочены к зоне описываемого разлома. Севернее его отмечается ряд почти параллельных сколовых трещин, незначительно сме-

щающих известняки в восточном направлении. Они расположены друг от друга примерно на одинаковом расстоянии, протяженность их порядка 300—400 м.

Кальцитовый разлом, как же, как и Широтный, протягивается в северо-западном направлении. Простираение его субширотное, падение на северо-восток под углами 65—70°; смещение порядка 20—80 м. Разлом представлен зоной дробления известняков, сцементированных кальцитом и гидроокислом железа. На площади рудного поля также развиты молодые разломы северо-западного и северо-восточного направления

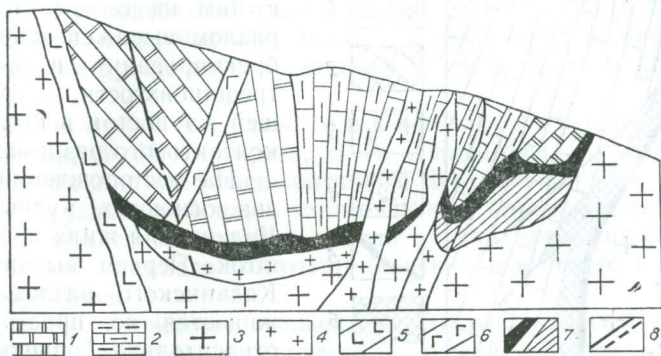


Рис. 29. Схема геологического строения рудного поля Кошмансай:

1 — известняки мраморизованные светло-серые; 2 — известняки мраморизованные серые; 3 — гранодиориты крупнозернистые; 4 — граниты мелкозернистые; 5 — дайки диабазовых порфиритов; 6 — дайки фельзит-порфироз; 7 — рудные тела; 8 — разломы.

Основные запасы руд заключены в скарнах. Скарны по минеральному составу подразделяются на пироксеновые, гранат-пироксеновые, гранатовые. Наиболее распространены гранат-пироксеновые разновидности. Особенности строения скарновых образований обусловлены рядом причин. Главное значение имеет состав и степень дробления карбонатных пород, морфология контактов. Скарны образуют полосу, протягивающуюся на 2 км вдоль контакта. Отдельные участки скарнированного контакта оруденелые. Установлено четыре структурно-морфологических типа скарнорудных тел: приконтактные, межпластовые, секущие и комбинированные. Наиболее благоприятными для оруденения оказались секущие контакты, осложненные разломами.

Месторождение Кадаинское приурочено к тектоническому блоку карбонатных пород, залегающих среди варисских гранитоидов Кадаинского массива и включающих серию прослоев углисто-глинистых сланцев.

Центральная часть блока сложена белыми крупнозернистыми мраморами, сменяющимися в северном и южном направлениях серыми грубополосчатыми известняками, в которых количество прослоев углисто-глинистых сланцев оказывается заметно большим (рис. 30).

Структура месторождения определяется крупными субмеридиональными продольными разрывными нарушениями, заложенными еще в палеозое в процессе складчатости. К ним относятся Шахардарский разлом, проходящий вдоль западного контакта блока осадочных пород с гранитоидами и проявляющийся в виде мощной зоны расланцевания и брекчирования пород. Вдоль восточного контакта известнякового блока с гранитоидами прослеживается Приконтактный разлом. В размещении оруденения важную роль играет Кадаинский разлом, являющийся опережающим по отношению к Приконтактному, соединяется с ним на севере. Кадаинский разлом выражен зоной смятия, брекчирования и интенсивной трещиноватости, крутопадающей на восток в сторону Приконтактного разлома.

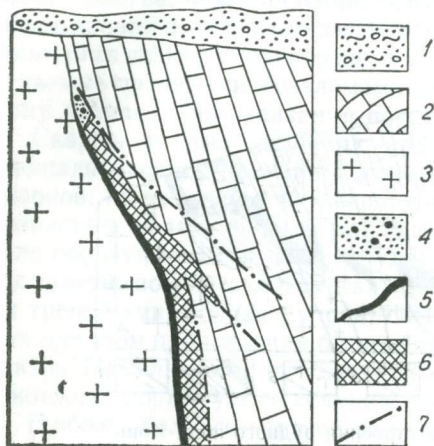


Рис. 30. Схематический геологический разрез месторождения Кадаинское:
 1 — четвертичные отложения; 2 — известняки;
 3 — гранодиориты; 4 — окисленные свинцово-цинковые руды; 5 — существенно пиритовые руды; 6 — существенно галенит-сфалеритовые руды; 7 — разломы.

к Приконтактному, соединяется с ним на севере. Кадаинский разлом выражен зоной смятия, брекчирования и интенсивной трещиноватости, крутопадающей на восток в сторону Приконтактного разлома.

На месторождении известны два основных рудных тела — Кадаинская жила и Осиновский шток. Первая вытянута вдоль Кадаинского разлома, прослеживается по простиранию на относительно большое расстояние и распространяется на глубину 230 м. Осиновский шток залегает в лежащем боку Кадаинского разлома. Оруденение сформировалось в зоне обрушения, возникшей над древним палеозойским карстом, положение которого определялось изломом сопряжения разрывов широтного и северо-западного простирания с Кадаинским разломом.

сопряжения разрывов широтного и северо-западного простирания с Кадаинским разломом.

Рудные поля и месторождения в секущих контактах интрузивов со вмещающими породами

Размещаются на крыльях крупных антиклинальных структур в карбонатной и карбонатно-терригенной формациях в контактовых зонах интрузивных тел, осложненных крупными продольными и связанными с ними секущими нарушениями.

Наиболее крупные по масштабам рудные поля формируются в зонах приконтактных разломов сложного строения. Формирование таких зон характеризуется многократными обновлениями, сопровождающимися внедрением даек интрузивных пород и отторжением от массива вмещающих пород пластин-пакетов, которые позднее замещаются скарнами. Внедрение даек и формирование скарнов происходит на фоне сбросовых смещений. Скарны образуют мощные контактовые залежи

значительной протяженности и большого вертикального размаха. Поля отличаются сложными условиями размещения оруденения и разнообразными морфогенетическими типами рудных тел, которые размещаются в скарнах неравномерно, приурочиваясь к местам их интенсивного дробления и изменения. В отличие от скарнов оруденение локализуется при преобладающих взбросовых и сдвиговых смещениях. Состав оруденения с глубиной существенного изменения не испытывает. Отмечается горизонтальная зональность, обусловленная наличием секущихся сколовых нарушений внутри самой зоны.

В рудных полях и месторождениях этого типа заключено 6,6% запасов руд. Представителями являются рудные поля и месторождения Алтынтопкан, Такели, Янгикан, Боорду, Канджайляу, Мискан, Канташ, Камарсай и др. Из других регионов СССР известно рудное поле Верхнее.

Рудное поле Алтынтопкан изучали Б. Н. Наследов, А. В. Королев, Ф. И. Вольфсон, В. А. Тереньтьев, В. А. Королев, Н. Н. Королева и др. Оно располагается в Центральной части Алтынтопканского рудного района, в тектоническом блоке, ограниченном на юге Приконтактной зоной (Главная рудная зона), на севере — Касканасайским, на западе — Алтынтопканским и на востоке — Андабайским разломами.

Площадь месторождения сложена карбонатной толщей среднего палеозоя и несогласно перекрывающей ее толщей эффузивов верхнего палеозоя (рис. 31). На юге располагаются гранодиориты Кураминского плутона. Породы карбонатной и вулканогенной толщ имеют общее падение на северо-запад. Вблизи контакта с гранодиоритами углы падения достигают 55—60°, а по мере удаления в область синклиналиного прогиба выполаживаются до 10—15°.

Приконтактный разлом в пределах месторождения представляет собой сложную тектоническую зону, насыщенную тесно сближенными дайками верхнепалеозойского возраста. Зона имеет мощность от 60 до 200 м, падает на северо-запад под углами от 70° до 90°. На отметке 900—1000 м с приконтактной зоной сопрягается подошва карбонатной толщи, вследствие чего здесь развилась грань более пологого (50—60°) падения. Общее простирание зоны 60—65°. На западе Приконтактная зона срезается Алтынтопканским разломом.

Процесс минералообразования был длительным и весьма сложным. В Главной рудной зоне установлен гидротермально-пневматолитовый этап, в течение которого формировались крупные тела известняковых скарнов преимущественно пироксен-гранатового состава. Сульфидная рудная минерализация разорвана по времени формирования со скарнами и накладывается на них. Основная масса руд (до 85%) сложена сульфидами свинцово-цинковой стадии.

Главными структурными факторами формирования рудных тел являются: 1) сложное геологическое строение Приконтактной зоны разлома, обусловленное чередованием интрузивных даек главным образом гранитоидных пород и пластин известняков, отторгнутых от основного массива и пересекаемых многочисленными сколовыми нарушениями;

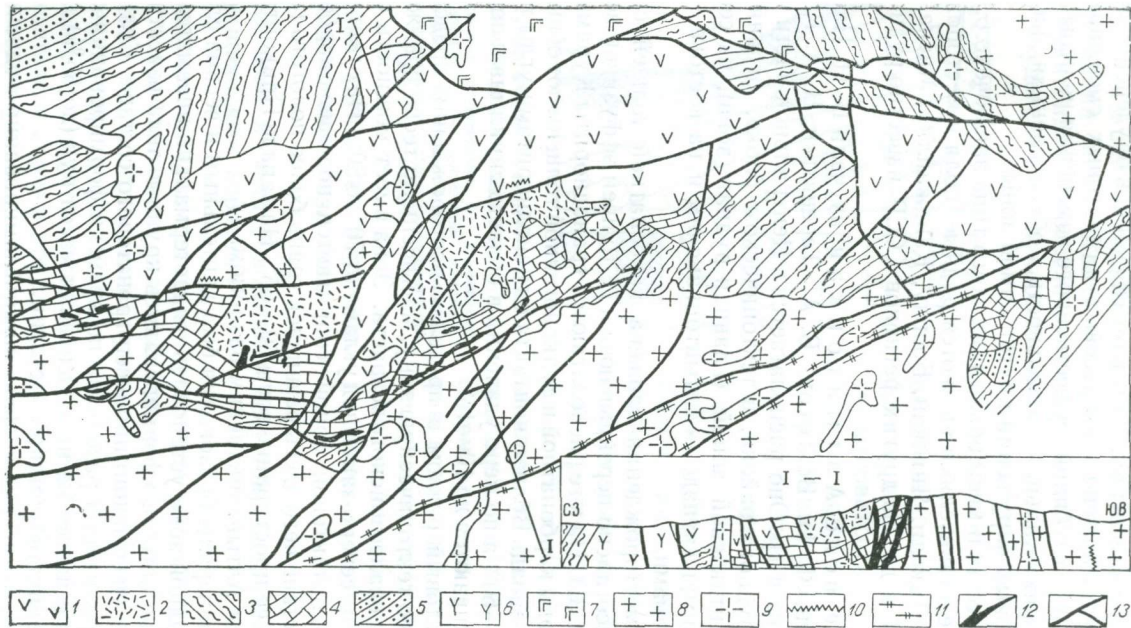


Рис. 31. Схема геологического строения рудного поля Алтынопкан.

1 — туфы дацитовых порфиров; 2 — андезит-дацитовые порфириды; 3 — сланцы филлитовидные; 4 — известняки слоистые; 5 — песчаники; 6 — кварцевые и диоритовые порфириды; 7 — биотитовые плагиограниты; 8 — гранодиориты; 9 — гранодиорит-порфиры; 10 — кварц-флюоритовые тела; 11 — зоны дробления; 12 — рудные тела; 13 — разломы.

2) неровная поверхность карбонатной толщи с гранодиоритами; 3) многократно возобновляющиеся тектонические движения, приводившие к перемещениям блоков известняков вдоль неровных поверхностей основного контакта и приконтактных разрывов, в результате чего возникли ослабленные зоны и полости отслоения (структуры приоткрывания трещинных зон); 4) широкое развитие при образовании скарнов и процессах рудоотложения явления метасоматоза, сопровождавшиеся избирательным замещением пород различной благоприятности.

На месторождении выделяется несколько рудных зон. Рудные зоны представляют собой единую, иногда прерывистую скарновую залежь, сопровождающуюся раздувами, пережимами, ответвлениями. Геологические позиции рудных зон в Главной рудной зоне достаточно обособлены, хотя и не всегда хорошо выражены. Наиболее отчетливо они проявлены в крупных рудных зонах и вмещают 90% полиметаллического оруденения. В каждой рудной зоне удается выделить ряд обособленных рудных тел, разделенных безрудными участками.

Основными тектоническими поверхностями, контролирующими размещение рудных тел, являются контакты гранодиоритов с подошвой карбонатной толщи среднего девона (песчаники, песчанистые известняки), контакты известняков калькаратового горизонта с дайкой гранодиорит-порфира со стороны лежачего и висячего боков, контакты дайки граниг-порфира с линзами известняков также со стороны висячего и лежачего боков. Так как перечисленные поверхности имеют субпараллельное расположение в Главной рудной зоне, то и контролируемые ими тела залегают эшелонированно, в отдельных случаях — кулисообразно.

Размещение оруденения вдоль каждой поверхности имеет свои отличительные особенности, указывающие на различный характер рудоконтроля вдоль них и различное относительное значение рудо локализирующих факторов. Условия размещения оруденения несколько изменяются также по простиранию зоны. Решающее влияние на размещение оруденения оказывают петрографо-литологические, структурные, тектонические и физико-химические факторы.

Рудное поле Боорду изучали Н. Д. Тихомиров, Н. И. Крылов, М. И. Моисеева, С. Д. Туровский, А. Т. Почернин, А. Н. Шапошников и др. Оно сложено, главным образом, различными по составу и возрасту изверженными породами (рис. 32). Метаморфические породы допалеозоя представляют собой мелкие ксенолиты среди гнейсовидных гранитов; в юго-западной части месторождения развиты мигматиты. Изверженные породы представлены гнейсовидными аляскиновыми гранитами допалеозоя, каледонскими порфировидными лейкократовыми гранитами и кварцевыми диоритами. Этот интрузивный комплекс прорывается серией жильных пород вариссийского возраста: кварцевыми, дацитовыми и диоритовыми порфирами, граносиенит-порфирами и диабозовыми порфиритами. К породам вариссийского жильного комплекса относятся: кварцевые и дацитовые порфиры, диоритовые и диабазовые порфириты, граносиенит-порфиры.

Площадь рудного поля представляет собой мощную, тектонически ослабленную зону, заключенную между тремя разломами — крупным Боординским, региональным Кызылбулакским и Окторкойским. Окторкойский разлом является главным структурным элементом, определяющим взаимоотношение различных осадочных и изверженных пород района. Кызылбулакский разлом является основной рудоконтролирующей структурой. К нему пространственно приурочены полиметаллические месторождения: Боорду, Талдыбулак и Чимбулак, которые контролируются локальными струк-

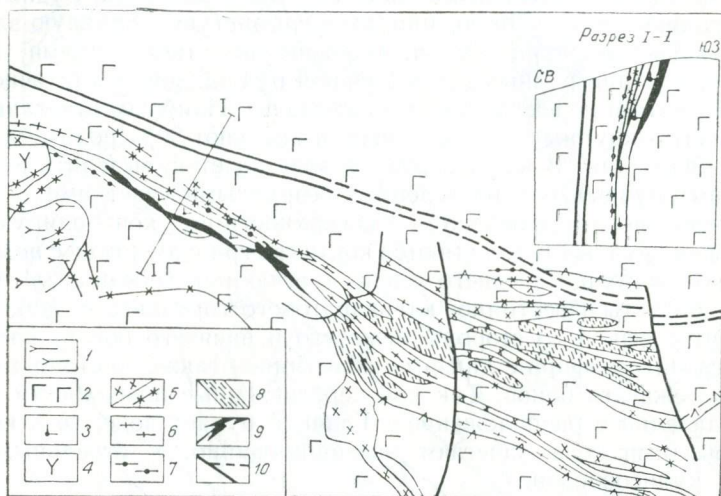


Рис. 32. Схема геологического строения рудного поля Боорду:
 1 — мигматиты; 2 — граниты; 3 — аляскитовые граниты; 4 — диориты; 5 — диоритовые порфириты; 6 — сенииты; 7 — диабазовые порфириты; 8 — зона гидротермально измененных пород; 9 — рудные тела; 10 — разломы.

турами второго порядка. Боординский разлом имеет северо-западное простирание. По швам тектонических нарушений наблюдаются зеркала скольжения или тектонические глинки черного и белого цвета, в которых формируются обломки оруденелых пород.

Разрядка тектонических усилий на Центральном участке и западном фланге месторождения происходит вдоль основного контакта лейкократовых гранитов с гнейсовидными, в результате которой образовалась единая зона дробления (Боординский разлом) с относительно большой мощностью и значительным протяжением по падению. Эта зона в сочетании с сопряженными разломами второго порядка на центральном участке являлась благоприятной локальной структурой формирования как наиболее компактных жил кварцевых и дацитовых порфиров, так и рудных тел с выдержанной свинцовой минерализацией.

Рудное поле Верхнее находится на Дальнем Востоке. Приурочено к тектоническому контакту между известняками и надви-

путями на них до формирования скарново-рудной залежи кварцевыми порфирами (рис. 33).

Рудная залежь на верхних горизонтах состоит из трех ветвящихся труб, книзу сливающихся в одно мощное тело с отходящими от него апофизами. От Главного рудного тела по падению отделяются другие трубообразные рудные тела — Рудная Нога, Запорфиритовое рудное тело и Третья апофиза. Все они сходны между собой по текстурным и структурным особенностям и по вещественному составу руд (Хетчиков и др., 1964).

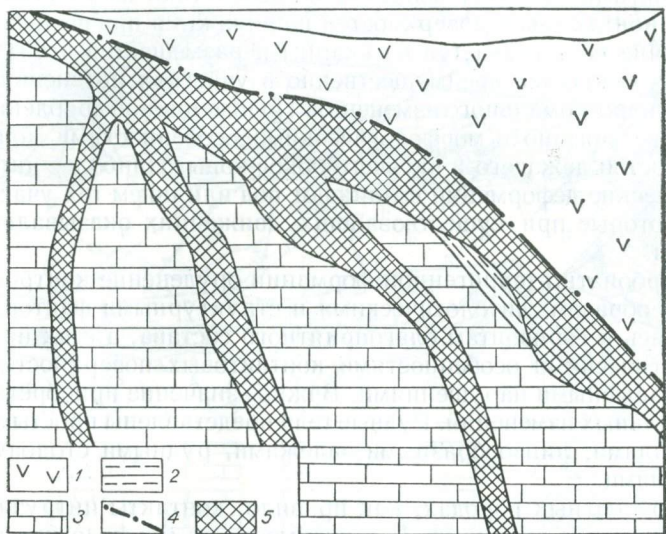


Рис. 33. Схема геологического строения месторождения Верхнее:

1 — кварцевые порфиры; 2 — кремнистые породы; 3 — известняки;
4 — разломы; 5 — рудные тела.

Руды сложены мангангендбергитом, аксинитом, гранатом, эпидотом, кварцем, кальцитом и рудными минералами, среди которых главные — сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, а второстепенные — арсенопирит, пирит, марказит, магнетит.

Рудные поля и месторождения вдоль апофиз даек и штоков интрузивных пород

Они формируются преимущественно в породах карбонатной и контактово-метаморфической формаций на крыльях антиклинальных структур, пересекаемых продольными или косесекущими разломами, выполненными малыми интрузивными телами различного генезиса. Оруденение может размещаться либо непосредственно на контакте, либо в породах контактово-метаморфической формации, связанной с интрузивными телами.

Рудные тела месторождения непосредственно на контакте с вмещающими породами возникают при соприкосновении интрузивных пород с однородными по литологическому и благоприятными по химическому составу породами. Возникают контактовые пластообразные тела скарнов значительного вертикального размаха. В случае неоднородного состава вмещающей толщи тела скарнов ограничиваются по падению мощностями благоприятных горизонтов, образуя лентообразные залежи значительной протяженности. Формирование скарнов происходило, как правило, на фоне сбросовых движений, осложненных незначительными сдвигами. Поэтому мощности их возрастают на участках крутого падения контактовых поверхностей и снижаются при выполаживании. Оруденение накладывается на скарны и размещается в них неравномерно, локализуясь преимущественно в участках интенсивного дробления и гидротермального изменения. Положение зон дробления в скарнах также связано с морфологическими особенностями контактовых поверхностей лежачего и висячего боков зоны. Наиболее интенсивные тектонические деформации возникают под влиянием тех участков контакта, которые при существовавших движениях оказывались нагруженными.

В карбонатно-терригенной формации оруденение контролируется, главным образом, литологическими и структурными факторами, приурочиваясь к горизонтам благоприятного состава, а в их пределах — морфологическими особенностями контактовых поверхностей и секущими разрывными нарушениями. Важное значение приобретает состав околожильных изменений. Рудные тела представлены простыми и сложными жилами, линзообразными залежами, рудными столбами, сложными телами.

В карбонатных породах, как правило, контакты интрузивных тел сопровождаются скарнами. В зависимости от морфологического типа интрузивного тела они образуют контактовые пластообразные и линзообразные залежи, столбообразные и обволакивающие тела. Мощности их, как правило, не превышают единиц метров. Скарны могут возникать под экраном апофиз. Оруденение в скарнах распределяется неравномерно. Рудные тела локализовались в местах интенсивного дробления и изменения скарнов. На размещение оруденения оказывают влияние в первую очередь морфологические особенности контактовых поверхностей и характер тектонических смещений по ним. Рудные тела образуют в скарнах линзы, гнезда, столбы, штокверковые зоны.

В балансе руд Средней Азии на их долю приходится 16% запасов руд. Это рудные поля и месторождения: Ташбулак, Кумышкан, Дарбаза, Учочак, Курусай-Джангалык, Ташгезе, Чалата, Карахана, Сасысай и др.

Рудное поле Ташбулак изучали Л. А. Осипов, Г. А. Осипова, А. В. Поворов, В. А. Королев, Н. Н. Королева и др. Предполагается на северо-западном склоне Кураминских гор и входит в состав Алтынтопканского рудного района. Размещается на северном крыле Кураминского антиклинария, сложенного карбонатной толщей среднего палеозоя, которая на юге прорывается гранодиоритами Кара-

мазарского плутона. Известняки образуют широтную гряду и монокли-нально падают на север под углами $30-60^\circ$, несколько выкручиваясь вблизи продольного Касканасайского разлома (рис. 34). Разлом падает на юг в сторону контакта с гранодиоритами под углами $75-80^\circ$. Интрузивный контакт гранодиоритов с известняками в верхних частях залега-ет под углами $30-40^\circ$, который на глубине становится более крутым. Таким образом, контакт выступает в сторону известняков.

Известняки прорываются серией даек гранодиорит-порфиров, гра-нит-порфиров и лампрофиров. Дайки косо секут известняки и образуют

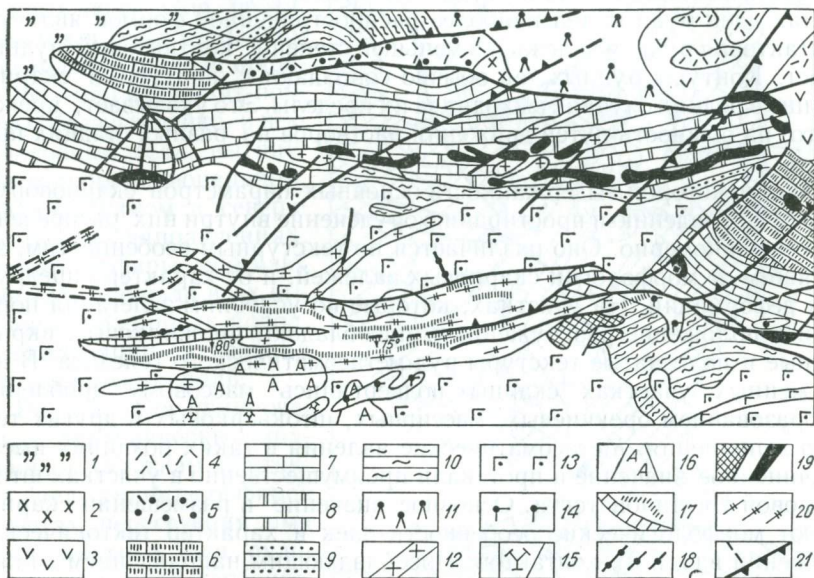


Рис. 34. Схема геологического строения месторождения Ташбулак:

1 — четвертичные отложения; 2 — дацитовые порфиры; 3 — эффузивы; 4 — андезитовые порфиры; 5 — туфы андезитовых порфиритов; 6 — известняки с кремнистыми стяжениями; 7 — известняки массивные; 8 — известняки и доломиты; 9 — песчаники; 10 — алевролиты; 11 — гранофиры; 12 — гранодиорит-порфиры; 13 — гранитоиды; 14 — гранит-порфиры; 15 — кварцевые диориты; 16 — аляскинские порфиры; 17 — кварцевые жилы; 18 — диабазовые порфиры; 19 — скарновые рудные тела; 20 — зоны дробления; 21 — разломы.

в плане веерообразный пучок, сходящийся в центральной части площади, сопрягающийся в зоне контакта. В известняках последовательно развивались сколовые трещины, представляющие касательные к поверхности контакта плоскости. В связи с тем, что контакт имеет выпуклую поверхность, трещины располагаются в разрезе веерообразно. При дальнейших сбросовых движениях они приоткрывались и в них внедрялись верхнепалеозойские дайки.

Рудные тела размещаются в скарнах преимущественно пироксен-гранатового состава, которые локализируются в контактах даек. В зависимости от условий залегания даек скарны представлены либо секущими, либо согласными контактовыми залежами. На площади место-

рождения насчитывается до 10 рудных тел. В зависимости от морфологических особенностей даек, наличия изгибов контактов по падению и простиранию скарноворудные тела имеют раздувы и пережимы, но, в общем, обладают выдержанной мощностью, образуя контактовые рудные пласты и жилы, которые на западном фланге на контакте с гранодиоритами сливаются в одну компактную крутопадающую залежь.

По минеральному составу наиболее распространены смешанные пироксено-гранатовые и гранато-пироксеновые скарны мелкозернистой структуры. Руды сложены преимущественно сульфидами первого и второго полиметаллических комплексов. Таким образом, в секущих контактах даек рудных тел наиболее распространенной формой является контактовая рудная залежь и в меньшей степени, контактовый рудный пласт. Контуры рудных тел обычно совпадают с контурами скарнов и лишь в редких случаях выходят за их пределы. Это указывает, прежде всего, на общность путей движения растворов на разных стадиях процесса.

