

ЧУ – ИЛИЙСКИЙ РУДНЫЙ ПОЯС

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

Ордена Трудового Красного Знамени Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева, Институт гидрогеологии и гидрофизики, Институт горного дела, Институт металлургии и обогащения, Институт экономики

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР

Южно-Казахстанское геологическое управление, Центрально-Казахстанское геологическое управление, Казахский институт минерального сырья, Казахское гидрогеологическое управление

ЧУ-ИЛИЙСКИЙ РУДНЫЙ ПОЯС

ГЕОЛОГИЯ ЧУ-ИЛИЙСКОГО РЕГИОНА

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ:

РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

Научные руководители и редакторы:
А. А. АБДУЛИН, В. М. ВОЛКОВ, Г. Н. ЩЕРБА (главный редактор)

Соредакторы тома:
О. В. ИВАНОВ, В. П. КОНЯЕВ, В. А. НАРСЕЕВ,
И. В. ОРЛОВ, Н. П. СЕНЧИЛО

АЛМА-АТА·1980

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

РУДНЫЕ
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



Издательство «НАУКА» Казахской ССР

УДК 553.3'4(574.52)

Чу-Илийский рудный пояс. Полезные ископаемые. Рудные полезные ископаемые. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1980.
288 с.

В работе на основании новейших материалов проведено районирование Чу-Илийского рудного пояса и определены рудные зоны и узлы, выделены рудные формации и дано описание месторождений нескольких десятков эндогенных и экзогенных рудных формаций (черные, цветные, благородные, редкие металлы), многие из которых представлены промышленными типами. Это первое систематическое описание разнообразных полезных ископаемых рудного пояса (свыше 2200 точек) с учетом последних данных и современного состояния знаний.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением рудных формаций, поисками и оценкой месторождений.

Ил. 86, табл. 19, библ. 54.

Ч $\frac{20803—002}{407(07)—80}$ 57.80.1904050000

© Издательство «Наука» Казахской ССР, 1980 г.

ВВЕДЕНИЕ

Полезные ископаемые Чу-Илийского рудного пояса были известны еще в древности. Об этом можно судить по находкам каменных орудий: молотков, скребков, топоров, наконечников копий и стрел. Древние карьеры эпохи бронзы сохранились практически на всех медных месторождениях: Кенказгане, в районе Шалгии, Кендыктасе, Шатырколе и др.

Планомерные геологические исследования, поиски полезных ископаемых в районе были начаты лишь в конце 20-х годов экспедицией под руководством Д. И. Яковлева (1941).

Можно выделить три основных периода поисково-разведочных работ.

Довоенный период. Начатые исследования постепенно расширялись и привели к открытию десятков рудопроявлений меди, свинца, вольфрама, олова главным образом в южной части региона. В военное время уже в небольшом объеме добывался вольфрам.

Послевоенный период (1945—1970 гг.) характерен наращиванием объемов поисково-разведочных работ, резким увеличением геофизических, геохимических исследований, выявлением и разведкой медных (Шатырколь и др.), молибденовых (Шалгия и др.), редкометальных (Караоба и др.) и других промышленных месторождений, что стимулировалось также введением в эксплуатацию железной дороги Моинты — Чу, которая пересекла регион с севера на юг и связала Центральный Казахстан с Южным. Были завершены сводные работы по геологии, магматизму, тектонике, составлены сводные карты. К концу периода объем разведки и поисков несколько сократился вследствие их завершения по некоторым объектам. Получение отрицательных результатов по многим из этих объектов снизило интерес к региону.

В *современный период* (1970—1978 гг.) усилились научно-исследовательские работы, в частности, были проведены комплексные исследования региона по так называемой Чу-Илийской проблеме, выдвинутой институтом в 1968 г. с целью переоценки перспектив региона именно как рудного пояса. Ресурсы минерального сырья этого пояса, согласно новым геологическим идеям [роль глубинных подвижных зон, ступенчатое развитие земной коры (Щерба, 1970)], должны значительно превосходить уже установленные. Обнадеживал и положительный итог к тому времени завершенной работы по Успенскому рудному поясу («Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. 1—6, 1968).