При некоторой выдержанности основных параметров скарноворудных тел по падению и простиранию оруденение внутри них распределяется неравномерно. Оно различается по текстурным особенностям, зависящим от морфологии скарновых залежей, и от характера предрудных деформаций. На участках, которые по условиям залегания попадали в положение разгруженных, преобладают прожилковые, вкрапленные и полосчатые текстуры руд метасоматического генезиса. В нагруженных участках скарны подвергались массовому дроблению с образованием брекчиевых, массивных, штокверковых и других текстур заполнения. Метасоматические явления в таких позициях имели подчиненное значение и протекали преимущественно в участках штокверковой трещиноватости. Основное значение в размещении скарнов имеют морфологические особенности даек и характер тектонических движений вдоль их контактов. Преобладающим направлением движения по рудоконтролирующим поверхностям — сброс. Вследствие отмеченной выше особенности рудные тела размещаются веерообразно в толще известняков.

Рудное поле Кумышкан изучали Н. И. Крылов, А. В. Королев, П. А. Шехтман, А. А. Хлобустов и др. Располагается на юго-западных склонах Чаткальского хребта. Рудное поле сложено породами карбонатной и эффузивной формаций. В карбонатную формацию, мощность которой превышает 1300 м, входят известняки и доломиты франского и фаменского ярусов верхнего девона, турнейского и визейского нижнего карбона (рис. 35). По литологическим признакам карбонатная толща разделена на 27 пачек. Из пяти известняковых пачек турнейского яруса благоприятными для рудоотложения являются две пачки и из визейского — также две нижние.

Образования эффузивной формации залегают на размытой поверхности карбонатных отложений. Они отнесены к акчинской свите акташского вулканогенного комплекса верхнего карбона. Вся толща мощностью около 1000 м делится на три горизонта: 1) плагиоклазовых порфиритов, 2) андезитовых порфиритов и 3) андизито-дацитовых порфиритов.

Промышленное оруденение в породах эффузивной формации не встречено.

Интрузивные породы в рудном поле представлены гранитоидами кызылсайского типа, разновидностями которых от более древних к более молодым являются сиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры, биотитовые порфиридные граниты, гранит-порфиры и лейкократовые граниты. Первыми тремя и последней разновидностями сложено штокообразное тело в юго-западной части рудного поля. Оно протягивается в северо-западном направлении на 1 км, ширина 250—650 м. Гранит-порфиры образуют дайко- и нектоподобные тела, вытянутые в субмеридиальном, северо-западном и северо-восточном направлениях. Гранит-порфиры, занимающие 73% площади всех выходов интрузивных пород, в локализации оруденения играют важную роль.

Рудные тела приурочены к тектонически нарушенным участкам контактов тел гранит-порфиров в местах пересечения ими благоприятных для рудоотложения пачек карбонатных пород. Одной из основных складчатых структур района является Сейшах-Аккульская антиклиналь северо-восточного направления. Ее северо-западное крыло падает на северо-запад под углами 35° — 40° , юго-восточное — на юго-восток под углами 25° — 30° . Северо-западное крыло осложнено Заркентской брахиантиклиналью II порядка, ось которой ориентирована в северо-восточном направлении. Северо-восточное периклинальное замыкание брахиантиклинали осложнено Кумышканской антиклинальной складкой III порядка, основной складчатой единицей рудного поля. Сось ее имеет также северо-восточное направление. Северо-западное крыло складки падает на северо-запад под углами 35° , юго-восточное на юго-восток — (40° — 45°). Ширина складки 2,5 км, длина более 3,5 км. Юго-восточное крыло Кумышканской антиклинали осложнено синкли-

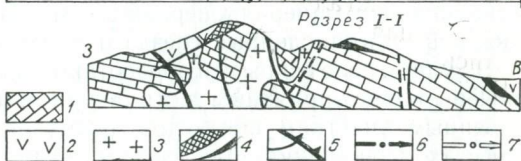
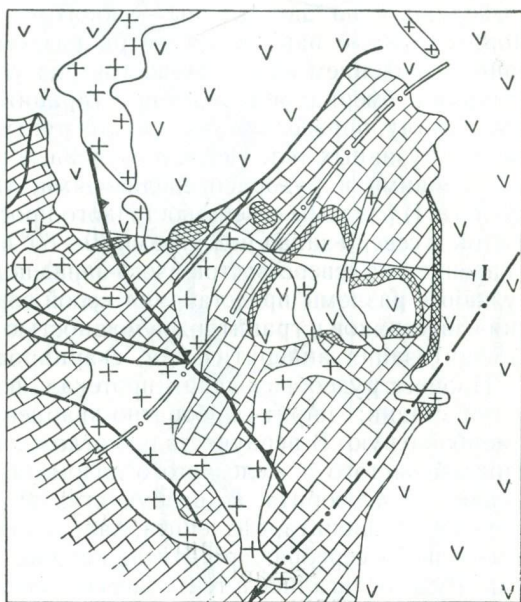


Рис. 35. Схема геологического строения рудного поля Кумышкан:

1 — известняки; 2 — эффузивы; 3 — биотитовые порфиридные граниты; 4 — рудные тела; 5 — разломы; 6 — оси синклинальных складок; 7 — оси антиклинальных складок.

нальным прогибом IV порядка, ось которого параллельна ее оси. Мелкие складки проявляются главным образом в тонкослоистых кремнистых известняках в виде на крыльях антиклинали и ориентированы в субмеридиональном, реже северо-восточном направлениях.

Разрывные нарушения развиты в центральной части рудного поля в шарнире Кумышканской антиклинали и, по мнению Н. И. Крылова, разделяются на две группы — доинтрузивные и послейнтрузивные. Доинтрузивные нарушения — три разлома северо-западного простирания с падением на северо-восток под углами порядка 50° и четыре разлома субмеридионального простирания с падением, близким к вертикальному, определяют блоковую структуру рудного поля и размещение интрузивных тел. Послейнтрузивные разломы, являющиеся рудоподводящими и рудораспределяющими, также объединяются в две группы: 1) разломы северо-восточного простирания с падением на юго-восток и северо-запад под углами $50-80^\circ$ и субширотного простирания с падением на северо-восток и юго-запад под углами $40-80^\circ$. Послейнтрузивные разломы представляют собой зоны дробления и брекчирования известняков и гранитоидов мощностью до 4—6 м, в них отмечаются лимонитизация, анкеритизация, скарнирование и окварцевание.

Процесс рудообразования протекал, по данным В. Н. Гороховой, в три стадии: пирит-карбонатно-кварцевую, галенит-сфалеритовую и карбонатную. В первую стадию отложилась основная масса пирита, марганцевистого и железистого доломита, кварца и незначительного количества флюорита; во вторую стадию — промышленные руды, состоящие из галенита, сфалерита, халькопирита, пирита, блеклой руды, самородного серебра, аргентита, кварца, хлорита, кальцита, талька и др. Руды отлагались в тектонически нарушенных зонах, метасоматически замещающая минералы первой стадии. В карбонатную стадию образовались многочисленные гнезда и маломощные прожилки кальцита.

В рудном поле вскрыто и обработано несколько рудных тел. Они приурочены к благоприятным в структурном отношении тектонически нарушенным участкам контактов интрузивных тел гранит-порфиров в местах пересечения ими благоприятных для рудоотложения пачек известняков. Рудные тела тяготеют преимущественно к участкам контактов, вогнутым в сторону гранит-порфиров. Основными рудоконтролирующими разломами являются два северо-восточных с падением на юго-восток под углами $70-85^\circ$ и $45-50^\circ$ и один северо-западный с падением на северо-восток под углами $25-35^\circ$, все эти разломы следуют по контактам даек гранит-порфиров.

Благоприятные для оруденения пачки известняков отличаются от неблагоприятных отсутствием доломита, в 2—3 раза меньшим содержанием нерастворимого остатка, более крупной зернистостью.

Рудные тела большей частью представляют собой уплощенные линзообразные залежи мощностью от 1,5 до 6,0 м, протяженностью по простиранию от 10 до 118 м, по падению от 5,0 до 160 м. Выделяются три морфологических типа рудных тел: 1) рудные линзы на изгибах рудоносных разломов и трещин; массивные и полосчатые текстуры руд свидетельствуют об отложении их в открытых полостях; 2) рудные линзы на

сопряжениях основных и оперяющих рудоносных трещин и на сопряжениях плоскостей слоистости с разломами и трещинами; 3) обогащенные участки рудных тел, приуроченные к местам пересечения основных рудоносных разломов.

Рудное поле Курсай - Джангалык¹ изучали Б. Н. Наследов, А. В. Королев, Ф. И. Вольфсон, Е. Д. Карпова, П. А. Шехтман, Ю. С. Шихин, М. И. Моисеева, Ш. Х. Рахимов, Ж. Н. Кузнецов, В. А. Арапов, Н. И. Крылов, В. А. Тарасов, Е. П. Мешеряков и др. Оно приурочено к юго-западному крылу крупной антиклинальной складки северо-западного простирания, закартированной в пределах Акчагаль-Туранглинской гряды карбонатных отложений. Породы, слагающие площадь месторождения, по структурно-текстурным признакам, составу и размерам слагающих их зерен делятся на два типа. Мелко- и среднекристаллические известняки белого, иногда светло-серого, розоватого и других оттенков, с прослоями полосчатых известняков слагают северо-восточный тектонический блок, а крупнокристаллические голубовато-белые кальцитовые мраморы — юго-западный (рис. 36). Границей этих пород служит Акчагальский разлом. Северо-восточный блок карбонатных пород раз-

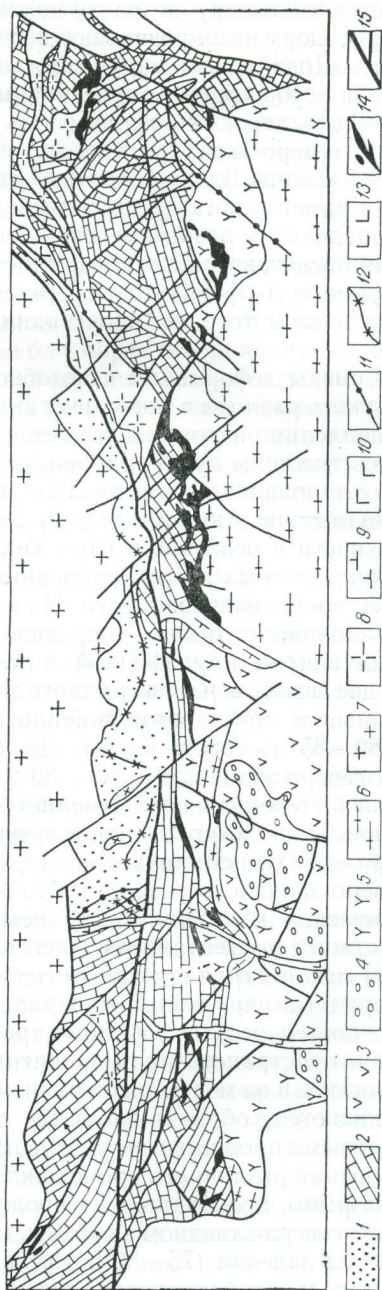


Рис. 36. Схема геологического строения рудного поля Курсай-Джангалык:

1 — песчаники и аргиллиты; 2 — известняки и мраморы; 3 — андезитовые и дацитовые порфиры; 4 — конгломераты; 5 — дацитовые порфиры; 6 — диорит-порфиры; 7 — кварцевые порфиры; 8 — гранодиориты; 9 — гранодиорит-порфиры; 10 — граносивениты; 11 — граниты и гранит-порфиры; 12 — диабазовые порфиры; 13 — сферолитовые порфиры; 14 — рудные тела; 15 — разломы.

¹ Составлено по материалам Ш. Х. Рахимова (1972).

бит серией крутопадающих разрывных нарушений, которые по природе и относительному возрасту можно разделить на четыре группы: додайковые, дорудные, развивающиеся в процессе оруденения, и послерудные. Додайковые нарушения имеют северо-западное, северо-восточное и субширотное простирание. Наиболее древним из них является Акчагальский разлом, вдоль которого внедрил штук, вытянутый в северо-западном направлении в соответствии с простиранием этого разлома. Вдоль более мелких разрывных нарушений северо-западного простирания развивались дайки авгитовых порфиритов. По крутопадающим разрывам северо-восточного и близширотного направления последовательно внедрились кварцевые порфиры, диабазовые порфириты и сферолитовые гранит-порфиры, а по пологопадающим нарушениям того же простирания — дайки кварцевых сиенит-порфиром.

После смены деформации и возобновления движений в плоскости Акчагальского разлома в тектонических клиньях, возникших в результате расщепления разлома на две ветви и искривления его в плане, образовались трещины субмеридионального северо-западного и северо-восточного направлений, к которым приурочены рудные тела месторождения. Положение Акчагальского разлома хорошо устанавливается на поверхности и особенно в глубоких горизонтах месторождения по зоне брекчированных и рассланцованных, пластически деформированных пород, сопровождающих его. На поверхности разлом проявляется в виде тектонического шва, сопровождаемого тектонической глиной, трения, кальцитом и сульфидной минерализацией. От места расщепления на две ветви, в районе рудного тела «Новое», одна ветвь разлома прослеживается почти прямолинейно по азимуту $340-345^\circ$ с углами падения $80-85^\circ$ на северо-восток. Другая ветвь вначале имеет простирание на северо-запад $320-325^\circ$, 80° , наклоненное к северо-востоку, а затем она постепенно и плавно меняет свое направление на почти меридиональное. Такое же простирание ветви разлома наблюдается и на глубоких горизонтах месторождения. Дорудные разрывы субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направления, развившиеся в тектонических клиньях между ветвями Акчагальского разлома, в соответствии с элементами их залегания на некоторой глубине от поверхности соединяются с главным тектоническим швом этого разлома. Кроме дорудных нарушений, минерализованной площади месторождения встречаются мелкие дорудные трещины различных направлений. Строение и пространственная ориентировка всех разрывных нарушений отразились и на морфологии рудных тел, которые с глубиной постепенно сливаются, образуя крупные трубообразные скарно-рудные тела с местными прожилками, раздувами и апофизами. Среди разрывных нарушений различного происхождения достаточно отчетливо выделяются разрывы, проявившиеся в процессе минерализации. Они обычно вытянуты в северо-западном и субмеридиональном направлениях, имеют крутые углы падения ($75-80^\circ$). Исследование показывают, что перемещение отдельных блоков в пределах рудных тел вдоль этих нарушений не превышали 1—2 м. Эти нарушения выполнены минерализован-

ными кварц-карбонатными жилами с вкрапленностью сульфидов. Также, как и разрывы, проявленные в процессе минерализации, послерудные разрывные нарушения, установленные во многих участках месторождения, не сопровождались сколько-нибудь значительными смещениями. Они обычно имеют северо-западное, реже субширотное простирание, и обладают крутыми углами падения. Анализ трещинных структур в различных рудоносных районах указывает на предпочтительное развитие оперяющих трещин на участках изменения элементов залегания разломов и приуроченность рудных тел именно к таким участкам.

Контакты интрузивных пород с карбонатными породами являлись ослабленными зонами, по которым легко проникали рудоносные растворы в верхних горизонтах земной коры. Как показали наблюдения, на исследуемом объекте особенно благоприятными являются контакты, вытянутые в северо-западном, субмеридиональном, субширотном направлениях. Локализация рудных тел, кроме того, определяется мелкими дорудными разрывами, сопровождающими крупные разломы и возникшими с перемещением прилегающих блоков. Упомянутые разрывные нарушения вытягиваются как вдоль контактов скарнов с известняками, так и внутри скарнов, а также вдоль контактов даек со скарнами.

Рудное поле Ташгезе изучали А. В. Терентьев, В. А. Королев, Н. Н. Королева и др. Находится на северном склоне Кураминского хребта. Расположено на площади Алтынтюпканского рудного района. Размещается на северном крыле Кураминского антиклинория и приурочено к поперечному поднятию. Главной рудоконтролирующей структурой является Приконтактная тектоническая зона, к которой приурочены основные рудные поля района (Алтынтюпканское, Чалатинское и др.). Площадь рудного поля в северной части сложена карбонатной толщей среднего палеозоя, в центральной — метаморфизованными песчаниками и конгломератами базальных горизонтов среднего палеозоя. На юге распространены гранодиориты Кармазарского плутона (рис. 37).

Карбонатная толща, слагающая висячий бок месторождения, образует поперечное поднятие долготного направления, погружающееся на северо-запад. Углы падения известняков меняются от 15—20° в центральной части до 45—50° на крыльях. Под влиянием круглого погружения западного крыла на северо-запад вблизи Приконтактной зоны образуют флексуобразный изгиб. Они имеют северо-восточное направление, затем на долготе Андабайская приобретают почти долготное простирание, сохраняющееся на расстоянии до полукилометра, а далее вновь приобретают северо-восточное, местами и широтное направление.

Вследствие поперечного поднятия в центральной части месторождения на поверхности обнажаются песчаники и конгломераты базальных горизонтов среднего палеозоя, которые в виде останцов кровли гранодиоритов прослеживаются вдоль Приконтактной зоны в ее лежачем боку. Карбонатная толща прорвана интрузивом гранодиорит-порфи-

ров, внедрившимся вдоль Приконтактной зоны. В центральной части поперечного поднятия она образует вытянутое вдоль зоны штокообразное тело.

Приконтактная зона на площади месторождения имеет различное геолого-тектоническое выражение. На западном фланге — это мощная зона ориентированного дробления и рассланцевания известняков, превращенных местами в тектоническую глину. В центральной части — система трещин скола и отрыва, связанная морфологическими особен-

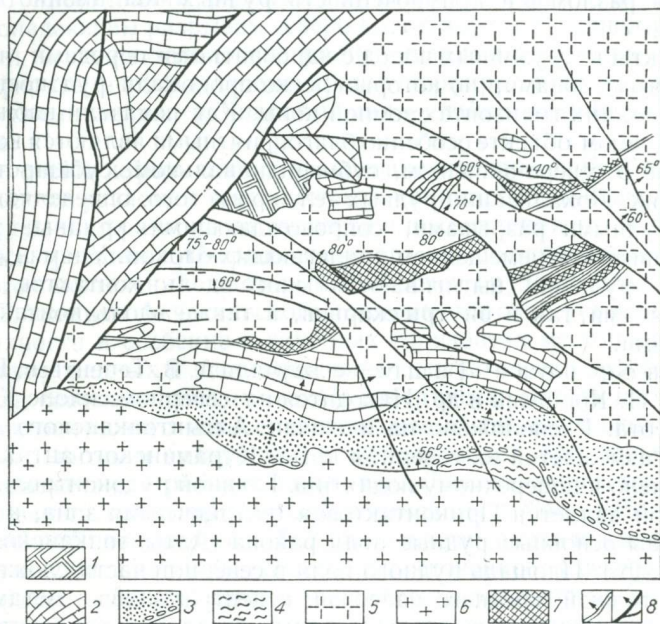


Рис. 37. Схема геологического строения месторождения Ташгезе:

1 — массивные известняки; 2 — слоистые известняки и доломиты; 3 — песчаники и конгломераты; 4 — метаморфические породы; 5 — гранодиорит-порфиры; 6 — гранодиориты; 7 — скарны с полиметаллическим оруденением; 8 — разломы.

ностями поверхности с контактом гранодиоритов. На восточном фланге она представлена сопряжением северо-восточного Ташгезейского разлома с Приконтактной зоной.

На месторождении оруденение локализуется в трех обособленных участках. На западном рудные тела размещаются во флексуобразном изгибе известняков. Центральная часть флексурной складки сложена гранодиорит-порфирами, имеющими в общем согласное залегание. Скарны и наложенное на них позднее полиметаллическое оруденение локализовались на контакте гранодиорит-порфиров с известняками. Скарноворудные тела имеют в горизонтальном сечении линзовидную форму и круто падают на северо-запад, согласно с известняками.

Центральный участок месторождения сложен глубокометаморфизованными аркозовыми песчаниками. Перекрывающие их согласно известняки калькаратусового горизонта вследствие поперечного поднятия почти полностью эродированы и обнажаются в 150—200 м севернее Приконтактной зоны. Участок пересекается разломами трех направлений: северо-восточным, северо-западным и широтным. В широтных размещаются тектонические пакеты известняков, к которым приурочены рудные тела. Разломы первых двух направлений пересекают широтную систему и, смещая пакеты известняков, обуславливают разобщенность рудных тел.

В пределах участка насчитывается до 7 рудных тел. На геологических разрезах видно, что все скарноворудные тела имеют отчетливо выраженную линзовидную форму и выклиниваются на сравнительно небольшой глубине. Такую форму пакеты известняков приобрели уже позднее, в процессе мелких, дифференциальных тектонических движений по вмещающим их трещинам. В современном эрозионном срезе обнажаются различные части этих линз.

Минералогический состав рудных тел сравнительно прост. Рудовмещающие мелкозернистые скарны состоят из пироксена и граната приблизительно в равных соотношениях, небольшого количества родонита, эпидота и кварца; постоянно присутствует карбонат. Рудные минералы представлены галенитом и сфалеритом первого полиметаллического комплекса; в значительно меньших объемах присутствуют прит и халькопирит. Во всех рудных телах устанавливается отчетливая прямая зависимость между мощностью рудного тела и содержанием в нем свинца.

Восточный участок месторождения располагается между Ташгезейским разломом на юге и одной из тектонических структур Приконтактной зоны на севере. Обе структуры на этом участке имеют сходное северо-восточное направление и круто падают в разные стороны. Заключенный между ними блок сложен гранодиорит-порфирами, представляющими восточное окончание штокообразного тела. Среди гранодиорит-порфиров сохранились в виде ксенолитов и останцов кровли метаморфизованные песчаники с линзами конгломератов и известняков. Блок пород, заключенный между разломами, имеет форму клина, расширяющегося на глубине и в юго-западном направлении. Внутри этого блока под влиянием сжатия и сдвиговых смещений по разломам, развились две системы сколовых трещин — северо-восточная и северо-западная, которые при более поздних движениях приоткрывались в участках искривления.

Возникшие в приоткрытых участках рудные тела представляют собой маломощные трещинные жилы с богатыми, часто массивными рудами. Таким образом, позиция месторождения Ташгезе определяется, во-первых, положением его на фланге Приконтактной зоны, а во-вторых, в нижних частях разреза карбонатной толщи. Выклинивание Приконтактной зоны как тектонической структуры обусловило слабую интенсивность процессов рудообразования.

Рудное поле Чалата изучали А. В. Королев, В. А. Терентьев, В. А. Королев, В. А. Воронич и др. Оно находится на северных склонах Кураминского хребта в зоне продольного Приконтактового разлома и входит в состав Алтынтюпканского рудного района. Площадь месторождения сложена карбонатной толщей среднего палеозоя, прованной на юге карамазарскими гранодиоритами. Карбонатная толща падает на север-северо-запад под углом от 40 до 60°. На севере она перекрывается породами эффузивной формации верхнего палеозоя, образуя главным образом прислоненные контакты, осложненные тектоническими движениями (рис. 38).

На востоке и западе площадь рудного поля ограничивается соответственно Алтынтюпканским и Чалатинским разломами северо-восточного направления.

Ширина рудного поля вдоль Приконтактовой зоны 1200 м. Контакт карбонатной толщи с гранодиоритами слабо осложнен тектоническими движениями. Крупные разрывы вдоль Приконтактовой зоны развились в самой карбонатной толще. В них размещаются системы даек гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров широтного направления и крутого падения на север. Дайки разобщены по мощности.

Полиметаллическое оруденение размещается в скарнах пироксеногранатового состава. Скарны локализуются вдоль контактов даек гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Они образуют секущие контактовые пластообразные залежи

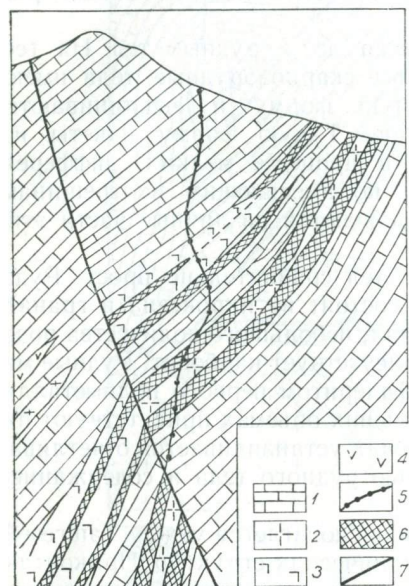


Рис. 38. Геологический разрез месторождения Чалата:

1 — известняки; 2 — гранодиорит-порфиры; 3 — гранит-порфиры; 4 — кварцевые порфиры; 5 — диабазовые порфиры; 6 — скарноворудные тела; 7 — разломы.

большого вертикального размаха и значительной протяженности вдоль обеих контактов даек. В своем размещении скарны контролируются морфологическими особенностями поверхностей контактов даек. Основным контролирующим движением был сброс. Поэтому мощности скарнов несколько возрастают на участках крутого падения контактов и уменьшаются при его выполаживании.

Минерализация была многостадийной. Главная масса руд сложена сульфидами первого полиметаллического комплекса, в составе которых главное значение имеют галенит и сфалерит, второстепенное — пирит и халькопирит. Руды обычно вкрапленные, вкрапленно-прожилковые, гнездовые, реже массивные.

По условиям залегания рудные тела в скарнах подчинены морфологическим особенностям структуры контакта карбонатной толщи

с дайкой гранодиорит-порфириров. Они имеют форму линз, крупных гнезд, штокверковых зон. По падению и простираанию залежи имеют раздувы и пережимы, обусловленные как морфологическими особенностями контакта, так и влиянием тектонических факторов.

В результате послескарновых тектонических движений скарны подвергались дроблению, интенсивность которого возрастает в нагруженных участках поверхностей контактов. Развивается массовое дробление скарнов и возникают крупные трещины. В известняках в висячем боку даек отмечаются мелкие скарноворудные тела, связанные с локальными системами трещин оперения. Они имеют форму согласных пластовых залежей.

Месторождение Сасыксай изучали Ю. С. Шихин и др. Оно размещается в зоне Такелийского разлома на контакте известняков с гранодиоритами (рис. 39).

В разломе залегают две параллельные, тесно соприкасающиеся интрузивные жилы, — диабазовые порфириты в висячем боку и лабрадорские — в лежащем. Оруденение локализуется со стороны контакта лабрадорских порфиритов с известняками. До некоторой глубины оно размещается в известняках, а ниже — непосредственно на контакте сильно рассланцованных и измененных порфиритов. Рудная залежь имеет форму трубы несколько удлиненного сечения, крутопадающей к северо-востоку. Ее положение на глубине контролируется сочленением апофизы лабрадорских порфиритов с главным их телом.

Основную массу руд составляет арсенипирит, широко развиты сфалерит и галенит, иногда встречаются пирит и блеклые руды. В составе сопутствующей минерализации главное значение имеет карбонат, второстепенное — кварц. В порфиритах распространены эпидотизация, хлоритизация, анкеритизация и пиритизация. Известняки мраморизованы, оталькованы и серпентинизированы.

На месторождении проявляются, хотя и в неодинаковой степени все стадии минерализации, характерные для Такелийского рудного поля. Тальк, серпентин, эпидот и значительная часть хлорита относятся к комплексу предрудных изменений.

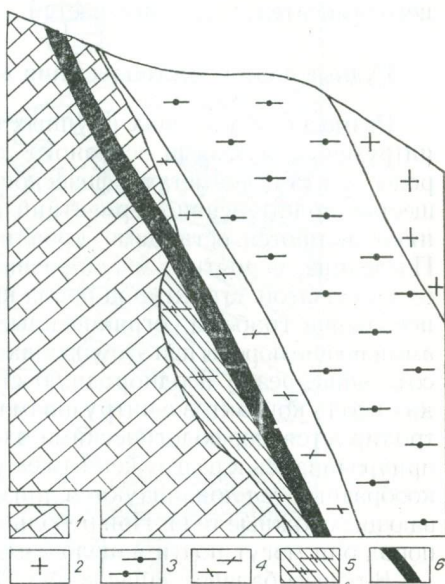


Рис. 39. Геологический разрез месторождения Сасыксай:

1 — известняки нижнего карбона; 2 — гранитоиды Алмалулакского интрузива; 3 — диабазовые порфириты; 4 — лабрадорские порфириты измененные; 5 — лабрадорские порфириты измененные; 6 — сульфидная минерализация.

Влияние среды на состав минеральных комплексов устанавливается достаточно отчетливо. Оно выражается главным образом в изменении количественных соотношений ведущих сульфидных минералов, в рудах, приуроченных к разным вмещающим породам. В известняках преобладание арсенопирита над галенитом и сфалеритом является сравнительно небольшим и даже не проявляется, а резко возрастает на контакте и внутри рассланцованных порфиритов. Непостоянно также соотношение галенита и сфалерита — в известняках количество последнего относительно увеличивается.

Рудные поля и месторождения в грабенах и прогибах пород кровли

Размещаются в зонах крупных продольных разломов, насыщенных интрузивными телами основного состава. Возникающие при этом породы контактово-метаморфической формации представлены преимущественно интенсивно серпентинизированными известняками. Известняки являются останцами кровли интрузива в местах прогибания. Последние, вероятно, могли развиваться в одних случаях конформно со складчатой структурой пород кровли, а в других — возникать как небольшие грабены, ограниченные субпараллельными разломами. Во вмещающие породы при этом проникали многочисленные апофизы, дайки, создавшие резко неоднородную структуру. Оруденение размещается как вдоль контактов с интрузивами, так и в контактах с дайками. Контролируется морфологическими элементами контактовой поверхности, приурочиваясь к разгруженным ее участкам. Вдоль даек апофиз и штокообразных тел локализируются линзообразные, плащеобразные, обертывающие сложные тела. При небольших размерах останцов карбонатных пород они могут почти нацело изменяться и замещаться оруденением.

В общем балансе запасов руд Средней Азии они составляют 8,3%. Примерами рудных полей и месторождений являются Кан, Кургашикан, Учкотлы и др.

Рудное поле Кан изучали М. П. Морозов, Г. А. Осипова, А. Б. Габелко, Г. С. Поршняков, Д. П. Резвой, О. И. Сергунькова, Н. А. Никифоров, Г. Г. Кравченко и др. Расположено в северных предгорьях Алайского хребта. Приурочено к зоне крупного глубинного Северо-Катранского разлома, отделяющего Ферганскую впадину от зоны высоких предгорий Алайского хребта. Рудное поле размещается в пределах Канского горста, осложненного серпентинитами, в которых заключены разнообразные блоки осадочных пород, главным образом, известняки и брекчии (рис. 40). Известняки представляют собой останцы кровли, сохранившиеся в ее прогибах и грабенообразных блоковых опусканиях (Кравченко, 1961).

Изверженные породы в северной и южной частях района по площади развиты незначительно. В пределах северной полосы ультраосновных пород залегают все рудные тела Канского месторождения.

Крупные разрывы имеют широтное простирание. Они сопровождаются мелкими оперяющими разломами разного направления. Главный из них — Северо-Катранский разлом, по которому породы верхнего си-

лура надвинуты на толщу карбона. Этот разлом представляет собой взброс-сдвиг. Одновременно с Северо-Катранским разломом происходило формирование других широтных и сопряженных с ним дизъюнктивных нарушений. Магматические породы представлены серпентинитами, образовавшимися за счет изменения перидотитов, внедрившихся в зону Северо-Катранского разлома. Подчиненное значение имеют многочис-

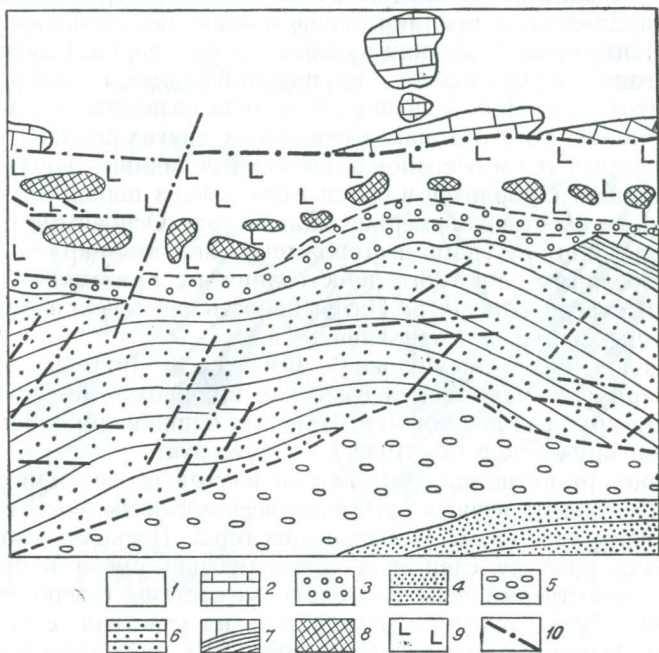


Рис. 40. Схема геологического строения месторождения Кан:

1 — песчаники; 2 — известняки, песчаники, конгломераты; 3 — глины, песчаники, конгломераты; 4 — песчаники, конгломераты; 5 — крупногалечниковые конгломераты; 6 — песчаники, глинистые сланцы, конгломераты; 7 — известняки, кремнистые сланцы; 8 — рудоносные зоны; 9 — серпентиниты; 10 — разломы.

ленные разновидности интрузивных пород основного, среднего, кислого и щелочного состава.

Среднедевонские осадочные отложения развиты в пределах горста, смяты в мелкие складки. В период складкообразования были заложены и многие мелкие разрывные нарушения, но часть их сформировалась позднее.

Тектонические движения более позднего времени обусловили формирование мощных крутопадающих зон дробления и интенсивной трещиноватости широтного и северо-восточного простирания. В результате метаморфизованные блоки карбонатных пород подверглись интенсивному, местами массовому дроблению.

На рудном поле намечаются в основном два этапа минералообразования — ранний и рудный. На раннем этапе выделялись кварц, кальцит, доломит, анкерит, а также гематит. Широко развиты доломитизация и анкеритизация известняков. В рудный этап отлагались галенит, сфалерит, барит.

Почти все галенито-сфалеритовые руды месторождения приурочены к метаморфизованным ксенолитам среднедевонских карбонатных пород. Крупные рудные тела залегают также в брекчиях сложного состава, образовавшихся при дроблении рудовмещающих пород. Наиболее значительные запасы руд связаны с крупными блоками, глыбами кварцевых альбитофиров. Наибольшие рудные тела разведаны в глыбах известняка, кремнистых сланцах и некоторых других породах. Размеры и формы рудных тел в основном зависят от величины, конфигурации рудовмещающих ксенолитов и состава слагающих пород. Размещение рудных тел не имеет закономерного характера. Основными рудоконтролирующими структурами месторождения являются крупные крутопадающие разрывы широтного простирания и сопряженные с ними нарушения северо-западного. Интенсивность оруденения вблизи северо-западных нарушений увеличивается.

В пределах рудоносных блоков отмечается избирательное замещение руд, приуроченность его к участкам с большей интенсивностью проявления крупных деформаций. В местах проявления пластических деформаций оруденение практически отсутствует.

Очевидно, развитие зон деформаций внутри серпентинитовой полосы должно быть связано с морфологическими особенностями тектонических поверхностей, ограничивающих горст. Поскольку по Северо-Катранскому разлому сдвиговая составляющая имела направление против часовой стрелки, вероятно, сколовые системы северо-западного направления будут успешнее развиваться на участках с меньшими азимутами. Необходима постановка детальных геофизических исследований по изучению форм тектонических поверхностей, составляющих Северо-Катранскую зону.

Рудное поле Кургашинка изучали А. В. Королев, Б. Н. Наследов, Г. Г. Гудалин, О. А. Гвоздицкий, А. Б. Баталов, З. А. Королева, С. Т. Бадалов, И. Э. Марниц, Е. А. Бутакова, И. Б. Федорова, М. Г. Шужанов, Л. Г. Сандомирский, В. Ф. Викторов, Г. М. Заморин, С. А. Денисов, И. М. Голованов, В. Я. Зималина и др. Сложено осадочными и интрузивными породами (рис. 41). В составе осадочных пород присутствуют карбонатные отложения среднего палеозоя, прорванные сиенито-диоритами. Сохранившаяся вертикальная мощность карбонатных пород не превышает 250 м. Интрузивные породы представлены в основном сиенито-диоритами. Они образуют тело штокообразной формы значительных размеров с многочисленными сателлитами в породах кровли (апофизы, дайки, некки). Интрузивные и осадочные породы пересечены верхнепалеозойскими дайками северо-восточного простирания.

Известняки представляют собой останцы кровли интрузивного массива, сохранившиеся на участке мульдообразного ее прогибания.

Они снизу в значительной мере ассимилированы. Имеют моноклинальное падение на северо-запад, но местами в них устанавливаются следы синклинального залегания. Интрузивные контакты в общем подобны складчатой структуре, что может указывать на складчатое формирование интрузива.

Площадь рудного поля пересекается серией разломов северо-восточного направления. На ранних этапах в результате движений по широтным Гольдуранскому и Северо-Ангренскому разломам образовался крупный Центральный разлом, являющийся отрывом. В дальнейшем по нему происходили сбросо-сдвиговые правые смещения. Вдоль юго-восточного интрузивного контакта сформировались тектоническая

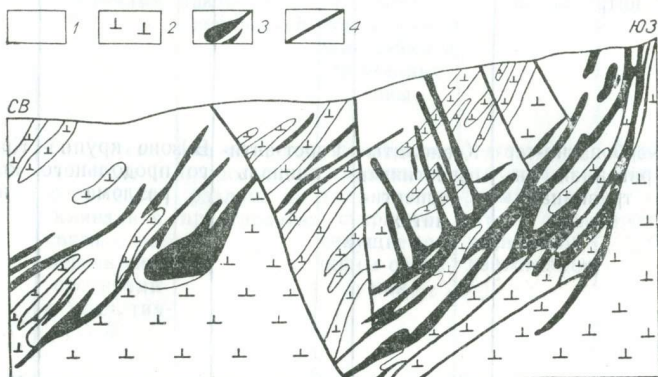


Рис. 41. Геологический разрез месторождения Кургашикан:
1 — известняки; 2 — диориты; 3 — рудные тела; 4 — разломы.

зона приконтактового разлома и серия оперяющих ее мелких разломов и трещин скола и отрыва. Поверхность Центрального разлома волнистая как по падению, так и по простиранию. Вследствие правого сбросо-сдвигового движения по разлому участки с большими азимутами и крутыми углами падения оказались разгруженными, а с меньшими азимутами и пологими углами — нагруженными. По приконтактовой зоне происходил левый сбросо-сдвиг. Поэтому в нем разгруженными оказались участки с меньшими азимутами и большими углами падения. В блоке между Центральным и Приконтактовым разломами прослеживаются системы трещин северо-восточного направления, оказывающие влияние на размещение оруденения.

Породами контактово-метаморфической формации, в которых размещается подавляющая масса полиметаллического оруденения, являются серпентиниты, возникшие за счет метасоматического преобразования доломитов и известняков. Они образуют сложные контактовые залежи и секущие тела вдоль апофиз, даек. Вокруг нека возникают обертывающие тела вдоль разгруженных поверхностей контактов. В целом серпентинитовые тела имеют причудливую многоперистую форму.

Характеристика геолого-структурных позиций

Рудное поле и месторождение	Геологическая формация (в разрезе)	Рудовмещающая порода	Позиция относительно внешних структурных элементов		
			складка	разлом	интрузивное тело
1	2	3	4	5	6
Кошмансай	Карбонатная, контактово-метаморфическая, интрузивная	Скарны	Крыло складки	Разломы СЗ и широтного направления	Пологий согласный контакт
Кав	Карбонатно-терригенная, интрузивная	Ксенолиты известняков в серпентинитах	Горст-антиклиналь	В зоне крупного продольного разлома	Кровля дайкообразного интрузива
Курганшанка	Карбонатная, контактово-метаморфическая, интрузивная	Серпентинитовая	Поперечное поднятие на крыле антиклинория	Пересечение зоны глубинного поперечного разлома продольным	Кровля интрузивного штока
Учочак	Карбонатно-терригенная	Терригенная	Крыло антиклинали	Секущие и поперечные разломы	Многочисленные продольные секущие дайки

контактных рудных полей и месторождений

Тектонический режим в момент минералообразования	Особенности строения внешних структурных элементов, определяющие позиции рудных полей			Ведущий морфогенетический тип рудных тел	Главный фактор рудолокализации
	складка	разлом	интрузивное тело		
7	8	9	10	11	12
Растяжение, сползание пород кровли	Крыло складки, осложненное разломами	Пересечение разломами контактовых поверхностей	Волнистая (соскладчатая) поверхность контакта; секущие дайки и трещинные зоны	Пологие линзовидные тела	Интенсивное дробление скарнов
Сжатие, сдвиги по продольному разлому	Грабен-синклинали и горст-антиклинали в связи с поперечными прогибами и поднятиями	Изгибы зоны продольного разлома по простиранию	Изгибы интрузивного тела по простиранию; секущие трещины оперения	Метасоматические тела; форма зависит от форм известняков	Дробление измененных известняков и наличие секущих трещин
Растяжение при образовании серпентинитов, сжатие на стадиях оруденения. Сдвиги по тектоническим и контактовым поверхностям	Донные части мелких синклинальных складок	Искривление продольного и оперяющего секущего разлома	Прогибы кровли; искривление секущих контактовых поверхностей, осложненных тектоническими движениями	Контактные секущие, согласные, сложные залежи	Дробление метасоматически измененных пород в ослабленных участках контакта и системах оперяющих трещин
Сжатие, преобладают сдвиги	Моноклиналиное залегание пород	Искривление тектонических поверхностей	Искривления контактовых поверхностей; пересечения даек разломами	Жилы, столбы, линзы в искривлениях рудоконтролирующих поверхностей. Сложные тела в сопряжениях и пересечениях разломов	Наличие литологически благоприятных горизонтов, приоткрывание искривленных участков рудоконтролирующих поверхностей; дробление

1	2	3	4	5	6
Курусай-Джангалык	Эффузивная, карбонатная, контактово-метаморфическая, интрузивная	Скарны	Осевая часть антиклинория; переклиналное погружение	Поперечные контактовые разломы	Контакт интрузивного массива
Ташгезе	Карбонатная, контактово-метаморфическая, интрузивная	Скарны	Крыло антиклинория	Контактный разлом с пакетами вышелегавших карбонатных пород	Внутри интрузивного штока, внедрившегося в контактовую зону
Чалата	Эффузивная, карбонатная, контактово-метаморфическая, интрузивная	Скарны	Крыло антиклинория	Блок между секущими разломами	Висячий бок контактовой поверхности интрузива. Дайки, параллельные контакту
Боорду	Интрузивная	Кварцевые порфиры, граниты	Антиклинальная структура	Система продольных разломов	Прорывание интрузивного массива
Алтынтопкан	Эффузивная, карбонатная, контактово-метаморфическая, интрузивная	Главным образом скарны	Крыло антиклинория	Сложный контактовый и секущий разломы	Крутопадающая контактовая поверхность. Серия продольных даек

7	8	9	10	11	12
При рудоотложении сжатие. Сдвиги по контактовым поверхностям и секущим трещинам	Крыло поперечной складки; известняки залегают в виде тектонической пластины на контакте интрузива и эффузивов	Смещение контактового разлома системой секущих сколов	Искривления контактовой поверхности. Пересечения ее секущими трещинами	Контактные столбы, линзы, гнезда	Дробление скарнов в разгруженных участках контактовой поверхности и вблизи секущих нарушений
Сжатие; сдвиги по секущим сколам	Поперечное поднятие	Развитие в контактовой зоне секущих сколов и продольных отрывов	И тенсивный катаклиз интрузивного штока	Линзообразные тела в тектонических пакетах скарнированных отрывков	Массовое дробление скарнов в тектонических пакетах
Растяжение при образовании скарнов; сжатие при оруденении (?)	Крутое падение пород. Кососекущие иногда согласные залегания даек	Блокирование секущими разломами контактовой поверхности и даек	Искривление контактовых поверхностей даек	Контактные линзы	Дробление скарнов в участках искривления контактов
Сжатие, взбросо-сдвиг	Изгиб структур в плане	Искривление контактовой поверхности и осложнение разлома по падению и простиранию. Приоткрывание пологой грани с большим азимутом простирания	В целом пологая лентовидная линза. В ее составе простые и сложные жилы, метасоматические тела		Интенсивное дробление пород в разрушенных гранях. Развитие трещин оперения
Растяжение при образовании скарнов; сжатие при оруденении	Поперечный прогиб, крутое падение пород	Искривление контактовой поверхности разлома по простиранию и выполаживание крутых оперяющих структур в висячем боку	Контактные секущие залежи		Дробление скарнов в участках искривления контактовых поверхностей вблизи секущих нарушений

1	2	3	4	5	6
Ташбулак	Карбонатная, контактово-метаморфическая, интрузивная	Скарны	Крыло антиклинория	Висячий бок продольного разлома	Висячий бок контактовой поверхности. Продольные дайки в кровле
Кумышкан	Эффузивная, карбонатная, контактово-метаморфическая, интрузивная	Скарны	Синклинорий	Кососекающие и продольные разломы	В контактах штоков интрузивных пород

Минерализация была многостадийной. Наиболее ранней является стадия водных силикатов, представленная серпентином. В сульфидную стадию сформировалась главная масса полиметаллических руд: сфалерит, галенит, халькопирит. Последующие стадии представлены кальцитом, баритом, флюоритом, ангидритом.

Рудные тела представлены секущими контактовыми и дайковыми типами. Наибольшее значение имеют тела в оперенных трещинах отрыва (рубцовые жилы), заключающие до 38% запасов рудного поля и тела в искривлениях разломов (линзы, ленты в разгруженных участках); в них размещается до 25% всех запасов. Заметную роль играют также дайковые тела. В целом в них заключено до 6% запасов.

На размещение оруденения внутри рудного поля оказывают влияние литологические и структурные факторы. Установлено, что наиболее благоприятными для размещения оруденения являются тонкослоистые известняки. Влияние структурного фактора определяется прежде всего зависимостью интенсивности оруденения от форм поверхности Центрального разлома и Приконтактной зоны. Подчиняясь влиянию разгруженной грани Центрального разлома, наиболее богатое оруденение вытягивается полосой северо-западного направления, от которой в обе стороны, в зонах влияния нагруженных граней, интенсивность оруденения снижается.

Таким образом, в контактовых рудных полях и месторождениях размещение оруденения контролируется морфологией контактов интрузивных тел с вмещающими осадочно-метаморфическими комплексами. Основной рудовмещающей породой являются скарны. Главной особенностью геолого-структурных позиций рудных полей и месторождений этой группы является близость к крупным разломам глубокого заложения или приуроченность к региональным зонам тектонического растяжения (табл. 21). Структурно-морфологические типы рудных тел зависят от морфологии контактовых поверхностей, состава и условий залегания вмещающих пород. В них широко развиваются контактовые

7	8	9	10	11	12
Растяжение при образовании скарнов; сжатие при оруденении	Развитие мелких складок по падению и по простиранию	Развитие структур отрыва, параллельных продольному разлому, выполненных дайками	Изгибы поверхностей контактов даек	Контактовые пластообразные и столбообразные тела	Дробление скарнов в местах искривлений контактовых поверхностей и пересечение их секущими трещинами
Сжатие. Сдвиги по разломам и срывы по контактам	Крылья складок второго порядка	Пересеченные разломами контактовых поверхностей	Секущие и сложные контактовые тела		Дробление скарнов; пересечение контактов

пластообразные залежи, ленты, линзы, столбы и тела сложной формы. Главными факторами локализации оруденения являются повторные дробления скарнов и интенсивность их вторичных изменений.

СЛОЖНЫЕ РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сложные рудные поля и месторождения возникают при сочетании условий, присущих перечисленным выше простым типам. Они характеризуются сложным разрезом, в котором могут присутствовать в различной последовательности породы двух, трех и более формаций. Как правило, они отличаются сложностью тектонической обстановки, неоднократными изменениями частных планов деформаций, широким температурным диапазоном процесса минералообразования. В них широко развиты согласные, контактовые и сложные структурно-морфологические типы рудных тел. В эту группу входит 14% от общего количества рудных полей и месторождений, в том числе в сланцевой формации — 1%; карбонатной — 5%, карбонатно-терригенной — 1%, эффузивной — 1%, интрузивной — 1%, контактово-метаморфической — 5%. Они содержат около 14% запасов руд. Внутри сложных рудных полей и месторождений выделяется три типа: 1) в блокированных горст-антиклиналях и грабен-синклиналях; 2) в крупных сжатых антиклиналях, осложненных разломами с образованием складчато-блоковой структуры; 3) в широких складках, образованных при перемещении блоков по системам пересекающихся разломов.

Рудные поля и месторождения в блокированных горст-антиклиналях и грабен-синклиналях

Характерной особенностью разреза является присутствие трех формаций — сланцевой, карбонатной и эффузивной. Причем первая располагается в основании, а карбонатная и эффузивная могут находиться в различных сочетаниях. В складчатой структуре они распола-

гаются, как правило, на крыльях крупных антиклинорий и во всех известных случаях приурочиваются к местам изгиба в плане. Рудные поля размещаются в блоках между сближенными субпараллельными, либо продольными, либо секущими разломами. Узкие горст-антиклинальные структуры возникают обычно в условиях сжатия, ориентированного нормально к простиранию разломов. Очевидно, большое значение имеют подстилающие сланцы, способные в силу своей пластичности трансформировать тангенциальное сжатие в вертикальные движения и подобно пуансону выжимать вышележащие блоки относительно более крупных пород, ограниченные сближенными разломами.

В случае перекрывания эффузивами известняки имеют, как правило, пологое залегание и при блоковых перемещениях приобретают секущие тектонические контакты, создающие условия блокирования известняковых блоков. Сходные по морфологии узкие, но протяженные пластины известняков могут сформироваться при крупных сбросо-взбросовых смещениях (Тарасов, 1964). Под влиянием блокирования в условиях горизонтального сжатия в известняках, направленных по слоистости, возникают многоэтажные отслоения, сопровождающиеся дроблением, развитием секущих нарушений и внедрением согласных даек интрузивных пород. Формируются рудные тела сложного типа с преобладанием согласных элементов. При подстилающем залегании эффузивов известняки могут приобретать иные залегания и образовывать крутые складки. Условия деформации при этом существенно изменяются. Горизонтальное сжатие может быть ориентировано нормально или косо к слоистости. При этом в известняках возникают многочисленные сколовые нарушения. Контролируемые ими рудные тела приурочиваются к изгибам, либо к пересечениям трещин и представлены крутопадающими столбообразными, сложноветвящимися телами.

При подстилании известняков эффузивами условия деформации известняков резко изменяются. В условиях блокирования продольными разломами, не прикрытыми сверху жесткими породами, известняки легко сминаются в складки. Формируются крутые, тесно сжатые антиклинальные складки, сорванные с жесткого основания. На крыльях и в осевых частях складок возникают многочисленные отслоения, сопровождающиеся дроблением. Блокирующие разломы служат и подводящими каналами. В рудных телах сложного типа в зависимости от позиции могут преобладать согласные, либо секущие элементы. Масштабы рудных полей данного типа различны. Примеры рудных полей и месторождений — Кансай, Мышиккол, Шевчуковское, Окурдаван, Уччулач и Пайбулак и др. Из других регионов СССР известно месторождение Савинское 5.

Рудное поле Уччулач изучали Н. Д. Троянов, Г. В. Касавченко, П. Н. Подкопаев и др. Оно приурочено к антиклинальной складке северо-западного направления, ограниченной с севера и юга продольными разломами. В геологическом строении рудного поля участвуют эффузивы нижнего девона, карбонатные и терригенные по-

роды среднего и верхнего. Эффузивы слагают ядро антиклинали, образуя жесткое основание (рис. 42).

В нижнюю часть карбонатной толщи среднего девона внедряются две свиты — верхняя и нижняя. Верхняя сложена преимущественно массивными доломитизированными известняками, нижняя — часто переслаивающимися грубо- и тонкослоистыми известняками, аргиллитами и алевролитами.

Складка асимметрична: ее северное крыло падает на север под углом $75-80^\circ$, южное — под углом $30-65^\circ$, а местами она приобретает

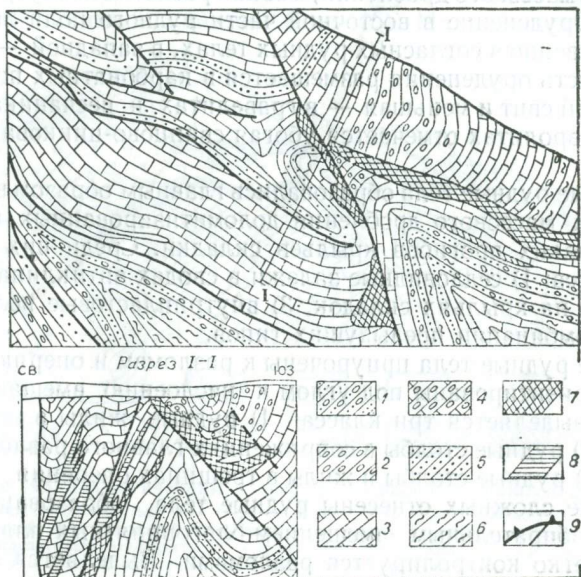


Рис. 42. Схема геологического строения месторождения Уччулач:

1, 2 — конгломераты; 3 — карбонатные породы; 4 — известняки и конгломераты; 5 — песчаники; 6 — метаморфические породы; 7 — рудные тела; 8 — измененные зоны; 9 — разломы.