За прошедшие десятилетия регион неоднократно вызывал к себе интерес в связи с новыми открытиями и падение его из-за неоправдавшихся надежд. Причина тому — сложность геологических условий региона (стратиграфия, тектоника, магматизм, металлогения), обилие мелких непромышленных объектов. Такое отношение привело в конечном итоге к тому, что регион оказался слабо изученным, несмотря на сравнительно большие объемы проведенных здесь работ. Объекты оценивались лишь сезонными партиями, не хватало времени на обобщение и обдумывание результатов текущего бурения, горных работ, не выполнялся принцип непрерывности и взаимосвязи в получении и анализе материалов. В таких условиях отдельные «буровые уколы» не могли служить надежной основой для правильной оценки объектов. Там же, где работали стационарные партии (Шатырколь, Караоба, Шалгия и др.), получен конкретный положительный результат не только по главным объектам, но оказался основательно изученным и прилегающий район, где выявлялись новые промышленные месторождения (район Кендыктаса, Солнечное и др.).

В этих условиях вновь повысить интерес к региону без новых открытий, естественно, оказалось делом трудным; потребовались новые научные исследования и новые идеи (публикации монографий 1972—1973 гг.).

В результате совместными усилиями геологических коллективов научно-исследовательских и производственных организаций Казахстана в 1973—1978 гг. был осуществлен широкий комплекс работ, включающий как обобщение накопленного материала предыдущих десятилетий, так и новые исследования практически по всему циклу геологического профиля, начиная от геоморфологии и кончая глубинной геофизикой.

В области полезных ископаемых стояла задача сбора и обобщения материалов поисково-разведочных работ, геохимических съемок, критического анализа результатов разведки основных объектов. Десятки полевых отрядов в течение 1973—1978 гг. производили ревизию рудопроявлений, точек минерализации, изучали геохимические и минералогические особенности руд, взаимоотношения оруденения с вмещающими породами и структурами. В итоге должен был накопиться дополнительный материал для определения возраста оруденения, его формационной принадлежности, а также перспективности.

В настоящей монографии приведены фактические данные по полезным ископаемым региона, дополненные новыми материалами, не вошедшими в XX и XL тома «Геологии СССР». Описанию предшествует небольшая глава по распределению оруденения на территории, которая построена по видам полезных ископаемых (для удобства пользования и по традиции), а также по формациям.

Приведена характеристика железорудных, железо-марганцевых, хромитовых, ванадиевых, кобальт-никелевых, меднорудных, свинцово-цинковых, ртутных, золоторудных, редкометальных, оловянных, висмутовых и других формаций. Уже этот перечень говорит о большом разнообразии рудных месторождений пояса. В каждой из формаций более подробно охарактеризованы наиболее типичные представители, такие, как месторождения Шатырколь, Шалгия, Караоба, Бурултас, Гвардейское и Атасуйское. При описании использованы данные авторов и предыдущих исследователей, фамилии которых уже упоминались в томах издания «Геология СССР» и других и здесь не приведены. Из-за ограниченного объема опущены также история исследования объектов, развитие взглядов на их строение, генезис и т. д. Кроме того, по той же причине не приводится описание всех рудных проявлений, количество которых уже сейчас превышает 2200.

Общие проблемы металлогении будут освещены в отдельной книге.

Глава I

РАЙОНИРОВАНИЕ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Чу-Илийский рудный пояс отчетливо прослеживается в виде линейной системы в геологических структурах от Теректинского антиклинория (Атасуйский район) на северо-западе до предгорий Северного Тянь-Шаня на юго-востоке на протяжении более 700 км. Отдельные структурные элементы в виде разломов фрагментами наблюдаются еще дальше на продолжении в обе стороны за пределами этих границ. Ширина пояса вместе с бортовыми частями изменяется от 150—200 км на северо-западе и в центре и до 110 км на юго-востоке. Общая площадь достигает 110 тыс. км^2. Жалаир-Найманская зона разломов, занимая стержневую часть, все же несколько смещена к юго-западному крылу. Таким образом, пояс занимает среднее положение в республике, переходя из Центрального Казахстана в Южный.

При общем слоисто-мелкоблоковом строении земной коры северо-восточное крыло пояса представлено двумя крупными пластинами, разделенными продольными разломами. Юго-западное крыло, Сарысу-Кендыктасское, расчленено поперечным Моюнкумским прогибом на две части. Северо-восточная и юго-западная границы пояса условно приняты соответственно по Атасу-Балхашской и Чу-Фурмановской системам продольных разломов (рис. 1).

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ РАЙОНИРОВАНИЯ

В условиях полицикличности металлогении, обилия и различия рудных формаций, часто совмещенных пространственно, в качестве основы металлогенического районирования должно служить такое более общее районирование, как геолого-тектоническое.