опрокинутое залегание. По простиранию антиклиналь испытывает ряд отчетливо выраженных ундуляций, являющихся следствием поперечных поднятий и прогибов. В результате на различных участках в ядре складки обнажаются то подстилающие эффузивы, то карбонатные породы вышележащих свит. В целом складка полого ($10-15^\circ$) погружается в юго-восточном направлении.

Антиклиналь осложнена многочисленными продольными и секущими разрывными нарушениями различной амплитуды, протяженности и возраста. Наиболее крупные из них, ограничивающие площадь с севера и юга, сближаются в юго-восточном направлении и расходятся на глубине. Секущие нарушения имеют преобладающее северо-западное простирание с падением на северо-восток. На северо-западе и юго-востоке секущие разломы сопрягаются с северным и южным ограничи-

вающими разломами. Все разломы рудного поля часто меняют простирание и падение; в местах их искривления возникают зоны дробления и рассланцевания.

Пересечения складок продольными и секущими разломами создают условия, благоприятные для локализации оруденения. Так, на западном фланге главная масса оруденения размещается на участке, где поперечное поднятие осложнено косыми разломами, образующими тектонический клин. Рудная минерализация (галенит, сфалерит, пирит вместе с баритом, кварцем и другими жильными минералами) локализуется на участках массового дробления, в зонах разломов и внутри пластовых структур. Оруденение в восточной части рудного поля локализуется преимущественно в согласных рудных телах, в западной — в секущих. Большая часть оруденения размещается в карбонатных породах верхней и нижней свит и меньшая — в гравелитах и песчаниках. В аргиллитах и алевролитах отмечается убогая свинцово-цинковая минерализация.

Согласные рудные тела образовались главным образом в отслоениях на участках массового дробления доломитизированных известняков в местах резких прогибов крыльев складки. Среди них выделяется четыре класса: 1) седловидные залежи в сводах антиклиналей; 2) пластовые тела на крыльях складок; 3) внутрипластовые пологосекущие жилы; 4) комбинации предыдущих типов.

Секущие рудные тела приурочены к разломам и оперяющим трещинам. Они ориентированы под углом к наслоению вмещающих пород. Среди них выделяется три класса: 1) рудные жилы в искривлениях разломов; 2) рудные столбы в сопряжениях главного разлома и трещин оперения; 3) рудные столбы и жилы в трещинах оперения.

К группе сложных отнесены рудные тела, образование которых связано с избирательным замещением благоприятных пластов и одновременно четко контролируется разломами. Выделяется один морфологический тип — оперенные лентовидные залежи на пересечениях рудоносными разломами благоприятных горизонтов.

Размещение каждого типа определяется структурными особенностями. Поскольку геологическое строение восточного и западного флангов рудного поля существенно отличается, относительное значение в них каждого из выделенного типов рудных тел различно. Однако в сходных геологических позициях размещаются аналогичные типы рудных тел.

На восточном фланге рудного поля главная масса оруденения (73%) заключена в согласных телах, приуроченных к антиклинальной складке, преимущественно к ее южному крылу. Остальное оруденение (27%) локализуется в секущих и сложных рудных телах в ограничивающих разломах, преимущественно на крутых гранях. Это указывает на сбросовый характер движения во время рудообразования. Главная масса оруденения в секущих телах (18%) заключена в жилах, приуроченных к искривлениям разломов по простиранию. На западном фланге почти все оруденение (97%) приурочено к трещинам, оперяющим северный ограничивающий разлом.

Месторождение Пайбулак изучали В. А. Терентьев, Е. Г. Коротков, Я. С. Клемперт и др. Оно расположено в центральной части Алгынтопканского рудного района. Его позиция определяется приуроченностью к пересечению двух крупных тектонических зон — Чалатинского и Касканасайского разломов. Месторождение размещается в блоке, удлинённом в северо-восточном направлении и ограниченном на северо-западе и юго-востоке ветвями Чалатинского разлома.

Площадь месторождения сложена в основном осадочно-вулканогенными породами верхнего палеозоя и прорывающими их позднегерцинскими интрузиями и дайками (рис. 43). На небольших участках

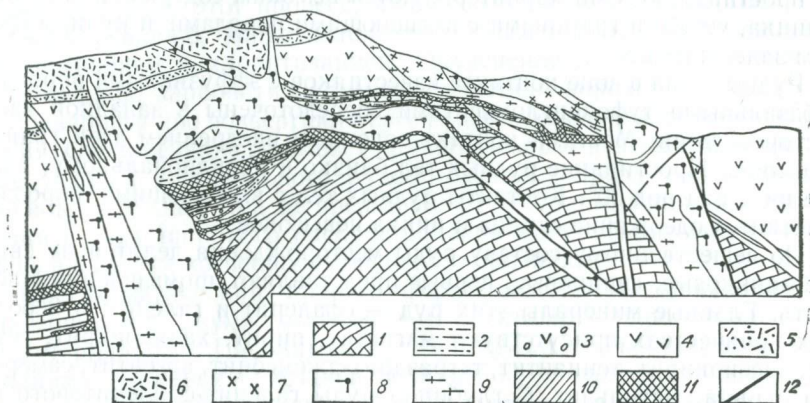


Рис. 43. Геологический разрез месторождения Пайбулак:

1 — известняки грубослоистые; 2 — туфопесчаники; 3 — туфоконгломераты с известняковой галькой; 4 — туфолавы кварцевых порфиров; 5 — туфы андезитового состава; 6 — андезитовые порфириды; 7 — дацитовые порфириды; 8 — гранит-порфиры; 9 — кварцевые фельзит-порфиры; 10 — скарны; 11 — рудные тела; 12 — разломы.

обнажаются нижнекарбоновые известняки. Они в основном распространены под эффузивами и вмещают большую часть свинцово-цинкового и сурьмяного оруденения.

Осадочно-вулканогенные образования несогласно залегают на размытой поверхности известняков большого кремнистого горизонта. Они представлены базальными туфоконгломератами, кварцевыми порфирами и их туфами, брекчиями, лавами и туфолавами дацитовых порфиров.

Интрузивные породы на площади месторождения представлены поздневарисскими дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Широко распространены также дайки гранит-порфиров, залегающие в зонах крупных разломов. Кварцевые порфиры образуют протяженные дайки меридионального простирания с падением к востоку под различными углами. Месторождение Пайбулак размещается в тектоническом блоке, сужающемся в северном направлении. На востоке оно ограничено дайковым разломом, имеющим меридиональное простирание и падение на восток.

Благоприятными структурами для локализации свинцово-цинкового оруденения являются: 1) контакты пологозалегающих гранитоидных даек с карбонатными породами, туфоконгломератами, туфопесчаниками; 2) контакты известняков с перекрывающими их эффузивами и базальными туфоконгломератами; 3) зоны тектонических нарушений в различных породах.

К зонам контакта гранитоидных даек с карбонатными породами, туфоконгломератами и туфопесчаниками тяготеют рудные тела. В этой позиции наблюдается закономерное увеличение мощности рудных тел в пологих участках и в местах перегиба даек. Рудные тела имеют форму линз, сравнительно быстро выклинивающихся как по падению, так и по простиранию. Они характеризуются высоким содержанием свинца и цинка, четкими границами с вмещающими породами и кулисообразным залеганием.

Рудные тела в зоне контакта известняков с эффузивными породами и базальными туфоконгломератами сосредоточены в западной части месторождения. Местами контакт осложнен внедрением даек гранит-порфиров. Простирание рудных тел близко к меридиональному, падение на запад под 30° . Контакты рудных тел с вмещающими породами нечеткие. Содержание свинца и цинка невысокое.

По вещественному составу руды месторождения делятся на свинцово-цинковые, свинцовые; первые представляют промышленную ценность. Главные минералы этих руд — сфалерит и галенит; в небольших количествах присутствуют магнетит, пирит, халькопирит, гематит, арсенопирит, теннантит, тетраэдрит-жемсонит, аргентит, самородная сурьма, матильдит. С глубиной руды галенит-сфалеритового состава сменяются существенно сфалеритовыми. Содержание свинца и цинка варьирует в рудах и в зависимости от состава вмещающих пород. В гранит-порфирах развиваются существенно галенитовые руды, в скарнах и известняках — галенит-сфалеритовые и существенно сфалеритовые.

Своеобразие геологического строения месторождения и интенсивность постмагматического процесса привели к широкому развитию различных по качеству изменений рудовмещающих пород. Известняки подвергались скарнированию, окварцеванию, хлоритизации; андезит-дацитовые порфириты — скарнированию, эпидотизации, хлоритизации, серицитизации, окварцеванию, карбонатизации и аргиллитизации; гранит-порфиры и кварцевые порфириты — скарнированию, эпидотизации, хлоритизации, серицитизации, карбонатизации, амфиболизации.

Наиболее характерные и важные типы изменений — скарнирование, эпидотизация, ортоклазизация, карбонатизация и окварцевание являются индикаторами скрытого оруденения. Со скарнами повсеместно ассоциирует свинцово-цинковое оруденение. Скарнообразование широко проявлено в зоне контакта известняка с дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров. В эндоконтактной зоне распространены биметасоматические эпидот-пироксеновые, а в экзоконтактной — пироксен-гранатовые и гранатовые разности скарнов. В известняках

в подчиненном количестве встречаются инфильтрационные скарны мангансалитового состава.

Эпидотизация характерна для силикатных пород и андезит-дацитовых порфиров и их пирокластов, гранит-кварцевых порфиров, вмещающих оруденение. Она связана с процессом гистерогенного разложения плагиоклазов.

Ортоклазизация отмечена в эффузивах и терригенных породах, а также в интрузивных кварцевых порфирах и гранит-порфирах. Выделяются две стадии ее проявления—ранняя, предшествующая оруденению, и более поздняя, сопровождающая отложение руд. Широко распространены карбонатизация скарнов, андезит-дацитовых порфиров и их туфов. Этот процесс, являясь более поздним по отношению к скарнированию, эпидотизации и ортоклазизации, сопровождается окварцеванием и хлоритизацией. Оруденение почти всегда тяготеет к интенсивно карбонатизированным участкам пород.

Окварцеванию подвергаются все рудовмещающие породы месторождения. Окварцевание повышает хрупкость пород и создает благоприятные условия для жильного рудоотложения. ореол окварцованных зон вокруг рудных тел не превышает 10 м. Хлоритизация и серизитизация в силу широкого распространения могут быть использованы лишь в качестве косвенного поискового признака.

Постмагматический процесс формирования месторождения характеризуется двумя этапами — пневматолито-гидротермальным и гидротермальным. Пневматолито-гидротермальный представлен двумя стадиями — ранней и поздней силикатной. Гидротермальный включает пять стадий: раннюю полиметаллическую, окисную, позднюю полиметаллическую, сурьмяную и карбонат-сульфатную. В раннюю силикатную стадию пневматолито-гидротермального этапа образовались биметасоматические скарны пироксенового, гранат-пироксенового и пироксен-гранат-эпидотового состава. Парагенетический минеральный комплекс составляет диопсид, мангансалит, гроссуляр-андрадит, везувин, эпидот и роговая обманка, что свидетельствует об относительно высокой температуре минералообразующих растворов. Размещение продуктов этой стадии контролируется сколовыми трещинами оперения крупных разломов — Дайковского и Пайбулакского и служит поисковым признаком наличия свинцово-цинкового оруденения.

В позднюю силикатную стадию происходит изменение скарновых и породообразующих минералов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, андезит-дацитовых порфиритов, вмещающих свинцово-цинковую минерализацию.

В раннюю полиметаллическую стадию гидротермального этапа образуются промышленные концентрации свинцово-цинкового оруденения. В составе парагенетического минерального комплекса преобладают галенит и сфалерит; пирит, халькопирит и блеклая руда имеют резко подчиненное значение. Аргентит, самородная сурьма и серебро в главных сульфидах образуют микроскопические включения.

Поздняя полиметаллическая стадия характеризуется непромышленной сфалерит-галенитовой с сульфоантимонитовой минерализацией и рассматривается С. Я. Клемпертом (1972) как переходная от сульфидной свинцово-цинковой к сульфидной сурьмяной. Кальцит-галенитовые жилы, кварц-кальцит-галенит-семсейтовые, кварц-кальцит-сфалерит-галенитовые с флюоритом прожилки и гнезда тяготеют к мелким трещинам и зонам дробления в скарнах, известняках, скарнирован-

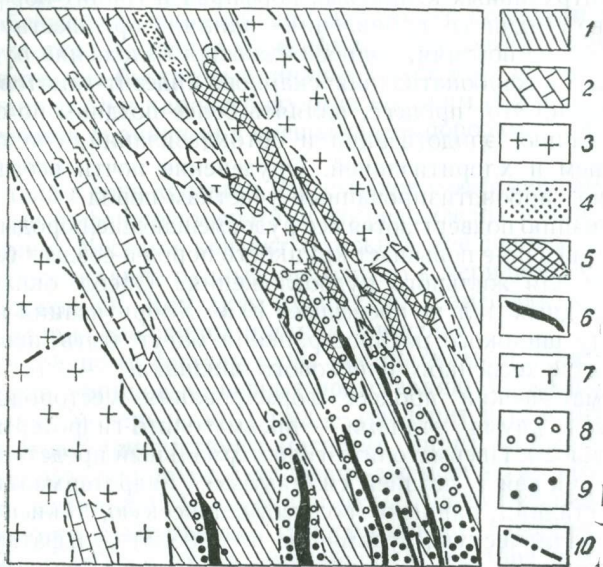


Рис. 44. Схематический геологический разрез месторождения Савинское 5:

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — диориты; 4 — окисленные свинцово-цинковые руды; 5 — сфалерит-пирротинные руды; 6 — галенит-сфалеритовые руды; 7 — аксинитовые скарны; 8 — гранат-пироксеновые скарны; 9 — гранатовые скарны; 10 — разломы.

ных туфоконгломератах и сопровождаются мелкокрапленными оруденениями пирита, гудmundита и пирротина.

Месторождение Савинское 5 залегает на горизонте частого переслаивания известняков и сланцев нижнего палеозоя (рис. 44). В эпоху каледонского тектоногенеза эти породы были смяты в узкую антиклинальную складку, образующую флексурный перегиб в районе северного фланга месторождения. Горизонт частого переслаивания пород в верхнепалеозойское время был прорван двумя штокообразными телами диоритов, южнее месторождения объединяющимися в единый массив. Западный шток диоритов полностью уничтожил западное крыло антиклинали, вследствие чего породы горизонта залегают моноклинально с падением на восток под углами 48—65° и мощностью на верхних горизонтах 100—150 м, при увеличении ее до 250—300 м на глубоких горизонтах.

Месторождение Савинское 5 контролируется субмеридиональными кулисообразными разрывами, слагающими Цаган-Золотуевский разлом, являющийся основным рудоконтролирующим нарушением Кличкинского рудного поля (Вольфсон и др., 1971).

Изучение роли рудоконтролирующих элементов на верхних и глубоких горизонтах месторождения позволило прийти к заключению, что на верхних горизонтах главное значение имели хрупкие деформации, обусловившие широкое распространение разрывных нарушений. С глубиной резко увеличивается роль пластических деформаций, вызвавших тектоническое разлинзование и распространение мелких сложных складок. Сколовые нарушения, как правило, проходят по границам раздела пород различных литологических разностей, резко отличных по физико-механическим свойствам. Изучение упругих свойств горных пород и руд месторождения показало, что они разделяются на две группы: с повышенными (до $10 \times 10^5 \text{ кг/см}^2$) и пониженными модулями Юнга (до $5 \times 10^5 \text{ кг/см}^2$). К первой из них относятся метаморфические сланцы, диориты и руды месторождения, ко второй — скарны, углисто-известковистые сланцы и известняки. Резкое различие упругих свойств в пределах горизонта частого переслаивания привело к образованию серии субпараллельных сколовых нарушений субмеридионального направления. С глубиной их количество и протяженность уменьшаются, но кулисообразное расположение сохраняется. В то же время резко возрастает роль зон пластической деформации особенно в непосредственной близости к разрывным нарушениям.

Такое сложное строение рудовмещающей пачки обусловило многообразие форм рудных тел и закономерную смену их по падению.

На месторождении развиты пластовые, линзообразные, жилообразные, трубообразные и гнездообразные рудные тела. Основное рудное тело верхних горизонтов представлено сложной пластообразной залежью. Широко распространены рудные тела жилообразной, гнездовой, трубообразной формы.

Процесс формирования месторождения протекал в четыре стадии: скарновую, колчеданную, галенит-сфалеритовую и кварц-карбонат-цеолит-флюоритовую.

Рудные поля и месторождения в крупных сжатых антиклиналях, осложненных разломами с образованием складчато-блоковой структуры

Тесно сжатые антиклинали располагаются на крыльях крупных антиклинальных структур. Обычно они представлены складками второго и третьего порядка, ограниченными продольными разломами, возникают в местах изгибов этих структур в плане и сопровождаются ундуляциями осей. В сланцевой формации, в осевых частях складок, часто размещаются удлиненные интрузивные массивы центрального типа, сопровождающиеся также дайками.

При сочетании сланцевой и интрузивной формаций оруденение локализуется вдоль поверхности контакта, а также в самих сланцах. Размещение оруденения вдоль контакта контролируется теми участками контактовой поверхности, которые при существовавшем в момент минералообразования плане деформаций оказались ослабленными, разгруженными. В сланцах рудные тела локализируются в штоках граптофиров, приуроченных либо к трубкам взрыва, либо к местам расчленения, возникшим в каждом отдельном тектоническом блоке в зависимости от частных планов деформаций. В карбонатных толщах оруденение локализуется в горизонтах благоприятного состава, приуро-

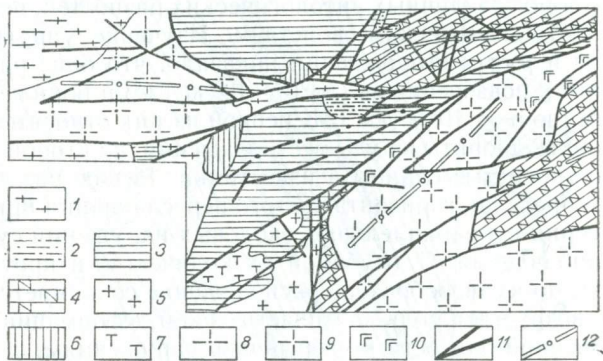


Рис. 45. Схема геологического строения месторождения Актюз:

1 — кварцевые порфиры; 2 — серпентиниты; 3 — сланцы; 4 — гнейсы; 5 — граниты; 6 — известняки массивные; 7 — сенито-диориты; 8 — граносиенит-порфиры; 9 — гранодиориты; 10 — гнейсовидные плагиограниты; 11 — разломы; 12 — оси антиклинальных складок.

чиваясь к участкам интенсивного их дробления (осевые части складок, мелкие секущие нарушения, различные их сочетания). Возникают согласные, секущие и сложные тела, размеры которых варьируют в широких пределах.

В них содержится 0,1% запасов руд Средней Азии. Представителями рудных полей и месторождений рассматриваемого типа являются Актюз, Кутессай-II, Туранглы, Бабакан, Джолсай. Из других регионов СССР известно месторождение Благодатское и др.

Рудное поле Актюз изучали Н. Д. Тихомиров, З. А. Шавшукова, Ф. И. Борисов, Ю. В. Пивоваров, В. А. Невский, П. С. Козлова, Ф. Ш. Раджабов и др. Позиция рудного поля определяется приуроченностью к области максимального изгиба складчатых сооружений северных дуг Тянь-Шаня, в результате которого структуры Заилийского Алатау меняют простирание с широтного на северо-западное. Здесь возникают многочисленные продольные, секущие и поперечные разломы, обуславливающие блоковое строение площади. Секущие образуют систему разломов, веерообразно расходящихся в юго-запад-

ном направлении. В результате площадь оказывается состоящей из нескольких тектонических блоков, ограниченных Актюзским и Тасакеминским разломами.

В строении рудного поля участвуют метаморфические комплексы пород сланцевой формации докембрия, интрузивной формации, в состав которой входят породы нескольких тектоно-магматических комплексов (рис. 45). Метаморфические комплексы сланцевой формации представлены гнейсами и перекрывающими их кристаллическими и амфиболовыми сланцами.

Метаморфические комплексы интенсивно дислоцированы и образуют тесно сжатую антиклинальную и сопряженную с ней синклинальную складки северо-восточного простирания. В ядре складки обнажаются гнейсы шириной около 0,8 км и длиной 5 км. Крылья антиклинали и синклинали сложены кристаллическими и амфиболовыми сланцами.

Среди интрузивных пород главную роль играют аляскитовые граниты, обнажающиеся в ядре антиклинали в юго-западной части поля.

Внутренняя часть рудного поля пересекается многочисленными разрывными нарушениями, объединяющимися в две основные системы: широтные разломы представлены сколами, косопересекающими синклинальную структуру, продольные нарушения — типичными отрывами и сколами, развивающимися как системы нарушений, совпадающие с направлением Тасакеминского разлома.

Гнейсы в плане имеют волнистое строение, обусловленное неоднократным изменением азимута простирания. Главное простирание — 55° . Основными рудовмещающими породами являются тела (штоки) метасоматических гранофилов, залегающих непосредственно в сланцах. Выделяются гранофировые штоки, непосредственно не связанные с аляскитовыми гранитами, и штоки, приуроченные к куполовидным поднятиям кровли гранитов. Наряду с оруденением в гранофировых штоках известны рудные тела в контактах аляскитовых гранитов с гнейсами вблизи секущих широтных нарушений. Оруденение также размещается в гранитах в зонах окварцевания, связанных с интенсивной трещиноватостью гранитов. Кроме того, оруденение появляется на участках развития штокверкового дробления гнейсов, которое возникает вблизи широтных нарушений, секущих контакт гнейсов со сланцами в разгруженных участках. Промышленное значение имеет оруденение в гранофирах.

Оруденение в гранофировых штоках распределено неравномерно. Внутри штоков оно связано с интенсивным объемным дроблением гранофилов, возрастающим вблизи контактов штоков с вмещающими сланцами. На размещение оруденения влияют также секущие трещины.

Месторождение Благодатское залегает в опущенном блоке карбонатных пород нижнепалеозойской нерчинско-заводской свиты, который ограничен Благодатским и Екатерино-Благодатским разрывными нарушениями меридионального простирания (рис. 46).

Породы, слагающие этот блок, представлены белыми и серыми доломитизированными известняками, небольшими пачками углисто-глинистых сланцев и полосчатых доломитов, вытянутыми в субширотном направлении с довольно крупным падением на юг. Отмеченные породы рассечены многочисленными дайками бескварцевых и кварцевых порфиров, а также лампрофиров. Прямыми геологическими наблюдениями установлено, что все разновидности даек, количество которых с глубиной резко увеличивается, по времени образования предшествовали рудной минерализации (Вольфсон и др., 1971).

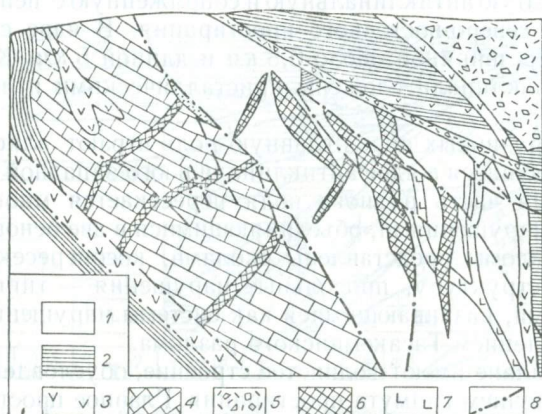


Рис. 46. Геологический разрез месторождения Благодатское:

1 — серые доломитизированные известняки; 2 — сланцы; 3 — кварцевые порфиры; 4 — белые лимонитизированные известняки; 5 — терригенные отложения; 6 — рудные тела; 7 — бескварцевые порфиры; 8 — разломы.

Структура месторождения определяется складчатыми формами и особенно разрывными нарушениями. В толще массивных карбонатных пород разрядка тектонических напряжений проявилась в образовании многочисленных разрывов. По отношению к слоистости выделяются ориентированные согласно зоны интенсивной трещиноватости. Основное значение в локализации оруденения имеют разрывы субмеридионального и северо-восточного простирания, к которым относятся Благодатский разлом, Пологое нарушение и Средний разлом.

Благодатский разлом выполнен дайкой кварцевых порфиров, а два последних фиксируются зоной трещиноватости, брекчирования и расланцевания.

На месторождении выделяются жиллообразные рудные тела, распространенные преимущественно на западном фланге месторождения, а также среди доломитизированных известняков. Они вытянуты вдоль четко выраженных секущих разрывов или зон мелкой трещиноватости,

прослеживающихся среди относительно более хрупких массивных мраморизованных доломитов.

Трубообразные рудные тела находятся на восточном фланге месторождения. Они залегают в серых доломитизированных известняках на участках частой перемежаемости известняков разного состава, в различной степени подвергнутых предрудным гидротермальным изменениям и обладающих поэтому различными физико-механическими свойствами.

Большинство рудных тел месторождения относится к скрытым. По восстанию они ограничиваются пологими нарушениями, пачками малопроницаемых пород, либо заканчиваются в связи с общим затуханием рудовмещающих разрывов. По падению рудные тела доломитизированных известняков оканчиваются в связи с выклиниванием рудовмещающих нарушений, а в белых мраморизованных известняках — при приближении к мощной дайке кварцевых порфиров.

Рудные поля и месторождения в широких складках, образованных при перемещении блоков по системам пересекающихся разломов

Возникают в областях синклинальных прогибов и на крыльях антиклинальных структур при наличии перекрывания более пластичных толщ хрупкими. В отдельных тектонических блоках, ограниченных крупными продольными и секущими разломами, вследствие различного отношения пластичных и хрупких толщ к складкообразованию вдоль поверхности налегания возникают отслоения, сопровождающиеся дроблением нижних горизонтов хрупких толщ. При синклинальном изгибе рудные тела локализируются в виде межформационных залежей в основании хрупких толщ. Отслоения вдоль поверхностей налегания при синклинальном изгибе и в верхних частях пластичных толщ при антиклинальном используются дайками кислых пород (гранит-порфиры, кварцевые порфиры). В контактах даек и секущих трещинах локализуются скарны, вмещающие контактовые рудные тела согласного, секущего и сложного типа. Скарны локализуются также на контактах известняков с дайками, залегающими в разломах, ограничивающих тектонические блоки. Рудные тела в них представлены контактными столбами, линзами и сложными телами, формирующимися при участии таких же факторов, что и тела в контактовых типах рудных полей.

В перекрывающих толщах межформационное и внутрiformационное оруденение сопровождается интенсивными изменениями: эпидотизацией, карбонатизацией, пропилитизацией.

Масштабы рудных полей в общем невелики, но содержат обычно руды хорошего качества. В общем балансе запасы руд Средней Азии незначительны, но в связи с широким развитием сходных структур в некоторых районах региона заслуживают внимательного изучения. Представителем этого типа является рудное поле Перевальное.

Рудное поле Перевальное изучали В. Ф. Романов, В. А. Королев и др. Сложено породами сланцевой, карбонатной и вулканогенной формаций. Первые две на площади рудного поля не обнажаются. Породы вулканогенной формации накапливались в грабен-синклинальном прогибе, ограниченном Баштавакским и Касканасайским разломами, и ложились на размытую поверхность подстилающих пород с резким несогласием. Они имеют в основании базальные горизонты туфоконгломератов, обогащенных известняковой галькой. Оруденение в рудном поле локализуется в синклинальном прогибе — висячем боку Курбанкульского разлома.

Разлом падает на юго-восток под углами $65-70^\circ$. Он представлен мощной тектонической зоной, в которой размещаются протяженные дайки гранит-порфиров. Залегающие под эффузивами известняки образуют вдоль висячего бока разлома тектоническую пластину шириной до 400 м. С юго-востока она ограничена разломом, круто падающим навстречу Касканасайскому, но имеющим сходное с ним простирание. Эродированная поверхность известняков полого погружена на северо-восток. Скрытыми (доэффузивными) разломами известняки разбиты на мелкие блоки, испытывающие горст- и грабеновые перемещения.

В момент минералообразования тектонический блок рудного поля испытал сжатие, ориентированное нормально к простиранию синклинали. В результате синклиналь получила дополнительное развитие в перекрывающих ее эффузивах. Вследствие различия в механических свойствах известняков и перекрывающих эффузивов вдоль поверхности их налегания в синклинали происходили отслоения, сопровождавшиеся интенсивным дроблением базальных туфоконгломератов.

Послемагматическое минералообразование было многостадийным. На ранних стадиях сформировались скарны и продукты их изменений, являющиеся основной рудовмещающей породой. Выделяются пироксеновые, пироксен-гранатовые скарны и эпидозиты. Они образуют тела согласного типа в известняках, межформационные залежи в базальных туфоконгломератах и секущие контактовые тела на контакте известняков и даек гранит-порфиров. В перекрывающих эффузивах над скарновыми залежами развиваются хлоритизация, эпидотизация и пропилитизация. В сопряжениях перечисленных типов формируются сложные тела.

Рудная минерализация представлена сульфидами первого и второго полиметаллических комплексов. В их составе главное значение имеют галенит и сфалерит первых двух генераций, подчиненное — пирит и халькопирит. Руды преимущественно вкрапленные, гнездово-вкрапленные, вкрапленно-прожилковые, реже массивные.

Размещение оруденения в секущих скарновых телах происходило на фоне правого сбросо-сдвига. Поэтому оно образует в скарнах столбообразные и линзообразные тела, приуроченные к участкам с большими амплитудами простирания и крутыми углами падения. В сторону от осей синклинали интенсивность оруденения постепенно снижается.

В контакте известняков с перекрывающими эффузивами оруденение размещается в межформационных скарновых залежах и образует пологие линзообразные тела.

В соответствии с морфологическими типами скарнов в рудном поле выделяются контактовые типы рудных тел. В их составе присутствуют согласные, секущие, контактовые и сложные тела. Главную роль играют контактовые и сложные.

Таким образом, краткое рассмотрение особенностей геологического строения рудных полей и месторождений сложной группы показывает, что на размещение оруденения в них оказывают влияние деформации, связанные со складкообразованием и разрывной тектоникой. Совместное влияние деформации обуславливает сложность тектонической обстановки, геолого-структурных позиций рудных полей и месторождений и структурно-морфологических типов рудных тел (табл. 22).

Рассмотрение геолого-структурных типов эндогенных полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии позволяет достаточно отчетливо установить влияние свойств пород, структурно-тектонических позиций и типов деформаций на особенности размещения оруденения.

Складчатые рудные поля преобладают в слоистых толщах. Они связаны преимущественно с изгибами, виргациями, ундуляциями складчатых структур, сложенных сравнительно однородными пластичными толщами. Разрывная тектоника приобретает значение в конце процесса складкообразования, и в размещении разрывы подчиняются складкам.

Из этой группы рудных полей наибольшим распространением пользуются поля в изгибах, ундуляциях, периклинальных замыканиях антиклиналей и антиклиналях, осложненных разломами и дайковыми поясами. Они составляют 13% от общего числа всех рудных полей Средней Азии.

Разрывные рудные поля располагаются преимущественно в формациях, сложенных относительно хрупкими породами — в эффузивной — 7, интрузивной — 6, в меньшей степени распространены в карбонатной — 4 и в сланцевой — 1. Главную роль в размещении оруденения играют относительные перемещения вдоль разрывных структур, часто связанные с искривлениями в плане основных складчатых сооружений. Складчатые деформации в значительной мере развиваются под влиянием разломов. Эта группа составляет около 40% от общего числа рудных полей.

В контактовых рудных полях главное значение приобретают морфология интрузивных тел и характер совместных деформаций с вмещающими породами. В зависимости от элементов залегания контактов рудные поля имеют большие площади распространения. От общего числа рудных полей контактовые составляют 30%.

Сложные рудные поля размещаются во всех формациях, за исключением интрузивной. Составляют более 10% от общего количества рудных полей.

Характеристика геолого-структурных

Рудное поле и месторождение	Геологическая формация (в разрезе)	Рудовмещающая порода	Позиция относительно внешних структурных элементов		
			складка	разлом	интрузивное тело
1		3	4	5	6
Кансай	Эффузивная, карбонатная, контактово-метаморфическая	Скарны	Крыло антиклинория	Система продольных и секущих разломов	Штоки и дайки интрузивных пород
Мышик-кол	Эффузивная, карбонатная, контактово-метаморфическая, интрузивная	Скарны	Крыло антиклинория; изгиб в плане	Система поперечных разломов с образованием горстограбеновой структуры	Согласные и секущие дайки
Учулач	Карбонатная, эффузивная, сланцевая	Известняки	Продольная горст-антиклиналь на крыле крупного антиклинория	Система продольных субпараллельных разломов, блокирующих горст	В удалении от интрузивных пород

позиций сложных рудных полей и месторождений

Тектонический режим в момент минералообразования	Особенности строения внешних структурных элементов, определяющие позиции рудных полей			Ведущий морфогенетический тип рудных тел	Главный фактор рудо-локализации
	складка	разлом	интрузивное тело		
7	8	9	10	11	12
Нормальное сжатие; взбросы и надвиги по продольным разломам	Моноклиналиное падение пород карбонатной формации	Сопряжения и пересечения разломов и трещин	—	Простые и сложные столбы; пологие линзы вдоль поверхности надвига	Дробление скарнов в ослабленных участках трещин, в их сопряжениях и пересечениях
Сжатие; блокирование горста карбонатных пород ограничениями нарушениями; сдвиги по ним	Развитие горст-антиклинали с отслоениями известняков в своде	Искривленности поверхностей ограничивающих разломов; под влиянием нагруженных граней увеличивается интенсивность расслоения пород горста	Многоэтажное размещение согласных даек в горсте	Согласные и секущие контактовые залежи	Интенсивное дробление скарнов
Нормальное сжатие; развитие взбросов	Развитие мелких усложняющих складок, главным образом по падению	Искривления продольных разломов по прогибанию и их сопряжения. Развитие секущих сколов в связи с искривлениями горст-антиклинали в плане. Образование клиновидных тектонических блоков	—	Согласные, секущие тела. Столбы, линзы, ленты	Отслоение в осевых частях и на крыльях складок, в зонах влияния нагруженных участков ограничивающих разломов; приоткрывания продольных разломов в местах искривлений

1	2	3	4	5	6
Актюз	Сланцевая (метаморфическая), интрузивная	Гранофиры, аляскиты	Изокли-нальная антиклиналь; изгибы в плане	Система продольных сходящихся разломов. Внутренняя часть тектонического клина пересекается системой секущих разломов	В породах кровли вдоль гребневидной антиклинальной части интрузивного массива
Пере-вальное	Эффузивная, контактово-метаморфическая, карбонатная, интрузивная, сланцевая	Скарны	Продольный синклинальный прогиб	Висячий бок секущего разлома	В контактах секущих даек
Пайбулак	Эффузивная, карбонатная, контактово-метаморфическая, интрузивная	Скарны	Крыло антиклинали, осложненное продольной пологой антиклинальной складкой III—IV порядка	Зона сложного секущего разлома, ограничивающая узкий протяженный тектонический блок известняков, перекрытый эффузивами. Блокирование пород ограничивающими разломами	Развитие согласных и косесекущих даек в отслоениях внутри известняков и вдоль поверхности налегания эффузивов

7	8	9	10	11	12
Нормальное сжатие; выжимание тектонического клиновидного блока; сдвиги вдоль поверхностей контакта сланцев и гнейсов; взбросо- и сбросо-сдвиги по секущим сколам	Изгибы поверхности сланцев и гнейсов. Развитие отслоений в разгруженных участках	Чередование нагруженных и разгруженных граней по падению и по простиранию	В отслоениях сланцев формируются гранофировые штоки; волнистая поверхность контакта; появление нагруженных и разгруженных участков	Метасоматические руды в гранофирах, штокверковые зоны в измененных аляскитах	Дробление гранофилов, окварцованных гнейсов и аляскитов
Сжатие; взбросо-сдвиги по секущему разлому; развитие синклинального прогиба в эффузивах	В основании эффузивной формации в синклинали горизонт туфоконгломератов. Отслоения вдоль поверхности налегания эффузивов на известняки	Изгибы поверхности разлома. Чередование нагруженных и разгруженных участков	Изгибы контактовых поверхностей даек. Чередование нагруженных и разгруженных участков	Межформационные залежи (согласные), согласные, секущие, контактовые и сложные тела	Избирательное замещение туфоконгломератов, дробление скарнов в разгруженных участках
Сжатие; сдвиги по ограничивающим разломам	Развитие мелких складок, сопровождающихся расслоением известняков вдоль контактов с согласными дайками	Изгибы поверхности ограничивающих разломов, под влиянием которых внутри блока развиваются секущие нарушения	Изгибы поверхностей контактов даек; приоткрытие более крутых участков	Согласные и косесекущие пологие контактовые тела	Интенсивное дробление скарнов

Таким образом, в каждой группе рудных полей наибольшее количество их сосредоточено в самом сложном типе (табл. 17). В складчатых — это рудные поля в антиклиналях, осложненных разломами; в разрывных — в сложных разломах. Наиболее многочисленными представителями контактовых полей являются поля в сложных контактах (включая поля вдоль апофиз, даек и штоков).

Такое распределение рудных полей указывает на то, что важнейшими факторами их формирования являются тектонические деформации; чем они интенсивнее и разнообразнее, тем больше локализуется оруденение. Выявленная закономерность позволяет сформировать определенные поисковые критерии и требования для геологических съемок, целеустремленно изучать тектонику и структуру площади, выявляя участки, подвергшиеся наиболее интенсивным деформациям.

Глава IV. ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ РУДНЫХ ТЕЛ

Литолого-петрографические, структурные, тектоно-магматические факторы рудообразования являются решающими в определении формы, размеров и условий залегания рудных тел.

А. В. Королев. П. А. Шехтман

Основными задачами геолого-структурного изучения эндогенных полиметаллических рудных полей и месторождений является выявление закономерностей размещения, геологического строения, формы, размеров и условий залегания рудных тел, определение их состава и запасов полезного ископаемого. Для решения этих задач особенно важным является правильное понимание морфогенезиса рудных тел. Геохимические условия образования и генезис формы рудных тел освещены в работах А. В. Королева (1936), А. В. Пэка (1939), В. М. Крейтера (1941, 1956, 1961), В. И. Смирнова (1947, 1954), Х. М. Абдуллаева (1947), Ф. И. Вольфсона (1952, 1962), Н. И. Бородаевского (1960), А. С. Великого (1961), М. Б. Бородаевской (1962), А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1954, 1965) и др.

О ПОНЯТИИ „РУДНОЕ ТЕЛО“

Понятие «рудное тело» за последние тридцать лет постепенно менялось в соответствии с изменением представления о формах, строении и условиях образования.

Первое определение принадлежит М. М. Тетяеву (1940), который назвал рудное тело участком рудного поля.

В. М. Крейтер (1941) представление о рудном теле связал с понятием о непрерывности минерализации: «В настоящее время только представление о рудном теле можно считать более или менее определенным, как бы связанным с понятием о непрерывности минерализации. Хотя эта «непрерывность» может быть нарушена сбросом или взбросом, или сама минерализация может быть весьма прерывиста, например, внутри одной и той же трещины, тем не менее понятие о рудном теле не вызывает сомнений и возражений». В. М. Крейтер (1956) прямого определения понятия структуры рудного тела не дает. Он вводит термин «рудный столб», подразумевая под этим участок промышленных или значительно более высокого качества руд по сравнению со

всеми рудами данного месторождения. Далее он отмечает: «Изучение структуры рудного столба — это изучение структурных деталей на фоне изучения структуры рудных тел (разрядка наша — Х. А.), т. е. объяснение и предсказание участков большой мощности или повышенной концентрации металлов». А с другой стороны, он подчеркивает необходимость различия понятий «рудное тело» и «рудный столб».

Н. И. Бородаевский (1960) рудным телом называет скопление руды в пределах естественного геологического контура, ограничения которого грубо совпадают с какими-либо тектоническими элементами или явно зависят от конкретных элементов структур: граничных поверхностей, трещин, контактов и очертаний геологических тел.

А. С. Великий (1961) понятие «рудное тело» рассматривает как один из мелких структурно-металлогенических элементов. Он отмечает: «Учитывая главный фактор, влияющий на образование рудных тел и определяющий их форму, понятию «рудное тело» как структурно-металлогеническому элементу, может быть дано следующее определение: «Рудное тело — минерализованный (рудноносный) участок земной коры, в котором оруденение и локализация, а также в значительной мере форма и размеры его определяются локальными структурами, составом пород, а также особенностями развития и строения отдельных частей более крупных тектонических элементов».

В геологическом словаре (1960) указано: «Рудное тело — общее название скопления руды любой формы».

В горно-геологической литературе многие авторы под рудным телом понимают различные природные скопления минерального сырья.

Краткое рассмотрение существующих понятий позволяет заметить отсутствие единого принципа в определении понятия «рудное тело». Это обстоятельство отражается и в подходе к изучению условий образования, строения и форм рудных тел, что в конечном счете влияет на выбор методики поисково-разведочных работ.

Наиболее полным является определение А. В. Королева (1948), позднее уточненное им совместно с П. А. Шехтманом (1954, 1965). Под рудным телом эти исследователи понимают обособленное среди горных пород непрерывное скопление руд с определенными формой, залеганием, составом и отношением к вмещающим породам, возникшее в определенных геологических условиях. Авторы на первый план выдвигают понятие о форме рудных тел, так как от их морфологических особенностей зависит выбор методики ведения поисково-разведочных работ.

О КЛАССИФИКАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ

В настоящее время имеется несколько видов общих классификаций рудных тел, предложенных в разное время. Среди них следует отметить классификации, данные А. В. Королевым (1936, 1948), Ф. И. Вольфсоном (1952, 1962), В. И. Смирновым (1954), А. В. Королевым и П. А. Шехтманом (1954, 1965), П. М. Татариновым (1955, 1963), В. М. Крейгером (1941, 1956, 1961), Н. И. Бородаевским (1960), А. С. Ве-

ликим (1961), С. А. Вахромеевым (1961), И. В. Дорохиным и др. (1961) и др.

В. И. Смирнов (1954) выделяет шесть основных групп и двадцать типов, принимая за основу признак структуры рудных тел.

Ф. И. Вольфсон (1952) выделяет две группы и двадцать один тип, обращая внимание на преобладающие морфологические особенности. Недостатком этой классификации является отсутствие учета взаимоотношения рудных тел со вмещающими породами.

В. М. Крейтер (1956) отождествляет до некоторой степени понятие структуры месторождений и рудных тел и дополнительно обособляет понятие структуры рудных столбов. Он выделяет пять групп: 1) складчатые, 2) разрывные структуры перемещения, 3) трещинные, 4) кливажные микротрещинные, 5) трубчатые и другие сложные структуры. Внутри каждой из этих групп выделяются типы. Недостатками классификации являются разномасштабность выделенных структурных типов (третий и четвертый очень мелкие), а также отсутствие единого подхода к определению групп. Первые четыре выделены по типам деформаций, а последний — по морфологии. В пятой группе наименование типов и групп повторяется.

Позднее В. М. Крейтер (1961), рассматривая рудные тела по геометрическому признаку, выделяет три основные морфологические группы.

Н. И. Бородаевский (1960) большое внимание уделил изучению деталей строения рудного тела. Им выделено шесть типов рудных тел, различающихся по своему строению. Правильно отмечая роль и задачи структурных исследований рудных полей и месторождений в поисково-разведочном процессе, этот исследователь недостаточное внимание уделяет изучению структур рудных тел.

А. С. Великий (1961) выделяет три группы, подразделяющиеся на типы. Эта систематика представляет собой упрощенный вариант выше рассмотренных. Выделенные типы не охватывают все структурные позиции рудных тел. Автор, назвав третью группу — рудные тела в сложных структурах, дальнейшее подразделение производит по типам структур контактов.

П. М. Татаринев (1955, 1963), рассматривая формы рудных тел в зависимости от соотношения величины трех измерений в пространстве, выделяет четыре типа рудных тел: изометрические, трубообразные, плитообразные и сложной формы.

Е. П. Союшкин и др. (1960) большое значение придают изучению формы рудных тел, увязывая ее со структурой месторождения, составом, изменением руд и т. д.

Ф. И. Вольфсон (1960) разработал методику изучения и картирования рудных тел и месторождений в различных геологических условиях.

Классификация рудных тел С. А. Вахромеева (1961) мало отличается от классификации П. М. Татаринова (1955, 1963). Разница заключается в том, что С. А. Вахромеев (1961) по взаимоотношению с вмещающими породами дополнительно выделяет две подгруппы: сингенетические и эпигенетические тела.

И. В. Дорохин и др. (1961) рудные тела систематизировали по их форме.

Рассматривая существующие классификации, следует отметить, что использование выделенных некоторыми авторами структурных типов дает возможность более целеустремленно отыскивать рудные тела.

Наиболее полной является классификация А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1954).

СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ

Первая общая классификация рудных тел была предложена А. В. Королевым в 1936 г., которая в течение сорока лет проверялась и дополнялась. В ее основе положены следующие признаки:

а) отношение рудных тел к залеганию вмещающих осадочно-метаморфических и эффузивных пород (согласные, секущие тела);

б) отношение рудных тел к морфологии изверженных вмещающих пород (контактовые, согласные и секущие тела);

в) влияние особенностей состава вмещающих пород (избирательное замещение, экранирование);

г) характер деформаций вмещающих пород (складки, трещины скалывания или отрыва, массовое дробление пород);

д) специфические особенности геологических процессов (минерализационное оседание, вулканические трубки взрыва и др.).

На основе этой классификации составлены частные классификации структурно-морфогенетических типов для ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений — Н. А. Никифоровым (1969) и В. П. Федорчуком (1964), свинцово-цинковых — Х. А. Акбаровым и Т. М. Мариповым (1972), золоторудных — Ю. А. Авериним и др. (1962) и др.

При изучении типов рудных тел по отдельным рудным полям в зависимости от программы работ выбирается глубина исследований, которой подчиняется сбор полевых материалов. Например, рудные тела в Алтынтюпканском полиметаллическом рудном поле изучались В. А. Королевым и др. (1969) по следующим характеристикам: 1) классы рудных тел; 2) размеры: а) площадь поперечного сечения, б) длина по простиранию, в) ширина по падению, г) средняя мощность; 3) среднее содержание металла, %; 4) частота встречаемости, %; 5) количество контролируемых запасов; 6) основной рудоконтролирующий фактор; 7) характер усилий; 8) морфологические особенности рудных тел; 9) преобладающий состав: а) гидротермальных изменений, б) руд; 10) преобладающие условия размещения: а) структурно-литологический ярус, б) позиция; 11) характерные формы рудных тел (зарисовки). Эти показатели послужили основой при составлении структурно-морфологических типов рудных тел Алтынтюпканского рудного поля.

Используя частные классификации различных авторов, мы составили сводную классификацию структурно-морфологических типов рудных тел полиметаллических рудных полей Средней Азии (табл. 23).

Структурно-морфологические типы рудных тел эндогенных полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии

Группа	Тип	Ведущий рудоконтролирующий фактор	Структурная позиция
Согласные	1. Пластообразный	Избирательное дробление литологически обособленных горизонтов	В моноклиналях и на крыльях складок
	2. Седловидный	а. Отслоения слоистых пород в сводах антиклиналей (сочетание пластичных и подстилающих несущих пород) б. Дробление в сводах антиклиналей (сочетание относительно пластичных пород)	а. В осевых частях антиклиналей и прилегающих частях крыльев б. В сводах антиклиналей
	3. Корытообразный	Отслоения в донной части синклиналей (сочетание относительно хрупких пород с подстилающими породами, обладающими несущими свойствами)	В синклинальных и флексурных прогибах
	4. Куполовидный	Отслоение и дробление	На крыльях складок, осложненных мелкой складчатостью по падению и простиранию
Секущие	1. Жила	Нормальное приоткрывание	В разломах, в осевых частях антиклиналей и на крыльях
	2. Ленто- и линзообразный	Приоткрывание при сбросах	В искривлениях поверхностей разломов
	3. Столбчатый и трубообразный	а. Сдвиговые и сбросо-сдвиговые движения по разломам б. Дробление пород	а. В сопряжениях и разветвлениях трещин б. В пересечениях трещин
	4. Лестничная жила	Развитие в дайках лестничных трещин	В дайках интрузивных пород среди относительно пластичных
Дайковые	1. Ленто- и линзообразный	Дробление пород вдоль контактов даек	Вдоль поверхностей даек и их искривления
	2. Столбчатый и трубообразный и сложной формы	Совместные деформации даек и вмещающих пород	В искривлениях даек, внутри и на контактах искривленных разломами даек
Контактовые	1. Контактная плащеобразная залежь	Совместные деформации интрузивных тел, вмещающих пород	Согласные контакты интрузивных массивов с вмещающими слоистыми породами
	2. Контактное пластообразное тело	Сбросо-сдвиговые движения по тектоническому контакту:	В секущих контактах интрузивных массивов с вмещающими породами
	3. Контактные столбы, ленты и линзообразные тела	а. Пересечение контакта рудной трещиной б. Пересечение контактом благоприятного литологического горизонта	То же
	4. Контактное тело сложной формы	Осложнение контакта трещинами и дайками	В тектонических контактах
Сложные	1. Тело сложной формы	а. Сочетание благоприятного горизонта и секущего разлома б. Контакты интрузивных массивов с вмещающими породами, осложненные секущими разломами	а. В осевых частях антиклиналей б. В синклинальных прогибах
			в. В сложных контактах интрузивных массивов с вмещающими породами

В основу выделения групп и типов рудных тел положены принципы классификации А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965). В отличие от нее в самостоятельную группу выделяются дайковые тела (для которых характерны свои структурно-морфологические особенности), а среди согласных — внутри- и межформационные тела.

В предлагаемой классификации, как и у А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965), в основу взят морфогенезис рудных тел. При определении типа основное внимание уделялось рассмотрению структурно-литологических факторов их размещения.

Выделяются пять групп структурно-морфологических типов рудных тел: 1) согласные, 2) секущие, 3) дайковые, 4) контактовые и 5) сложные (табл. 23).

Согласные рудные тела подчиняются внутренним структурным элементам стратифицированных вмещающих пород и размещаются согласно с ними (рис. 47). Они широко развиваются в рудных полях, сложенных породами сланцевой, карбонатной и карбонатно-терригенной формаций. Свойственная этим породам физическая анизотропия при тектонических воздействиях способствует развитию в них явлений изгиба, сопровождающихся смещениями одних пластов относительно других.

Характер деформации и свойства пластов, обуславливающих возникновение согласных тел, подробно описаны А. В. Королевым и П. А. Шехтманом (1965).

В составе рассматриваемой группы выделяются тела в отслоениях деформированных пластов и избирательного замещения. В отслоениях они залегают в пластах неоднородного состава.

Среди согласных выделяются: седловидные и куполовидные залежи в отслоениях сводов антиклиналей (1, 2), корытообразные залежи в осевых и прилегающих частях впадин (3, 4), седловидные и куполовидные залежи в отслоениях сводов антиклиналей, переходящих в залежи на крыльях (5), линзы и линзовидные залежи в осложнениях, связанных с изменением углов падений (6, 7) и куполовидно-волнистые тела в сочетании усложнений по падению и простиранию (8), пластообразные тела в секущих контактах (9, 10), пластообразные контактовые залежи на крыльях и прогибах синклиналей (11, 12, 13).

Тела избирательного замещения образуются в проницаемых слабодислоцированных пластах, обладающих высокой пористостью и химической активностью. Примерами их являются внутри- и межформационные тела. Они образуют пластообразные залежи, линзы и ленты в моноклиналиях, на крыльях и в осевых частях складок.

Размеры согласных рудных тел колеблются по длине от 20 до 1000 и более, по ширине от 10 до 800 м и более и мощности от 2 до 30 м (табл. 24). Они наиболее широко развиты в согласных, сложных и отчасти контактовых и разрывных рудных полях (табл. 25). В согласных рудных телах сосредоточены основные запасы руды.

Секущие рудные тела приурочены к разрывным нарушениям, пересекающим поверхности стратификации и другие внутренние структурные элементы слонстых или массивных пород (рис. 48). В них пре-

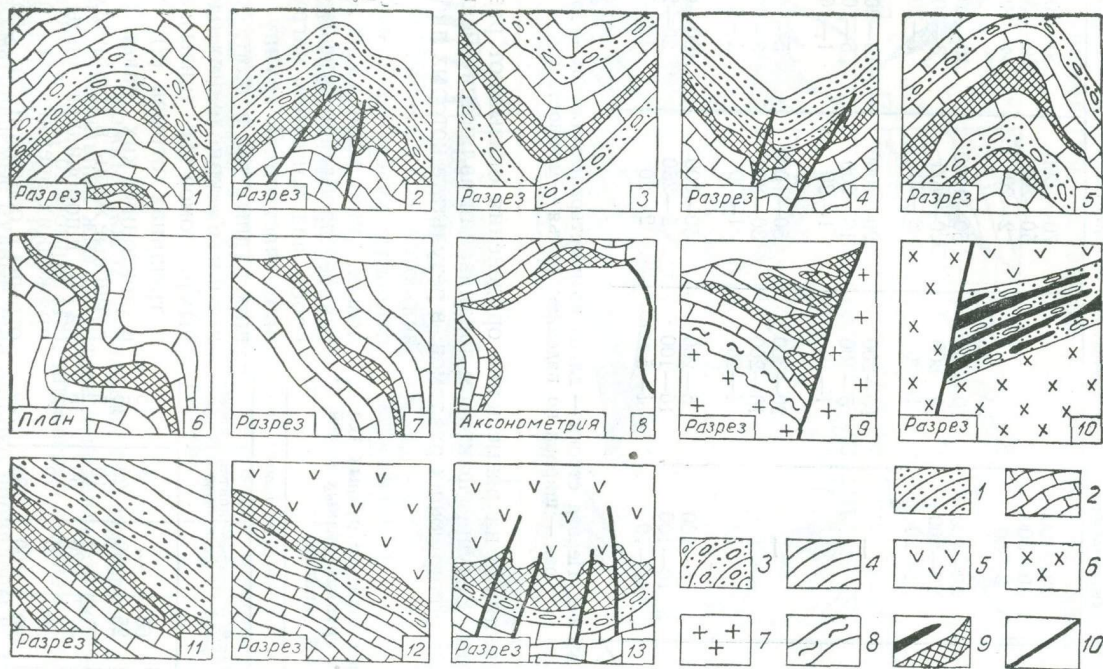


Рис. 47. Структурно-морфологические типы согласных рудных тел:

1 — песчаники; 2 — известняки и доломиты; 3 — базальные туфоконгломераты; 4 — сланцы; 5 — кварцевые порфиры;
6 — туфолавы дацитовых порфиров; 7 — гранодиориты; 8 — сланцы; 9 — рудные тела; 10 — разломы.

Средние размеры рудных тел в различных группах рудных полей
(в усредненных показателях)

Рудное тело	Рудное поле			
	складчатое	разрывное	контактовое	сложное
Согласное	20—1000 10—800 3—30	—	70—1000 50—200 2—20	50—800 50—350 4—10
Секущее	50—400 20—300 1—20	10—500 5—300 1—30	50—1000 20—900 2—30	10—1000 3—300 1—20
Дайковое	—	10—200 5—100 1—10	20—3000 10—200 1—20	10—200 5—100 1—10
Контактовое	—	20—300 10—200 1—20	50—1000 30—800 1—30	5—100 3—50 1—5
Сложное	5—200 10—100 1—10	5—200 10—100 1—5	50—500 5—250 2—20	100—400 20—200 10—30

Примечание. Первая строка — длина по простиранию (м) от — до; вторая — ширина по падению; третья — мощность.

обладающее влияние на размещение оруденения оказывают разрывные структуры. Ведущим фактором локализации являются смещения вдоль рудоконтролирующих разломов, в результате которых либо появляются ослабленные и при-

Таблица 25

Относительное значение рудных тел
в различных группах рудных полей
(% запасов)

Рудное тело	Рудное поле			
	складчатое	разрывное	контактовое	сложное
Согласное	60	—	5	15
Секущее	25	60	20	15
Дайковое	—	5	10	5
Контактовое	—	20	50	15
Сложное	15	15	15	50
Итого	100	100	100	100

открытые участки в самих разломах, либо происходит интенсивное дробление вмещающих пород под влиянием нагруженных участков. В группу секущих рудных тел входят: столбы и жилы в искривлениях одиночных разломов (1); линзы и жилы в трещинах отрыва (2); линзы в тектонических пакетах (3); рубцовые жилы в трещинах скола (4); шпоровидные жилы в сопряжениях оперяющих трещин отрыва с основной (5); сложные крутопадающие залежи в оперенных разломах (6); пологие и крутые килевидные залежи и столбы в сопряжениях основного разлома и трещин оперения (7); клинообразные тела в сопряжениях разломов (8); столбы, линзы, ленты

и штоки неправильной формы, возникшие при блокировании жилы пластовыми нарушениями (9); и трещин дайкой (11); жилы, ленты, гнезда и тела неправильной формы в пересечениях нескольких разломов (12, 13); гнезда в пересечениях крутых и пологих трещин (14); линзы, ленты и столбы в системах субпараллельных тектонических поверхностей (15); лестничные жилы между параллельными разло-

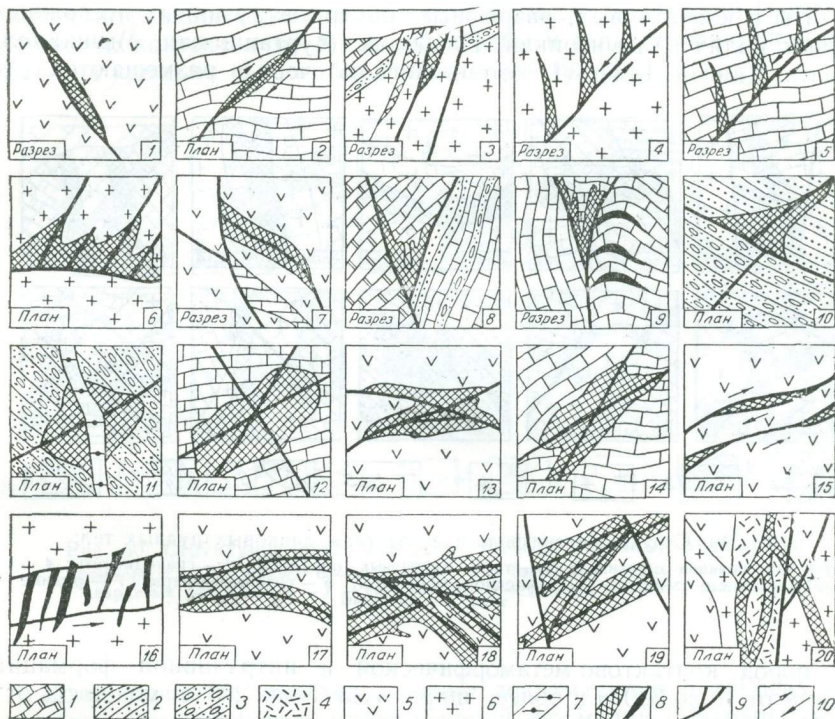


Рис. 48. Структурно-морфологические типы секущих рудных тел:

1 — известняки и доломиты; 2 — песчаники; 3 — базальные конгломераты; 4 — туфы кварцевых порфиров; 5 — гранодиорит-порфиры; 6 — гранодиориты и граниты; 7 — дайки диабазовых порфиритов; 8 — рудные тела; 9 — разломы; 10 — направления движения по разломам.

мами (16); сложные жилы, возникшие при повторных сколах вдоль ранних минеральных жил (17); тела неправильной формы в участках дробления между разломами (18); штокверки в зонах сочленения разломов (19); рубцовые тела (20).

Рассматриваемые рудные тела широко проявлены во всех группах рудных полей. Размеры их колеблются от средних до крупных — длина 10—1000 и более, ширина 5—900, мощность 1—30 м и более.

Дайковые рудные тела обладают иным составом и физическими свойствами, чем вмещающие породы, что влияет на особенности их дефор-

маций. По условиям образования они близки к контактовым — возникают в результате широкого развития метасоматических явлений, но по морфологии и структурной позиции резко отличаются (рис. 49). Среди дайковых тел выделяются: залежи и столбы, жилы, линзы, ленты и тела неправильной формы, которые образуются: 1) на участках блокирования секущими разломами пород, 2) внутри даек, осложненных разломами, 3) на контактах даек и в изгибах их контактов. Они широко развиты в контактовых, разрывных, внутри и ризивных и сложных рудных полях (Алтынтюпкан, Пайбулак, Кургашикан, Мышиккол, Чалата, Кансай, Боорду), которые в свою очередь размещаются сре-

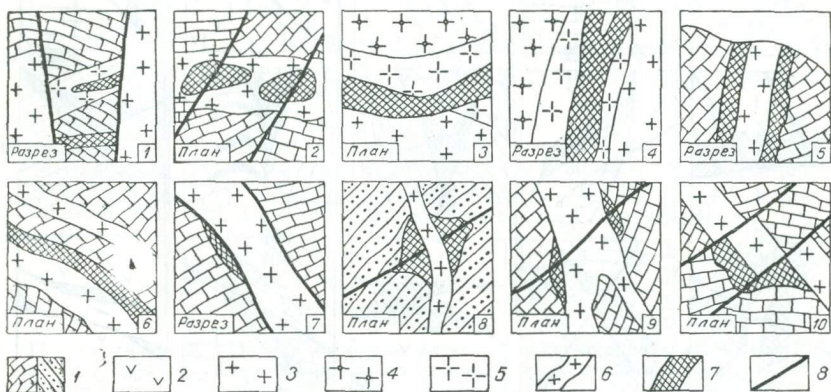


Рис. 49. Структурно-морфологические типы дайковых рудных тел:

1 — известняки и песчаники; 2 — туфы кварцевых порфиров; 3 — гранодиориты; 4 — лейкократовые граниты; 5 — гранодиорит-порфиры; 6 — гранит-порфиры; 7 — рудные тела; 8 — разломы.

ди пород контактово-метаморфической и интрузивной формаций. Длина от 10 до 300 м и более, ширина от 5 до 200 м, мощность от 1 до 20 м.

Среди них выделяются линзо-, ленто- и столбообразные тела внутри и на контактах даек с вмещающими породами (1—7), гнездообразные и тела неправильной сложной формы в изгибах и осложнениях даек рудоносными трещинами (8—10).

Контактные рудные тела приурочиваются к поверхности интрузивного контакта изверженных пород с различными вмещающими осадочными и осадочно-вулканогенными породами. Оруденение размещается в самих интрузивных породах непосредственно в зоне контакта и в породах кровли (рис. 50). Контакт имеет особое значение как поверхность раздела двух сред с различными физическими и химическими свойствами. Различие физических, в частности механических, свойств соприкасающихся пород (Королев, Шехтман, 1965), является одним из важных факторов, влияющих на размещение оруденения. При воздействии тектонических сил поверхность контакта, способная разлагать эти силы, легче подвергается скалыванию или разрыву,

чем сами контактирующие породы. Поэтому контакт часто представляет собой зону, причем более проницаемую, вдоль которой происходят смещения, сопровождающиеся приоткрыванием и дроблением пород.

Важным фактором, контролирующим размещение оруденения, является различие минерального и химического состава соприкасающихся пород. Среди контактовых рудных тел выделяются пластообразные контактовые залежи в согласных (1, 2) и секущих (3—5) контактах интрузивов со вмещающими породами; тела сложной формы — в сложных контактах (6—8); линзы, столбы и тела неправильной формы — на крыльях и прогибах синклиналей (9, 10).

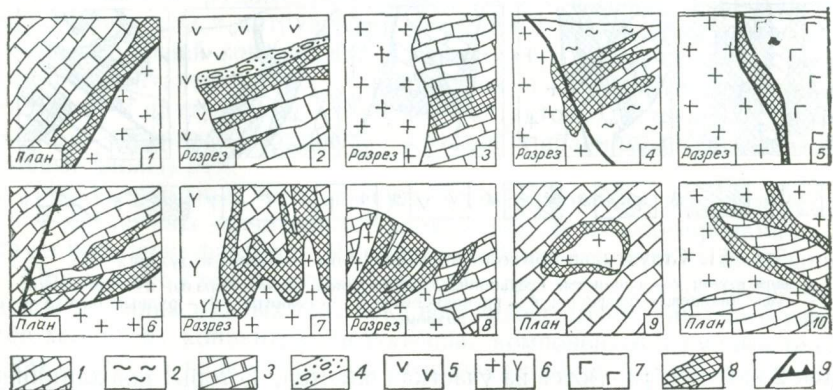


Рис. 50. Структурно-морфологические типы контактовых рудных тел:

1 — известняки; 2 — сланцы; 3 — доломиты; 4 — базальные конгломераты; 5 — туфы кварцевых порфиров; 6—7 — гранитоиды; 8 — рудные тела; 9 — разломы.

Контактные рудные тела обычно локализуются в породах контактово-метаморфической и интрузивной формаций. Размеры их колеблются в широких пределах: длина от 10 до 1000 м и более, ширина от 10 до 800, мощность от 1 до 30 м.

Сложные рудные тела характеризуются несколькими рудоконтролирующими факторами. Их число влияет на сложность формы рудных тел (рис. 51). Они широко проявлены в породах карбонатной, карбонатно-терригенной и контактово-метаморфической формаций. Среди них выделяются ленты, линзы и тела сложной формы внутри пластов и на контактах даек (1); почковидные тела в пересечениях разломами благоприятных горизонтов (2); контактовые столбы в пересечениях разломом интрузивного контакта (3); тела сложной формы на контактах даек и интрузивных массивов с вмещающими породами (4—6); тела сложной формы на контактах, осложненных разломами (7—9); рудные столбы в пересечениях интрузива и вмещающих пород дайкой (10).

Сложные рудные тела встречаются во всех группах рудных полей;

во многих сосредоточены основные запасы руд. Длина 5—500 м, ширина 10—250 м, мощность 1—30 м.

Характеризуя структурно-морфологические типы рудных тел, в целом необходимо отметить следующее. Согласно рудные тела преобладают в породах карбонатной и карбонатно-терригенной формаций

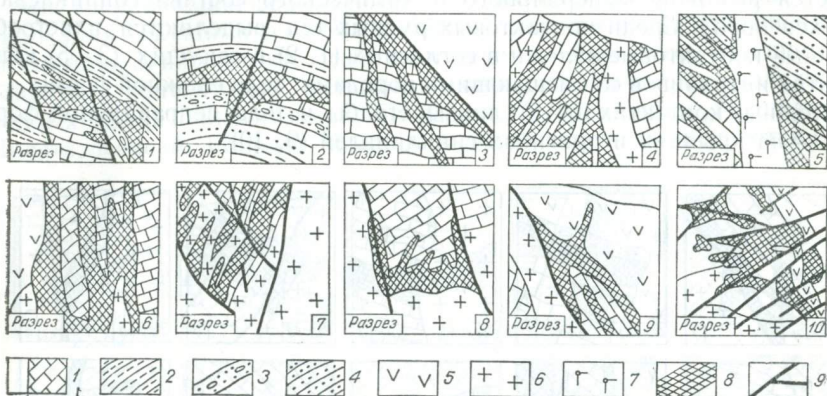


Рис. 51. Структурно-морфологические типы сложных рудных тел.

1 — известняки; 2 — глинистые песчаники; 3 — базальные конгломераты; 4 — песчаники; 5 — туфы кварцевых порфиров; 6 — гранодиориты; 7 — граниты; 8 — рудные тела; 9 — разломы.

(табл. 26). Они образуются на участках пластов, которые под влиянием различных причин становятся достаточно проницаемыми. Их возникновение связано главным образом со складкообразованием. Рудоотложение в них происходит как путем замещения, так и выполнения

Таблица 26

Относительное значение типов рудных тел в различных формациях

Рудное тело	Формация					
	сланцевая	карбонатная	карбонатно-терригенная	эффузивная	интрузивная	контактово-метаморфическая
Согласное	—	++	—	++	—	—
Секущее	++	++	—	+++	++	—
Дайковое	—	+	+	+	+	—
Контактовое	—	++	+	++	++	+++
Сложное	++	+++	+	++	++	++

Примечание. +++ преобладают; ++ встречаются в подчиненном количестве; + присутствуют наравне с другими; — отсутствуют.

пустот. Большое значение имеют состав и физико-механические свойства отдельных горизонтов, обуславливающие избирательное дробление более хрупких из них. Согласно рудные тела имеют, как правило,

весьма большие размеры и содержат основные объемы руд в рудных полях согласного типа.

Секущие рудные тела появляются во всех формациях и рудных полях; локализуются в связи с разрывной тектоникой различных масштабов (разломы различных порядков и трещины); характеризуются крупными размерами и значительными запасами.

Дайковые рудные тела развиты в пределах всех формаций за исключением сланцевой. Они возникают внутри и на контактах даек. Их морфология зависит от структуры даек и значительно отличается от контактовых. Они характеризуются преимущественно небольшими размерами.

Контактные рудные тела локализуются в породах контактово-метаморфической и интрузивной формаций. Их форма контролируется морфологией контактовой поверхности. Они возникают в основном на контактах пород карбонатной и карбонатно-терригенной формаций с интрузивной. Размеры контактовых рудных тел колеблются от средних до крупных, и они, как правило, содержат значительные запасы руд.

Сложные рудные тела присутствуют в породах всех формаций; в них заключены значительные запасы руд. В их формировании участвует несколько факторов. Размеры колеблются от мелких до средних.

При выборе схем разведки, особенно для составления каких-либо сводок по типам рудных тел, пока еще недостаточно внимания уделяется характеру концентрации полезных компонентов в рудных телах. И как следствие на практике геологоразведочных работ понятия «геологические» и «промышленные рудные тела» часто не различаются. Между тем, анализ накопившихся фактических материалов показывает, что оруденение во многих месторождениях рассеяно в продуктивных рудовмещающих горизонтах и образует непрерывное скопление. По характеру концентрации полезных компонентов рудные тела подразделяются на компактные и дисперсные.

Компактные рудные тела, по мнению П. А. Шехтмана (1968), характеризуются четкими геологическими контурами рудных тел со вмещающими породами, простыми формами, равномерным распределением вещества, преобладанием массивных руд и т. д. Широко развиты во всех рудных полях. Наиболее широко — в разрывных (Гудас, Тарыкан, Ачисай, Учкулач, Куртау и др.).

Дисперсные рудные тела характеризуются, наоборот, нечеткими геологическими границами, несовпадением промышленных и геологических контуров, постепенным переходом к вмещающим породам, сложными формами, неравномерным распределением вещества, развитием вкрапленной и прожилковой текстур и т. д. Они наиболее широко распространены в складчатых рудных полях (Сумсар, Миргалимсай, Хандиза, Джергалан), а также — в контактовых и сложных (Алтынтопкан, Кургашинкан, Курусай-Джангалык, Перевальное, Боорду, Мышиккол).

В последние годы в связи с широким применением механизации при разработке и снижением кондиций промышленное значение при-

обретают продуктивные рудовмещающие горизонты в целом. Изучение распределения оруденения внутри продуктивных горизонтов позволяет отличать геологические тела от промышленных и выбрать рациональную схему поисков, разведки и эксплуатации месторождений.

Таким образом, в зависимости от состава вмещающих формаций и структурных форм возникают различные морфологические типы рудных тел. На территории Средней Азии все рудные тела объединяются в 5 групп: согласные, секущие, дайковые, контактовые и сложные. Внутри групп выделяются от 6 до 15 структурно-морфологических типов рудных тел. Типизация рудных тел позволяет выбрать рациональную схему поисков, разведки и эксплуатации. Выявление особенностей размещения структурно-морфологических типов имеет большое значение в изучении рудоконтролирующих факторов и оценки их относительной значимости.

Глава V. СИСТЕМАТИКА ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ ПОЗИЦИЙ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Зная структурно-геологическую позицию известных рудных полей промышленно важных месторождений, можно по аналогии наметить перспективные площади для выявления новых рудных объектов.

Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин

Структурно-геологический тип рудного поля определяется составом, свойствами, структурными особенностями вмещающих пород и его геологической позицией. Рудное поле, как отмечает В. А. Королев (1971), является продуктом взаимодействия двух качественно различных геологических явлений — структуры вмещающих пород и процессов минерализации. Структура является атрибутивным свойством пород. Любой участок земной коры (в любой позиции) имеет ту или иную структуру. Однако далеко не во всех случаях она сопровождается оруденением. Следовательно, для нас представляют интерес те позиции, в пределах которых мог проявиться процесс эндогенной минерализации. Необходимость целеустремленного выявления тектонических структур, благоприятных для проникновения растворов, подчеркивалась в свое время В. М. Крейтером (1941), Ф. И. Вольфсоном (1953, 1955) и др.

Позиция рудного поля — это участок более крупной геологической структуры, в пределах которого проявилось совместное влияние нескольких структурных элементов, обеспечивающее поступление эндогенных растворов (Королев, 1971). Совместное влияние структурных элементов отражается в распределении тектонических напряжений и в появлении соответствующих видов деформаций вмещающих пород.

Задачей систематики позиций является выделение таких элементов крупных структур, которые позволяют проводить районирование площади с выделением участков однородного (в определенных пределах) тектонического режима. Важность такого районирования для прогнозных и металлогенических построений подчеркивается многими исследователями (Шаталов, 1965) и др.

Изучение закономерностей размещения эндогенных месторождений на какой-либо территории отмечает Е. Т. Шаталов (1965), завершается обычно металлогеническим районированием, выделением на металлогенических и прогнозных картах рудоносных площадей различного порядка.

Систематика структурно-геологических позиций

Геологическая формация	Положение в складчатой структуре	Положение относительно разломов
Сланцевая	Преимущественно в осевых частях антиклинальных зон и в отдельных антиклинальных складках	В условиях блокирования разломами
Карбонатная и карбонатно-терригенная	Преимущественно на крыльях антиклиналей. В изгибах, ундуляциях и на участках кулисообразного строения. Вдоль апофиз, даек и штоков интрузивных пород. В блокированных горст-антиклиналях и грабен-синклиналиях	Ближе к продольным разломам; между крупными продольными разломами
Эффузивная	В осевых частях и на крыльях синклиналильных прогибов	Непосредственно в крупных продольных и секущих разломах простого и сложного строения; в их искривлениях, пересечениях, сопряжениях
Интрузивная	Во внутренних частях антиклинальных зон и на их крыльях	В поперечных кососекущих разломах; в зонах глубинных разломов; на пересечениях глубинных разломов разломами и дайковыми поясами других направлений
Контактово-метаморфическая (сочетание карбонатной формации с интрузивной и эффузивной)	Преимущественно на крыльях складок	В зонах влияния контактовых, продольных и секущих разломов глубокого заложения; в зонах высокотемпературных процессов метаморфизма

полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии

Положение относительно интрузивных тел	Преобладающий тектонический режим	Преобладающие морфологические типы способы отложения руд	Примеры
Вдоль осей интрузивов центрального типа, сопровождается дайками и дайковыми поясами	Преимущественно нормальное сжатие к простиранию структур	Секущие и сложные: штокверки, линзы, ленты, столбы; в способе отложения преобладает метасоматоз	Сулеймансай Актюз
Удалены от интрузивов центрального типа, но могут сопровождаться отдельными дайками	Нормальное и продольное сжатие	Согласные, секущие, дайковые и сложные тела, метасоматоз и заполнение равноценны	Кассан Миргалимсай Курган Джергалан Кугитанг Сумсар Байджансай Канигут Кан Окуртау
Удалены от интрузивных массивов центрального типа, но сопровождаются единичными дайками и дайковыми поясами	Растяжение для разрывных структур, сжатие для складчатых	Секущие, реже согласные межформационные тела; преобладает заполнение	Тутлы I Кошмагат Тарыёкан Замбарак Канимансур Лашкерек Перевальное
В краевых частях интрузивных тел; во внутренних частях малых интрузивных тел (штоки, лакколлиты), в контактах интрузивных тел	Сжатие и растяжение	Жильные метасоматические и контактовые тела; преобладает заполнение	Гудас, Гранитогорск Беркут Кенкол Сардоб Канджол Боорду
В контактах с интрузивами центрального типа; с малыми интрузивными телами, дайками	Растяжение на высокотемпературных стадиях послемагматического процесса	Согласные и секущие контактовые залежи, сложные тела, реже трубообразные. Преобладает метасоматоз	Кошмансай Кургашинокан Алтынтопкан Курусай-Джангалык Пайбулак

Рудные поля и месторождения Средней Азии по своей геотектонической позиции располагаются в подвижных поясах, представленных разнообразными, но в целом линейно вытянутыми геотектоническими зонами. Как правило, они представляют собой чередование крупных антиклинорийных структур и синклиналильных прогибов. На переходах от одних к другим располагаются протяженные продольные разломы глубокого заложения; некоторые из них являются конседиментационными и служат границами фациальных зон.

Разломы более низкого порядка целесообразно систематизировать по их отношению к складчатым структурам. Таким образом, выделяются продольные, поперечные, кососекущие разломы и пологие надвиги. Последние могут иметь как продольное, так и секущее положение.

Задачей систематики позиций является выделение таких элементов геологического строения крупных структур, взаимодействие и сочетание которых определяет положение и структурный тип рудного поля, и позволяет проводить районирование площади с выделением участков однородного строения (Шаталов, 1965).

Большинство исследователей берут за основу районирования либо металлогенические признаки (Шаталов, 1965; Твалчрелидзе, 1962; и др.), либо историю геотектонического развития подвижных зон, усматривая в этом причину их металлогенической специализации (Смирнов, 1962; Билибин, 1948, 1955, 1961; Семенов, 1963; Хаин, 1962; и др.). На необходимость учета благоприятных геологических обстановок при поисках полезных ископаемых указывали В. М. Крейтер, Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко (1963).

Ф. И. Вольфсон и Л. И. Лукин (1964) систематизируют рудные поля по положению их в структурных этажах, а районирование территорий проводят с учетом особенностей их геологического развития. Выделяются различные геотектонические области: интрагеоантиклинали в геосинклиналях, внутренние прогибы, внутренние массивы, места сочленения геосинклиналей со щитами и платформами, тектонически нарушенные зоны в пределах щитов и платформ.

В предлагаемой ниже систематике структурно-геологические позиции размещения полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии определяются, во-первых, по положению в формации, а во-вторых, относительно морфологических элементов крупных складчатых и дизъюнктивных структур и интрузивных тел (табл. 27). Положение в формации отражает в значительной мере также и принадлежность к тому или иному структурному этажу, поскольку для Средней Азии развитие сланцев характерно для нижнего палеозоя; карбонатных толщ — для среднего палеозоя и вулканогенных образований — для верхнего палеозоя. Крупные интрузивы относятся обычно к телам центрального типа, залегающим в осевых частях антиклинальных структур.

Важное значение имеет определение тектонического режима, существовавшего в процессе минералообразования. К сожалению, материал по этому вопросу в большинстве рассматриваемых рудных полей либо отсутствует, либо носит случайный характер.

РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ В СЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ

Характеризуются монотонностью строения. В основаниях толщ часто развиты песчаники. В верхних частях разрезов сланцы ритмично чередуются с песчаниками и содержат горизонты эффузивов. В ряде районов под сланцами залегают либо кристаллические породы фундамента, либо известняки нижнего палеозоя (кембрий, силур). Наличие жестких пород в основании сланцевых толщ определяет широкое развитие в них спокойных складок. Разломы нередко проявляются как воны окварцевания и серицитизации.

Интрузивные тела формируются в центральных частях складок. Они образуют либо вытянутые вдоль антиклинальных структур массивы, либо штокообразные тела, приуроченные к поперечным поднятиям.

Рудные поля и месторождения приурочиваются преимущественно к сводовым частям антиклинальных зон (Актюз, Сулеймансай). Как обязательный элемент выступает блокирование крыльев крупными продольными (субпараллельными) или сходящимися разломами. При этом оруденение обычно удалено от ограничивающих разломов и контролируется более мелкими косесекущими дизъюнктивными нарушениями. Снижение интенсивности оруденения вблизи разломов обусловлено уплотнением вмещающих пород и уменьшением их проницаемости под влиянием концентрации тектонических напряжений.

Преобладающий тектонический режим во время послемагматического минералообразования — сжатие, ориентированное нормально к простиранию складчатой структуры. В связи с этим наиболее интенсивные деформации протекают в сводовых частях антиклинальных структур. При наличии предварительного окварцевания сланцы подвергаются интенсивному дроблению, вдоль секущих разломов происходят сдвиги, в результате которых развиваются оперяющие трещины отрыва, заполненные кварцевыми и другими жилами. При сочетании нескольких формаций (подстиланье сланцевой толщи карбонатной) в сводах складок и на прилегающих частях крыльев развиваются отслоения, к которым и приурочены рудные поля. Дорудные изменения вмещающих пород протекают преимущественно метасоматическим путем (окварцевание, серицитизация). В способе отложения оруденения наряду с метасоматозом проявляется отложение в пустотах.

Рудные поля и месторождения представлены ограниченным числом типов. Это главным образом поля в сложных разломах (Сулеймансай) и в крупных сжатых антиклиналях, осложненных разломами с образованием складчатой структуры (Актюз).

РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КАРБОНАТНОЙ И КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННОЙ ФОРМАЦИЯХ

Слагают в основном среднепалеозойский структурный этаж. Для этих формаций характерно наибольшее разнообразие структурно-геологических позиций. Чаще всего они размещаются на крыльях крупных

антиклинорных структур вблизи продольных разломов глубокого заложения. Обычно удалены от интрузивных тел центрального типа, но могут сопровождаться дайками интрузивных пород.

Положение рудных полей и месторождений определяется, как правило, различного рода осложнениями структуры. При изгибах в плане во внутренних частях подвижных зон, сложенных мощными толщами карбонатных осадков (до 2—3 км), подстилаемых хрупкими породами, возникают сложные кулисообразные складчатые структуры, осложненные секущими и продольными разломами (Сумсар).

При наличии сложного разреза (Учкулач), когда карбонатные толщи подстилаются относительно более жесткими (эффузивы), во внутренних частях виргаций, обращенных в сторону общего изгиба складчатой структуры, возникают сколовые секущие нарушения, формирующие блоковую структуру площади. При этом часто образуются клинообразные блоки, обращенные широкой частью к внешней стороне изгиба и испытывающие выжимание в том же направлении. Образование клинообразных структур объясняется появлением при изгибе осевого продольного сжатия, под влиянием которого возникают секущие разломы. Результаты моделирования изгиба в плане на оптически активных материалах показали, что концентрация напряжений происходит на участках максимального изгиба складок.

Рудные поля и месторождения в этих условиях формируются обычно вблизи сопряжения секущих и продольных нарушений. В подобных условиях размещается, например, Учкулачское рудное поле (участок Дальний). При наличии ундуляции рудные поля локализируются на крыльях поперечных прогибов, в переключательных замыканиях структур. В этих условиях возникают дизъюнктивные нарушения разнообразных направлений, контролирующие размещение рудных тел преимущественно сложного и секущего типа.

Нередко благоприятными позициями оказываются пересечения складчатых структур разных направлений. Так, Сумсарское рудное поле приурочено, с одной стороны, к крылу Сумсарской антиклинали северо-западного простирания, а с другой — к северному крылу Кураминского антиклинория, в области его северо-восточного переключательного замыкания. Характерно, что при этом крыло Сумсарской антиклинали имело тенденцию к опусканию, а крыло Кураминского антиклинория — к воздыманию. Таким образом, площадь рудного поля оказалась в условиях «борьбы» различных тектонических режимов — сжатия и растяжения. В результате рудное поле приобрело необычайно сложное строение, характеризующееся развитием большого числа мелких складок и дизъюнктивных нарушений.

Крупные дизъюнктивные нарушения, являющиеся границами рудных полей, оказывают в этих условиях непосредственное влияние на их структуру. Наиболее сильные складчатые и дизъюнктивные деформации развиваются под влиянием тех участков, которые при данном региональном плане деформаций оказывались в нагруженном состоянии. В то же время поступление минерализующих растворов определяется наличием и положением разгруженных, более пронизываемых уча-

стков. Например, в Сумсаре сколы северо-западного направления приурочены к перегибу поверхности Большого Кушартского разлома, образованного переходом от нагруженной к разгруженной грани, а рудные тела причленяются к разгруженным приоткрытым участкам разломов. В Учкулачском рудном поле (центральный участок) подавляющее число согласных рудных тел локализовалось в структурах расслоения на крыле антиклинальной складки третьего порядка, блокированного нагруженной гранью продольного разлома, а поступление растворов происходило по смежным разгруженным граням.

Преобладающий тектонический режим, соответствующий времени формирования структур рудного поля и минерализации, как правило,— сжатие, нормальное к простиранию главных складчатых элементов. При этом формируются продольные крутые взбросы, под влиянием которых происходят отслоения на крыльях и в осевых частях мелких антиклинальных складок. При наличии изгибов структур в плане наряду с косесекущими нарушениями возникают пологие поперечные надвиги, сопровождающиеся дроблением пород вдоль поверхности надвига.

В этих позициях наиболее широко распространены согласные рудные поля и месторождения и среди них поля в изгибах, ундуляциях и периклинальных замыканиях антиклиналей (Миргалимсай, Курган, Джергалан, Хандиза), а также в антиклиналях, осложненных разрывами и дайками (Кугитанг, Сумсар, Байджансай, Аксоран). Ограниченно распространены рудные поля в моноклиналях и одиночных антиклиналях. Разрывные рудные поля и месторождения менее значительны. Это поля в оперенных разломах — Канигут, Танаверды, в сложных — Ачисай. Среди контактовых — поля и месторождения вдоль апофиз, даек и штоков интрузивных пород (Ташбулак, Кумышкан, Учочак). Сложные рудные поля и месторождения описываемой формации количественно имеют меньшее значение. Расположены в блокированных горст-антиклиналях и грабен-синклиналях (Кансай, Учкулач, Мышиккол).

В этих позициях возникают различные структурно-морфологические типы рудных тел: согласные, секущие и сложные.

РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ЭФФУЗИВНОЙ ФОРМАЦИИ

Сложены преимущественно кислыми и средними разновидностями вулканогенных пород верхнего палеозоя. Базальные горизонты эффузивных толщ обогащены терригенным и в том числе, карбонатным материалом. Наиболее распространены в Кураминской, Чаткальской, Зайлийской зонах и на Северном Памире. Накопление эффузивов происходило в областях крупных поперечных прогибов, синклиналях и в мульдах проседания (Арапов, 1965).

В эффузивной формации благодаря высокой хрупкости пород преобладают рудные поля и месторождения разрывного типа. Согласные занимают подчиненное положение. Они располагаются в осевых частях синклинальных прогибов (Перевальное) и на их

крыльях (Тутлы-1), приурочиваясь чаще всего к нижним частям разрывов и горизонтам хрупких (кислых) пород, которые избирательно подвергаются более интенсивному дроблению (Замбарак). Андезитовые порфириты, обладающие обычно более высокой плотностью и низкой проницаемостью, могут экранировать оруденение.

Среди разрывных преобладают рудные поля и месторождения в сложных разломах, связанные с участками их искривления, разветвления и пересечения (Канимансур, Чукурджилга и др.). Разломы, контролирующие их размещение, формируются обычно в мульдах проседания крупных тектонических блоков (Арапов, 1965), со всех сторон ограниченных разломами. С этими разломами могут быть связаны локальные кальдеры опускания, приуроченные к палеовулканическим аппаратам. Выполненные разнородным хрупким и проницаемым экструживным материалом, они оказываются весьма благоприятными для размещения эндогенного оруденения. К образованиям подобного типа приурочено рудное поле Лашкерек.

Рудные поля и месторождения, как правило, удалены от крупных интрузивных тел центрального типа, но сопровождаются дайками и дайковыми поясами. Преобладающий тектонический режим, соответствующий времени формирования разломов и минерализации, — растяжение. В разломах развиваются сбросы. Минерализация представлена жилами, сформировавшимися в условиях нормального приоткрывания (Замбарак, Тарыэкан, Караташкотан).

В верхних горизонтах пород, слагающих мульды, на фоне синклинального прогиба может развиваться сжатие. При этом верхние части разломов оказываются закрытыми. В таких структурах могут формироваться флюоритовые месторождения, не выходящие на поверхность, как это отмечается в Канимансурском рудном поле.

В случаях, когда эффузивная формация подстилается карбонатной, в условиях сжатия возникают рудные поля и месторождения в синклинальных прогибах и на крыльях, связанные с отложениями вдоль поверхностей налегания эффузивов и деформациями пород нижних горизонтов. В способе отложения оруденения преобладает заполнение. Метасоматоз имеет подчиненное значение и наиболее широко представлен в рудных полях и месторождениях согласного (Хандиза) и сложного (Перевальное) типа.

РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ИНТРУЗИВНОЙ ФОРМАЦИИ

Поля и месторождения разрывного типа, связаны как с элементами наложенной тектоники, так и прототектоники. Первые преобладают благодаря однородности состава интрузивных пород и высокой их способности к сохранению приоткрытых полостей, оруденение может иметь большой вертикальный размах. Относительно складчатых элементов структур рудные поля и месторождения в интрузивных формациях размещаются как во внутренних частях антиклинорных зон, так и на их крыльях, приурочиваясь преимущественно к местам поперечных поднятий.

В крупных интрузивных массивах они тяготеют к периферическим зонам, глубинным разломам, контактам более молодых интрузивных тел (Боорду). В малых интрузивных телах (штоки, лакколиты и т. д.) они могут размещаться во внутренних частях и занимать весь объем.

Рудные поля и месторождения, связанные с крупными глубинными разломами тяготеют к участкам искривлений (Сардоб). К ребрам, разграничивающим нагруженные и разгруженные участки, приурочиваются сколы, которые и контролируют положение рудных полей и месторождений (Гудас). На завершающих стадиях тектономагматического цикла в зоне глубинных разломов сначала формируются интрузивные штокообразные тела, а затем в местах пересечения их более поздними разломами — рудные поля и месторождения (Боорду).

В тектонических блоках, ограниченных субпараллельными или сходящимися нарушениями, развиваются сложные разломы. Возникают системы рудоносных жил (Канджол).

Тектонические условия характеризуются в одних геотектонических зонах сжатием, а в других — растяжением. Например, некоторые свинцово-флюоритовые месторождения Гиссара формировались в условиях сжатия. Локализация оруденения в этих месторождениях контролируется в основном изменением углов падения и взбросовыми движениями по рудовмещающим разломам. Рудные тела имеют форму лентовидных жил, вытянутых по простиранию разломов. В Кураминской зоне многие рудные поля и месторождения в простых и сложных разломах локализовались при сбросовых смещениях, сопровождавшихся сдвигами. Месторождения имеют форму крутопадающих жил большого вертикального размаха (Гудас).

Рудные тела представлены секущими в большинстве сложными и контактовыми типами. В способе отложения оруденения преобладают заполнения. Метасоматоз проявляется только на ранних стадиях, когда протекали процессы высокотемпературного изменения пород — скарнирование, альбитизация, серицитизация и др.

РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ

Они формируются преимущественно на контакте карбонатных и интрузивных пород (Кошмансай, Алтынтопкан, Курусай-Джангалык, Кумышкан), реже в контакте известняков с эффузивами (Пайбулак) и в редких случаях на контакте интрузивных пород между собой (Боорду).

А. В. Королев и П. А. Шехтман (1965) выделяют контактовые поля в согласных (подобных) и секущих контактах интрузивов; системы оруденелых ксенолитов и скиалитов в эндоконтактовых зонах интрузивов и рудных зон прожилково-вкрапленных руд в секущих контактах.

Рудные поля в контактово-метаморфической формации располагаются чаще всего на крыльях, реже в осевых частях крупных антиклинальных структур, приурочиваясь к осложняющим их поперечным поднятиям и прогибам, в осевых частях антиклиналей второго и третьего порядков. Во всех случаях находятся в зонах влияния глу-

бинных или крупных продольных разломов (Алтынтопкан, Чалата и др.).

Породы контактово-метаморфической формации могут быть связаны с интрузивными телами самых различных масштабов, морфологических типов и петрографического состава. Рудные поля согласного типа локализуются обычно в связи с крупными интрузивными массивами гранитоидных пород, имеющих подобные контакты, вдоль которых с интрузивом соприкасаются породы одного горизонта (Кошмансай).

Рудные поля с преобладанием секущих контактовых тел приурочиваются также к малым интрузивным штокообразным телам и дайкам (Ташбулак, Чалата). Чаще всего породы контактово-метаморфической формации возникают в связи с интрузивными породами гранитоидного состава (граниты, гранодиориты; Кошмансай), реже более среднего (кварцевые диориты; Курусай-Джангалык).

Тектонический режим в процессе формирования рудных полей и месторождений в контактово-метаморфической формации существенно изменялся. Ранние высокотемпературные стадии протекали, как правило, на фоне общего снятия напряжений. Поэтому в согласных рудных полях и месторождениях контактовые образования типа скарнов возникали при общем сползании кровли интрузивов по наклонным поверхностям контактов (Кошмансай). В рудных полях и месторождениях секущего типа в момент скарнообразования происходили преимущественно сбросовые смещения (растяжения), сложенные незначительными сдвигами. На поздних стадиях они сменялись взбросами и сдвигами, указывающими на сжатие (Алтынтопкан и др.).

В контактово-метаморфических рудных полях и месторождениях развиваются контактовые, секущие и сложные рудные тела. Преобладают контактовые и сложные. В способе отложения минерализации резко преобладает метасоматоз. Его значение на ранних стадиях максимально снижается по мере развития процесса, уступая место заполнению на поздних стадиях.

Анализ распределения типов рудных полей и месторождений показывает, что сходные структурные типы могут появляться в различных формациях и позициях. Так, рудные поля и месторождения в простых и сложных разломах известны как в осадочных, так и магматогенных формациях, создавая сходные по морфологическим особенностям месторождения. Складчатые поля и месторождения, связанные с изгибами антиклинальных структур и осложненными их разломами всех рангов, проявляются во всех видах осадочных формаций. То же можно сказать и о сложных полях, устанавливаемых почти в каждой формации.

На структурные особенности позиций накладывают отпечаток не столько структурный этаж, сколько литологические особенности формаций. В сланцевых толщах моноклинально залегающие крылья складок, находящиеся в зоне влияния разломов благодаря концентрации напряжения вдоль них, оказываются слабее деформированными и хуже проницаемыми. Поэтому рудные поля и месторождения тяготеют к осевым частям антиклиналей и к секущим разломам. В карбо-

натных и карбонатно-терригенных формациях, наоборот, оптимальные условия тектонических деформаций создаются на крыльях складок вблизи продольных разломов в горстовых и грабеновых блоковых структурах, разделенных субпараллельными разломами. Хрупкие породы эффузивных формаций легче всего подвергаются тектоническим деформациям при растяжении. Участвуя с осадочными породами в процессах складчатости, они образуют либо отслоения вдоль осей синклинальных прогибов, либо в них возникают зоны сложных разломов. Большое значение приобретают вулканические аппараты как структуры глубокого заложения, выполненные разнородным материалом.

Таким образом, наиболее благоприятными геолого-структурными позициями для размещения рудных полей и месторождений являются изгибы антиклиналей; складки, осложненные разломами и дайковыми поясами; оперенные и сложные разломы; блокированные горст-антиклинали и секущие контакты интрузивных массивов с вмещающими породами.

Глава VI. ДЕТАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-ПРОГНОЗНЫЕ КАРТЫ — ОСНОВА ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕСТО- РОЖДЕНИЙ

Задачей таких карт является — показать закономерности размещения полезных ископаемых, предсказать новые возможные площади распространения оруденения.

Д. И. Щербаков

Геолого-структурные типы эндогенных полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии характеризуются рядом специфических особенностей строения, которые определяют методику составления детальных геолого-прогнозных карт рудных полей и месторождений.

Детальные геолого-прогнозные карты как метод непрерывного суммирования и обобщения фактического материала показывают в объемном изображении фактическое и предполагаемое размещение полезных ископаемых и обеспечивают таким образом решение вопросов, связанных не только с выяснением размещения руд по качеству, но и с количественным учетом ресурсов месторождения (Шехтман, 1962; Шехтман и др., 1969).

Как отмечает П. А. Шехтман (1962), с помощью геолого-прогнозных карт успешно решаются задачи, встающие перед геологом-разведчиком. Так, наличие изогипс позволяет оценить глубину залегания полезного ископаемого и определить оптимальную глубину поискового бурения.

Геолого-прогнозные карты полиметаллических рудных полей и месторождений непрерывно пополняются на всех этапах геолого-разведочного процесса. По мере совершенствования работ составляются более детальные геолого-прогнозные карты и планы (прогнозные карты месторождений, участков и планы рудных тел). В процессе составления прогнозных карт для уточнения деталей геологического строения (прослеживание осей складок, разломов, рудовмещающих горизонтов и т. д.) рудных полей и месторождений предусматривается выполнение специального объема горно-буровых работ.

Детальные геолого-прогнозные карты рудных полей и месторождений позволяют изучить морфологию рудоконтролирующих поверхностей, предсказать условия деформации вмещающих пород и, таким образом, предвидеть типы рудных тел в каждой позиции, обосновывая ожидаемые условия их размещения и масштабы оруденения, в конечном

счете наметить направление дальнейших работ и выбрать наиболее рациональную схему поисков новых рудных тел на флангах месторождений.

Составление детальных геолого-прогнозных карт опирается на количественную оценку рудоконтролирующих факторов и установление их корреляции с оруденением. При составлении прогнозных карт используется комплект карт. Вместе с разрезами они отражают условия и интенсивность проявления всех геологических образований, которые необходимо рассматривать как факторы размещения оруденения.

Геолого-прогнозные карты рудных полей и месторождений строятся на различных структурных основах в зависимости от геолого-структурных типов рудных полей и месторождений (табл. 28). Их масштабы определяются сложностью геологического строения и степенью изученности месторождения. Обычно они строятся на геолого-структурной основе. Поскольку в рудных полях в каждой геолого-структурной группе размещение оруденения контролируются разными факторами, методика составления геолого-прогнозных карт имеет специфические отличия.

Геолого-прогнозные карты складчатых рудных полей и месторождений строятся с учетом приуроченности оруденения к отдельным благоприятным пластам. Карта строится на структурной основе, на которой в изогипсах показывается рельеф поверхности рудовмещающего горизонта.

Геолого-прогнозные карты разрывных рудных полей и месторождений строятся с учетом приуроченности оруденения к разломам, находящимся в благоприятной позиции. Условия размещения оруденения изучаются путем составления вертикальных проекций рудоконтролирующих поверхностей.

Геолого-прогнозные карты контактовых рудных полей и месторождений в зависимости от типа контакта — согласного или секущего — строятся на разных геолого-структурных основах (вертикальные проекции в изолонгах и горизонтальные проекции контактовых поверхностей в изогипсах). На них в изолиниях отстраивается рельеф контактовой поверхности, а также другие рудоконтролирующие элементы.

В сложных рудных полях и месторождениях для анализа размещения оруденения и разработки методики разведки служит комплект структурных и тектонических карт, вертикальных проекций, карт размещения гипогенной минерализации.

При количественном прогнозировании полиметаллического оруденения используется комплект карт. Геологические составляют основу всех построений. Поэтому, приступая к составлению детальных геолого-прогнозных карт, необходимо иметь кондиционную карту рудного поля, месторождения. Геологические карты вместе с разрезами отражают условия и интенсивность проявления всех геологических образований, которые необходимо рассматривать как факторы размещения оруденения.

Типы геолого-прогнозных карт эндогенных

Геолого-структурная группа	Геологическая формация	Структурно-геологическая позиция
Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием на размещение оруденения деформаций, связанных со складкообразованием (складчатые рудные поля и месторождения)	Карбонатная, карбонатно-терригенная, эффузивная, сланцевая	В осевых частях антиклиналей и на их крыльях, осложненных разломами
Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием на размещение оруденения деформаций, связанных с разрывной тектоникой (разрывные рудные поля и месторождения)	Интрузивная, эффузивная, карбонатная	В искривлениях и опережениях сбросов, взбросов и сдвигов в сопряжениях и пересечениях двух и более разломов
Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием контактовой поверхности интрузивных тел на размещение оруденения (контактовые рудные поля и месторождения)	Контактово-метаморфическая, интрузивная, карбонатная	В согласных и секущих контактах интрузивных массивов с вмещающими слонстыми породами; внутри и на контактах, искривленных и осложненных разломами даек
Рудные поля и месторождения, в которых на размещение оруденения оказывают влияние сочетания деформаций, связанных со складкообразованием и разрывной тектоникой (сложные рудные поля и месторождения)	Карбонатно-терригенная, интрузивная, эффузивная и контактово-метаморфическая	В крупных сжатых антиклиналях, осложненных разломами

Полиметаллических рудных полей и месторождений

Преобладающий структурно-морфологический тип рудных тел	Главнейшая рудоуправляющая структура	Структурно-тектоническая основа	Тип геолого-прогнозных карт	Примеры
Пластообразные залежи, куполовидные и седловидные тела в отслоениях и расслоениях благоприятных пластов	Поверхности расслоения благоприятных горизонтов	Структурные карты в изогипсах кровли или подошвы рудовмещающего горизонта; тектонические карты с выделением участков однородного геологического строения	Геолого-прогнозные карты со складчатой структурой	Сумсар, Миргалимсай, Хандиза
Линзы, ленты и столбы в искривлениях и пересечениях разломов	Крупные разломы простого и сложного строения	Тектонические и структурные карты; вертикальные проекции поверхностей разломов в изолонгах	Геолого-прогнозные карты с разрывной структурой	Ачисай, Канимансур, Замбарак, Лашкерек, Канджол, Гудас
Контактовые залежи, линзы, ленты, столбы в подобных и секущих контактах интрузивных тел с вмещающими породами	Поверхности контактов интрузивных массивов с вмещающими породами	Структурная карта в изогипсах или изолонгах контактовой поверхности интрузивных массивов с вмещающими породами	Геолого-прогнозные карты со структурой контакта интрузива	Алтынтопкан, Курусай, Кошмансай, Ташбулак, Кумышкан
Тела неправильной и сложной формы	Крупные разломы сложного строения; складки, осложненные разломами	Комплект структурных и тектонических карт; вертикальные проекции рудоуправляющих поверхностей	Геолого-прогнозные карты со сложной структурой	Кансай, Мышиккол, Учкулач

Тектонические карты определяют пути движения минерализирующих растворов и особенности деформации пород. Они отражают сочетание структурных элементов, морфологические особенности разрывных нарушений и кинематику геологических тел, а также позволяют определять положение рудоподводящих каналов. Характер проявления тектонических факторов исследуется экспериментально с помощью оптического и других видов моделирования.

Структурные карты выполняют взаимосвязь между структурными элементами и размещением минерализации.

Детальные геолого-прогнозные карты синтезируют результаты геолого-структурного, тектонического, минералого-геохимического и других исследований, выражение в корреляционных связях между оруденением и всеми факторами, контролирующими его размещение. Они служат основой для направления поисково-разведочных работ.

Детальные геолого-прогнозные карты составляются еще в начальной стадии изучения и в процессе всего периода разведки постепенно пополняются. Методика составления геолого-прогнозных карт для разных геолого-структурных типов полиметаллических рудных полей имеет ряд отличий.

В складчатых полиметаллических рудных полях и месторождениях размещение оруденения контролируют преимущественно складчатые структуры (Королев, Шехтман, 1954). Здесь широко развиты согласные рудные тела, размещение которых зависит от относительного расположения рудовмещающих пластов с различными свойствами. Основой методики разведки служат структурные карты в изогипсах кровли или подошвы рудовмещающего пласта, либо другой стратиграфической поверхности, контролирующей размещение оруденения. Разведка ориентируется на прослеживание направлений осей складок, рудоподводящих разломов, смещения по ним и других структурных элементов, с которыми оруденение связано теснее всего. Эта задача может успешно решаться комбинированием разведочных линий и профилей с вертикальными или крутонаклонными разведочными пересечениями.

Вертикальный размах оруденения определяется мощностью литологически благоприятных горизонтов и условиями их залегания. В этих условиях поисково-разведочные работы следует ориентировать на оконтуривание площади распространения оруденения и на выявление деталей внутреннего строения, определяющих размещение обогащенных крутопадающих секущих тел. Первая задача может решаться с развитием разведочных профилей вкrest основных структурных элементов. Отдельные пересечения должны вскрывать полную мощность благоприятной рудовмещающей пачки (горизонта). Разведку секущих рудных тел (если они содержат более богатое оруденение) следует проводить линиями, последовательно наращивая глубину по профилям

В разрывных рудных полях и месторождениях оруденение локали-

зуется в крутопадающих трещинных структурах. Широко развиваются секущие рудные поля. Оруденение размещается преимущественно в интрузивных и вулканогенных формациях и приурочивается чаще всего к крутопадающим трещинам. В зависимости от тектонического режима (сжатие, растяжение) оно локализуется либо в виде крутопадающих столбов (при сдвигах), либо в форме пологих или слабонаклонных лентообразных линз (при взбросах), либо сложных эшелонированных, кулисообразных тел в сложных разломах (растяжение). Главными факторами размещения являются или приоткрывания самой рудовмещающей поверхности или развитие трещин оперения и их систем. Основное влияние на размещение оруденения секущего типа оказывает форма поверхности разлома.

Основой для разработки методики поисково-разведочных работ должна служить тектоническая карта, построенная с учетом результатов изучения форм поверхности разломов на вертикальных проекциях в изолонгах. В этих проекциях выделяются ребра, определяющие морфологический тип поверхности и оконтуриваются грани по их состоянию во время минералообразования — нагруженные, разгруженные.

Геолого-структурная съемка, сопровождающая поисково-разведочные работы, ориентируется на выявление структурных особенностей, позволяющих судить о морфологии рудоконтролирующих разломов (пучки оперяющих трещин, различные сочетания трещин отрыва и скола, характер гидротермальных изменений и т. д.). Разведка должна ориентироваться на выявление условий залегания рудного тела в плоскости разлома; морфологии поверхностей разломов, определяющих характер деформации пород, их граней; изменения направлений при переходе в другие по составу и свойству породы. Широко должно применяться комплексное изучение их зон, включающее геолого-структурное картирование и геофизические методы.

В контактовых рудных полях и месторождениях ведущими рудоконтролирующими факторами являются состав пород, контактирующих с интрузивами, формы контактовых поверхностей, характер тектонических движений вдоль их и наличие рудоподводящих структур. Роль последних нередко играет сама контактовая поверхность. Наиболее распространенной рудовмещающей породой являются скарны. Часто тектонические условия скарнов и содержащегося в них оруденения оказываются различными. Скарны, как правило, формировались на фоне растяжения, а оруденение — в условиях сжатия. В согласных контактовых полях и месторождениях оруденение широко распространено по площади. На размещение скарнов и оруденения влияют формы контактовых поверхностей, наличие секущих элементов — даек и трещин. Благоприятны логообразные прогибы кровли, участки, падающие в ту же сторону, но более круто, линия сопряжения секущих элементов с пологим контактом.

Основой для анализа размещения оруденения служит структурная карта контактовой поверхности в изогипсах, на которой оконтурив-

ваются участки и зоны проявления всех факторов. Большое значение имеют геофизические исследования, позволяющие выявить основные черты морфологии контактовой поверхности, а также специальные петрографические, минералогические работы, изучение ореолов контактового метаморфизма, позволяющее конкретизировать положение благоприятных для руд позиций.

Разведка проводится профилями, ориентированными по падению контактовой поверхности вдоль структурных элементов, контролирующих размещение оруденения. Особое внимание уделяется изучению морфологии контактовой поверхности, соотношению согласных и секущих контактов, сочетанию контактирующих пород и характеру смещения вдоль контактовых поверхностей.

Основой для разработки рациональной методики разведки служат структурная карта рудовмещающего горизонта в изогипсах и вертикальная проекция контакта в изолонгах. На последней реставрируется система разгруженных граней, служивших рудовмещающими каналами. В тех случаях, когда оруденение размещается вдоль всей контактовой поверхности по падению и простиранию, основой анализа размещения оруденения служит вертикальная проекция в изолонгах.

При наличии благоприятного рудовмещающего горизонта разведка ориентируется в первую очередь на установление его складчатой структуры.

В случае размещения оруденения вдоль всей секущей контактовой поверхности разведка должна проводиться профилями, ориентированными на оконтуривание морфологических особенностей контакта, контролирующих размещение обогащенных рудных столбов, линз и лент.

В рудных полях и месторождениях со сложным размещением руд для анализа размещения оруденения и разработки методики разведки служит комплект структурных и тектонических карт, вертикальных проекций, карт размещения гипогенной минерализации. Они отражают взаимоотношение всех структурно-тектонических элементов, определяющих общую структуру поля, месторождения и размещения всех типов рудных тел. В связи с тем, что в строении рудных полей участвует, как правило, несколько формаций пород, возникает необходимость составления структурных карт для выявления структурных особенностей каждой формации. Сложные рудные поля отличаются разнообразием морфогенетических типов и условий их размещения. Наряду с согласными телами широкое, часто преобладающее развитие, имеют секущие, сложные, контактовые тела.

Структурный анализ размещения оруденения приобретает в этих полях решающее значение. Методика разведки совмещает в себе разведку линиями и профилями. Разведочные линии располагаются с расчетом выявления особенностей складчатой структуры участка, установления его границ. Разведочные профили прослеживают структурные элементы, контролирующие оруденение по падению.

Рудные поля складчатого типа, а также согласные контактовые легче других доступны для структурного анализа. В них рудоконтролирующие факторы более выражены и, следовательно, надежнее экстраполируются. Основные элементы их распознаются уже с помощью геологического картирования, многие надежно могут быть установлены и прослежены геофизическими методами. Разведка должна быть ориентирована на проверку и уточнение структурных форм, разрывов вмещающих пород, на изучение надрудных ореолов метаморфизма и рассеивания, прослеживание рудоподводящих разломов и изучение их морфологических особенностей.

Таким образом, при изучении и разведке полиметаллических месторождений наряду с другими исследованиями большое значение должно уделяться составлению детальных геолого-прогнозных карт.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эндогенные полиметаллические рудные поля и месторождения размещаются во всех формациях. Наиболее благоприятными для размещения рудных полей и месторождений являются карбонатная, контактово-метаморфическая и интрузивная формации; наименее благоприятная — сланцевая.

Сопоставление данных о распределении промышленных эндогенных рудных полей и месторождений по формациям с их геохимической характеристикой показывает, что промышленные месторождения многих элементов локализуются преимущественно в тех формациях, кларки данного элемента в которых наименьшие. Другими словами, распределение элементов в формах концентрации и рассеяния антиподальны. Практическое значение этого вывода заключается в том, что поиски крупных свинцово-цинковых месторождений с богатыми рудами следует проводить в первую очередь в тех формациях, которые больше способствуют концентрации данного элемента. Наличие антиподальности указывает на существование определенной связи между процессами формирования геохимического фона и локализации месторождений. Это дает основание для постановки вопроса о необходимости более глубокого изучения природы кларков.

Выделяются четыре группы рудных полей и месторождений — складчатые, разрывные, контактовые и сложные, объединяющие 16 типов. Относительное значение выделенных типов в геологических формациях различно. В пластичных формациях (сланцевая, карбонатная, карбонатно-терригенная) преобладают складчатые рудные поля и месторождения. В эффузивной и интрузивной — секущие. Контактные рудные поля и месторождения связаны преимущественно со структурами контактов и характером тектонических движений вдоль них. Сложные рудные поля и месторождения возникают при различных сочетаниях пластичных и хрупких толщ между собой и с разломами. Разрывные структуры играют особую роль как пути рудообразующих растворов во всех типах рудных полей и месторождений. Про-

дуктивность формаций резко различная. Наибольшее количество рудных полей и месторождений приурочено к породам карбонатной, эффузивной и контактово-метаморфической формаций, наименьшее — сланцевой (2).

Размещение полиметаллических рудных полей и месторождений на территории Средней Азии, как и в других районах мира, отличается неравномерностью. Выделяется ряд рудных узлов, характеризующихся интенсивным проявлением минерализации. Рудные узлы характеризуются сложной геологической обстановкой, присутствием большого числа разломов и различными их направлениями, т. е. они приурочены к местам наибольшей тектонической нарушенности. При этом, чем сложнее геолого-тектоническая обстановка, тем разнообразнее структурные типы рудных полей и месторождений. В большинстве рудных узлов имеются полиметаллические месторождения, содержащие главную массу запасов и образующие как бы центры, вокруг которых группируются более мелкие, но все же промышленные месторождения и большое число мелких рудопроявлений. В настоящее время известно несколько таких узлов: Алтынтопканский свинцово-цинковый в контактовой формации; Канимансурский свинцово-серебряно-висмутовый в эффузивной формации; Учкулачский колчеданно-полиметаллический в карбонатно-терригенной формации; Лашкерекский свинцово-серебряный в эффузивной формации; Гава-Сумсарский медно-полиметаллический в карбонатно-терригенной и интрузивной и др.

Анализ распределения рудных полей и месторождений по различным геотектоническим зонам свидетельствует о том, что в каждой зоне возможно выявление новых рудных полей. В Средней Азии нет «запрещенных» зон для поисков полиметаллических рудных полей и месторождений. Таким образом, необходимо целенаправленно искать полиметаллические месторождения, а также рудные узлы, которые в Средней Азии находят довольно часто. Следует провести ревизию площади Лашкерекских свинцово-серебряных месторождений и ряда других рудоносных площадей с большим числом мелких месторождений и с благоприятными геолого-структурными позициями. Главная роль в оценке перспектив новых рудных полей и месторождений должна принадлежать литолого-структурным факторам.

Важное значение приобретают комплексность поисковых методов (включая и геофизические) и широкое использование региональных геофизических исследований, увязывающих рудные узлы с особенностями глубинного строения земной коры. Дальнейшие работы по полиметаллам необходимо вести в следующих направлениях: систематические поиски новых месторождений преимущественно богатых руд в районах действующих предприятий. В районе Карамазара поиски должны охватывать площади развития интрузивов; в Восточном Карамазаре, Северо-Восточной и Южной Фергане поиски должны быть направлены на подошвенные горизонты карбонатно-терригенной толщи среднего палеозоя.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947.
- Абдуллаев Х. М. Влияние состава вмещающих пород на формирование постмагматических месторождений. Юбилейный сборник, посвященный 25-летию УзССР, Ташкент, Изд-во АН УзССР 1949.
- Аверин Ю. А. О морфологии рудных тел низкотемпературных месторождений золота. Ученые записки САИГИМСа, вып. 7, 1962.
- Акбаров Х. А., Маринов Т. М., Структурно-морфологические типы рудных тел Сумсарского полиметаллического рудного поля. В кн. «Геология рудных районов и месторождений Средней Азии, методы изучения и разведки». М., Изд-во «Недра», 1972.
- Амирасланов А. А. Основные типы месторождений свинца и цинка. М., Геолтехиздат 1957
- Арапов В. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта «Узб. геол. журнал», 1965, № 5
- Бабаяев К. Л. Принципы геологического районирования в связи с составлением металлогенических и прогнозных карт. «Советская геология» 1964, № 5.
- Бабенков М., Вольфсон Ф. И., Титов В. Н. Основные черты структуры месторождения Центральный Кансай. В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля». М., Изд-во «Наука», 1965.
- Бабенков М., Сафонов Ю. Г., Титов В. Н. Структурные особенности месторождения Королево В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля», М., Изд-во «Наука», 1965.
- Бакланов А. М., Брагин И. К., Эргашев С. Б. Замбарак-Тарыканское рудное поле. В кн. «Рудные поля Карамазара», т. II, Душанбе, Изд-во «Ирфон», 1972.
- Баранов В. Д. Соотношение складок дизъюнктивных нарушений и сланцеватости и их роль в контроле полиметаллического оруденения Греховского рудного поля. Труды ИГЕМ, вып. 82, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Белевцев Я. Н. Структуры железорудных месторождений. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961а, № 8.
- Белевцев Я. Н. Структурные условия образования рудных месторождений. Киев, Изд-во АН УССР, 1961б.
- Беликова Б. П. [и др.]. Методы исследования физико-механических свойств, горных пород. В кн. «Физико-механические свойства горных пород», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Белоусов В. В. Общая геотектоника М.—Л., Госгеолтехиздат, 1948.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.

- Берч Ф., Шерер Д. Ж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М., 1949.
- Бетехтин А. Г. К вопросу об изучении рудных месторождений. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1939, № 2.
- Бетехтин А. Г. [и др.]. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 4.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Бородаевская М. Б. Структурные условия локализации рудных тел в колчеданных месторождениях Южного Урала. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. М., 1960. Труды ЦНИГРИ.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948.
- Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана. Изд-во Геол Комитета, 1913.
- Великий А. С. Структуры рудных полей. Изд. ЛГУ, 1961.
- Власова М. И., Николаев С. В. Пористость эффузивных пород Восточного Карамазара и ее влияние на локализацию полиметаллического оруденения. «Вестник МГУ», 1959, № 4.
- Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР 1951.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1953.
- Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», М., Изд-во АН СССР, 1955 а.
- Вольфсон Ф. И. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов. В кн. «Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений». Труды ИГ АН СССР вып. 162, М., 1955 б.
- Вольфсон Ф. И. Главнейшие типы свинцово-цинковых месторождений. «Советская геология», сб. 53, 1956.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Вольфсон Ф. И., Лезин С. И. Основные черты структуры свинцово-цинковых месторождений Эльбрусского рудного поля «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.
- Вольфсон Ф. И., Луккин Л. И. Структурно-геологическая позиция рудных полей эндогенных месторождений. В кн. «Литологические факторы размещения оруденения в рудных районах», М., Изд-во «Недра» 1964.
- Вольфсон Ф. И., Титов В. Н. Основные особенности геологического строения Кансайского рудного поля. В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля», М., Изд-во «Наука», 1965.
- Вольфсон Ф. И. [и др.]. Структурно-морфологические особенности некоторых свинцово-цинковых месторождений Приаргунья. «Изв. АН СССР», сер. геол. 1971, № 1
- Джапаридзе М. Н. Некоторые вопросы трещинной тектоники Квайсинского свинцово-цинкового месторождения, Труды ИГЕМа, вып. 82, М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Дорохин И. В. [и др.]. Методика разведки полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Дортман Н. Б., Трунина В. Е., Хорева Б. Я. Плотность горных пород. В кн. «Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР», М., Изд-во «Недра», 1964.

- Ермаков Н. П. Структуры локализации полезных ископаемых. Труды ВНИИП, т. 7, 1962.
- Жемчужников Ю. А. Угленосные толщи как формации. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1955, № 5.
- Заварицкий А. Н. Физико-химические основы изверженных горных пород. Л., Научхимтехиздат, 1926.
- Иванкин П. Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Илаев М. Г. Физические свойства полиметаллических руд. В кн. «Физические свойства горных пород и полезных ископаемых». М., Изд-во «Недра», 1964.
- Карасик М. А. Послемагматические рудные поля и их классификации. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Кийко Е. Т. Полиметаллическое месторождение Гудас. В кн. «Рудные поля Карамазара», т. II, Душанбе, Изд-во «Ирфон», 1972.
- Клепперт С. Я. К геолого-минералогической характеристике месторождения Пайбулак (Северо-Западный Карамазар). В сб. «Геология, петрология эндогенных месторождений Средней Азии». М., Изд-во «Недра», 1972.
- Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Королев А. В. Структура рудных полей и месторождений. Стеклограф. издание Средаз. индустр. ин-та, Ташкент, 1936.
- Королев А. В. Состояние представлений о генезисе и условиях локализации послемагматических месторождений Средней Азии. Труды ИГиГ АН УзССР, № 2, Ташкент, 1948.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., Изд-во «Недра», 1965.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методика их геологического анализа. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Классификация послемагматических рудных полей. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Королев В. А., Овечкин В. В., Фатхуллаев Ш. Д. Изменение некоторых физических свойств пород Актюзского района в зависимости от структурных факторов. Труды I Симпозиума по физико-механическим свойствам горных пород верхней мантии земной коры, М., Изд-во «Наука», 1968.
- Королев В. А. Принципы оконтуривания геолого-структурных позиций рудных полей гидротермальных месторождений для целей детального прогнозирования. «Бюллетень ВИЭМС», 1971, № 3.
- Королев В. А. [и др.]. Характеристика эндогенной рудоносности главнейших рудовмещающих формаций Средней Азии. В кн. «Геология рудных районов и месторождений Средней Азии, методы их изучения и разведки», М., Изд-во «Недра», 1972.
- Королев В. А. Общие вопросы моделирования структур рудных полей. Тезисы докладов Всесоюзного семинара по эксперименту и моделированию в структуробразующих процессах рудогенеза. Ротапринт. Новосибирск, 1973.
- Краснов Е. Г. Канимансур-Караташкотанское рудное поле. В кн. «Рудные поля Карамазара», т. II, Душанбе, Изд-во «Ирфон», 1972.
- Крейтер В. М. Поиски и разведка полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1940.
- Крейтер В. М. О классификации структур рудных полей и месторождений. «Советская геология», 1941, № 6.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Крейтер В. М. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Ч. 1, М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Крейтер В. М., Горжевский Д. И., Козоренко В. Н. Группировка благоприятных геологических обстановок для поисков промышлен-

- ных месторождений полезных ископаемых. «Геология рудных месторождений», 1963, № 3.
- Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификации магматических формаций. В кн. «Материалы ко II Всесоюзному петрографическому совещанию», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Успехи петрографии в России. Л., Изд-во Геол. комитета, 1923.
- Левоник Б. С. Вопросы экономической геологии. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ломоносов М. В. О слоях земных (1758—1763), М. Госгеолтехиздат, 1949.
- Лукин Л. И., Солюшкин Е. П. Структуры гидротермальных месторождений и некоторые вопросы их изучения. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 3.
- Лукин Л. И. [и др.]. Рудное поле Чукурджилга. В кн. «Рудные поля Карамазара», т. II, Душанбе, Изд-во «Ирфон», 1972.
- Малиновский Е. П. Структуры трубообразных тел Смирновского месторождения. В кн. «Структуры рудных полей и месторождений», М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Мирходжаев И. М. Околорудные изменения вмещающих пород — поисковые критерии на слепые рудные тела. «Узб. геол. ж.», 1959, № 5.
- Мирходжаев И. М. Околорудный метаморфизм и его роль в типизации полиметаллических месторождений в Кураминском хребте. «Узб. геол. ж.», 1961, № 2.
- Мирходжаев И. М. Литологический контроль размещения полиметаллических месторождений в Кураминском хребте. «Узб. геол. ж.», 1961, № 3.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Л., Госгеотехиздат, Изд. первое, 1932; изд. второе, 1933; изд. третье (в двух томах), 1955—1956.
- Наследов Б. Н. Карамазар. Изд. ТПЭ. Л., 1933.
- Некрасов Е. М. Структурные особенности свинцово-цинкового месторождения Учочак. В кн. «Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара», М., Изд-во «Недра», 1972.
- Некрасов Е. М., Тишкин А. И. Структурные условия локализации оруденения и минеральный состав рудных жил месторождений Замбарак-Тарыэканского рудного поля. В кн. «Рудные поля Карамазара», т. II. Душанбе, Изд-во «Ирфон», 1972.
- Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное орудение Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во «Илим», 1969.
- Николаев В. А. Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Попов В. И. О литологическом изучении осадочных формаций Узбекистана. «Социалистическая наука и техника», 1937, № 8.
- Попов В. И. Очерки литологии (учение о геологических формациях). Очерк первый. «Что такое литология?» «Изв. АН УзССР», 1947, № 2.
- Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., Изд-во «Недра», 1966.
- Поярков В. Э. Классификация геологических типов ртутных и сурьмяных месторождений. «Разведка и охрана недр», 1962, № 11.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Пэк А. А. К вопросу о причинах движения гидротермальных растворов. «Геология рудных месторождений», 1965, № 3.
- Розанов Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения. «Геология рудных месторождений», 1961, № 2.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. В кн. «Учение об осадочных породах», Л.—М., Госгеотехиздат, 1953.
- Семенов А. И. О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР. «Геология рудных месторождений», 1963, № 4.
- Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеотехиздат, 1947.
- Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведки месторождений. Изд. МГУ, 1954.

- Смирнов В. И. Металлогения синклиналей. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V, М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Изд-во «Недра», 1965.
- Смирнов С. С. Успехи в области теории образования магматогенных рудных месторождений. Юбил. сб. АН СССР, т. 2, М., 1947.
- Сонюшкин Е. П. [и др.]. Картирование и изучение рудных тел. В кн. «Изучение структур рудных полей и месторождений», М. Госгеолтехиздат, 1960.
- Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 5, № 8.
- Тарасов В. А. Условия формирования скарново-полиметаллических месторождений Курусайского рудного поля. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., Изд-во «Недра», 1966.
- Тетяев М. М. Тектоника рудных полей жильного типа. «Советская геология», 1940, № 8, № 9.
- Тимченко И. П. Характеристика физико-химических свойств некоторых типов массивных существенно кварцевых пород. В сб. «Физико-механические свойства горных пород», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Титов В. Н. Месторождение Северный Кантау. В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля», М., Изд-во «Наука», 1965 а.
- Титов В. Н. Месторождение Новый Камарсай. В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля». М., Изд-во «Наука», 1965 б.
- Титов В. Н. Месторождение Шевчуковское. В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля». М., Изд-во «Наука» 1965 в.
- Титов В. Н., Бабенков В. М. Месторождение Северный Кантау. В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля», М., Изд-во «Наука», 1965.
- Турлычкин В. М. Канджольское рудное поле. В кн. «Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара». М., Изд-во «Недра», 1972.
- Усов М. А. Фации и формации горных пород. В кн. «Вопросы геологии Сибири» (памяти М. А. Усова), М., Изд-во АН СССР, 1945.
- Усов М. А. Фации и формации горной породы. В кн. «Основные идеи М. А. Усова в геологии», Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1960.
- Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., Изд-во «Недра», 1964 а.
- Федорчук В. П. О структурно-морфологических типах рудных тел ртутно-сурьмяных месторождений. Труды САИГИМСа, вып. 4, Ташкент, 1964 б.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Т. IV, Л., Госхимиздат, 1939.
- Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Хаин В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. Бюллетень «МОИП», отд. геол., т. 25 (6), 1950.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Изд-во «Недра», 1973.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). «Бюллетень МОИП», отдел. геол., т. 27 (5), 1952.
- Хетчиков Л. Н., Гарбузов П. С. О температурах растрескивания сфалерита и галенита скарново-полиметаллических месторождений Тетюхе. «Геология рудных месторождений», 1964, № 4.
- Чехович Е. Д. Свинец и цинк. В кн. «Курс месторождений полезных ископаемых», М., Изд-во «Недра», 1964.

- Ш а т а л о в Е. Т. Некоторые предложения о принципах классификации рудоносных площадей. «Узб. геол. ж.», 1961, № 6.
- Ш а т а л о в Е. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей. В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов», М., Изд-во «Недра», 1965.
- Ш а т с к и й Н. С. О развитии земной коры. «Советская геология», т. 9., 1939, № 8.
- Ш а т с к и й Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., Изд. Моск. общ. испыт. природы, 1945.
- Ш е х т м а н П. А. Принципы и методика составления детальных геолого-прогнозных карт рудных полей послемагматических месторождений. «Советская геология», 1962, № 2.
- Ш е х т м а н П. А. Принципы и методы разведки эндогенных месторождений Ротапринт. Изд. САИГИМСа, Ташкент, 1968.
- Ш е х т м а н П. А., А к б а р о в Х. А., К о р о л е в В. А. Типы рудных полей Средней Азии. В кн. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений», М., Изд-во «Наука», 1964.
- Ш и х и н Ю. С. Такелийское рудное поле. В кн. «Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара», М., Изд-во «Недра», 1972.
- Ш м у л е в и ч А. Д. [и др.]. Металлогения свинцово-цинкового оруденения Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IX, М., Изд-во «Наука», 1970.
- Щ е р б а к о в Д. И. Пути развития геологии в СССР. «Природа», 1957, № 11.
- Щ е р б и н а В. В. К геохимии зоны окисления рудных месторождений. «Советская геология», сб. 43, 1955.
- Я к о в л е в П. Д., О л е н и н В. В. Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканогенными формациями. «Изв. вузов», сер. геол. и разв., 1965, № 2.
- Я н и ш е в с к и й Е. М. [и др.]. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- W i n c h e l l N. H. and W i n c h e l l H. V. Glossary of mining and geological terms (Iron ores of Minnesota) Bull. Geol. Surv. Minn. 6, Minneapolis, 1891.
- N e w h o u s e W. H. e d i t. Ore deposits as related to structural features, Prins. Univ. Press. London, 1942.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Г л а в а I. Общие сведения о полиметаллических месторождениях Средней Азии	5
История изучения полиметаллических месторождений Средней Азии	5
Некоторые особенности геологического строения полиметаллических месторождений	7
Некоторые особенности полиметаллических месторождений	11
Основные черты металлогении свинцово-цинкового оруденения Средней Азии	14
Некоторые вопросы экономики свинцово-цинкового сырья Средней Азии	16
Г л а в а II. Характеристика главнейших рудовмещающих формаций Средней Азии	17
О понятии «формация»	20
Характеристика геологических формаций Средней Азии	20
Г л а в а III. Геолого-структурные типы рудных полей и месторождений	43
Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием складчатых форм на размещение оруденения (складчатые)	49
Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием разрывных нарушений на размещение оруденения (разрывные)	72
Рудные поля и месторождения с преобладающим влиянием контактовой поверхности интрузивных тел на размещение оруденения (контактовые)	106
Сложные рудные поля и месторождения	137
Г л а в а IV. Характеристика структурно-морфологических типов рудных тел	157
Г л а в а V. Систематика геолого-структурных позиций рудных полей и некоторые закономерности их размещения	171
Г л а в а VI. Детальные геолого-прогнозные карты — основа при поисках и разведке месторождений	182
Заключение	190
Литература	192

Хабибулла Асатович Акбаров

**ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Утверждено к печати Ученым советом САИГИМСа

Редактор *Л. Ежова*
Технический редактор *Р. Ибрагимова*
Корректор *Т. Валеева*

Р05343. Сдано в набор 17/XII-74 г. Подписано к печати 17/XII-75 г. Формат 60 × 90²/₁₆. Бум. тип. № 1. Бум. л. 6,25. Печ. л. 12,5. Уч.-изд л. 12,0. Изд. № Н—4. Тираж 500. Цена 1 р. 30 к. Заказ 4-553.

Набрано и от матрицировано на книжной ф-ке им. М. В. Фрунзе Республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, Харьков. Донец-Захаржевская, 6/8.

Отпечатано в типографии изд-ва «Фан» УзССР, г. Ташкент, проспект М. Горького, 79.
Адрес изд-ва: г. Ташкент, ул. Гоголя, 70.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «ФАН» УзССР В 1975 г.

вышли в свет:

**Коллектив. Записки Узбекистанского отделения
Всесоюзного минералогического общества, вып. 28.**

В книге рассматриваются вопросы минералогии, геохимии и геологии рудных и нерудных полезных ископаемых Узбекистана. Раскрываются новые особенности размещения и формирования месторождений цветных, благородных и редких металлов на территории республики.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов — петрографов, минералогов и геохимиков, изучающих вопросы геологии и рудоносности.

Коллектив. Минералы Узбекистана (в 4-х томах), т. II.

В книге описаны элементы, сульфиды и их аналоги, окислы, галогениды, кислородные соли и другие соединения. Характеризуются минералогические провинции и парагенетические особенности. Большое внимание уделено признакам ведущих минералов, минералогическим поисковым признакам.

Издание рассчитано на минералогов, геохимиков, петрографов, геологов.

Цена 1 р. 30 коп.

1396