Геофизические данные показали, что всюду строение земной коры многослойное. Под маломощными герцинидами находится многокилометровый каледонский структурный этаж, залегающий на байкальском, а еще ниже несогласно расположен метаморфизованный докембрий. Местами между ними залегает мафитовый слой, по физическим свойствам близкий к условному базальту. Анализ структур по вертикали с использованием глубинного профилирования (МОВ, ГСЗ, МТЗ, грави- и магнитометрия) показал, что ряд блоков-пластин находится в аллохтонном залегании и строение разреза на глубину оказалось не просто слоисто-блоковым, а даже чешуйчато-слоисто-блоковым, при котором верхние структуры были смещены относительно корневых на расстояние до 10—

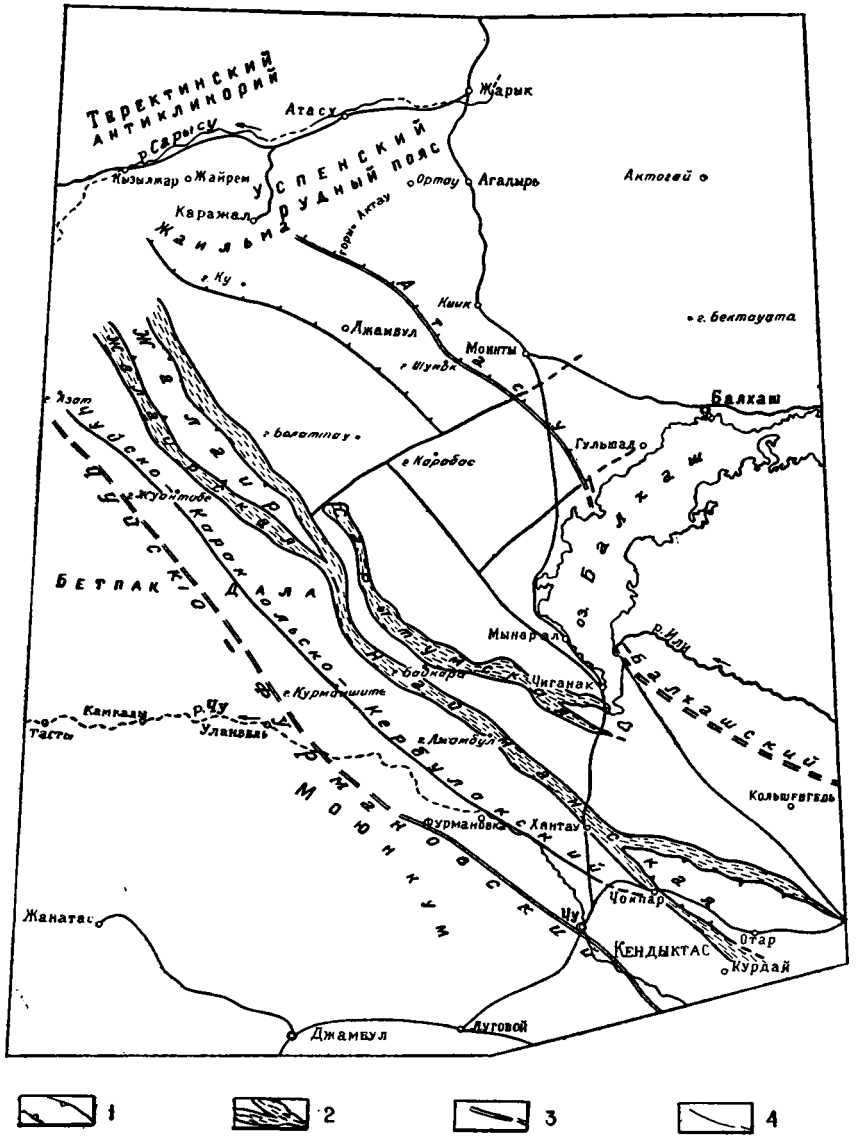


Рис. 1. **Обзорная схема Чу-Илийского региона**

1 — синклинорий; *2* — синклинорные зоны смятия; *3* — граничные зоны разломов; *4* — разломы

12 км. Из этого следует, что глубинное строение земной коры можно было использовать только для выделения крупных подразделений.

Встречное перемещение надвиговых пластин с северо-востока и юго-запада происходило в средние стадии сжатия (Rf, O—S, C_2), т. е. после ранних и средних эпох рудообразования. Глубинные продуктивные разломы оказались залеченными магматитами, особенно в узлах пересечения, где консолидировались крупные многофазные массивы или их целые островные группы, рои и вулканические центры. Большинство разломов играло деструктивную роль и лишь глубокие подвижные системы типа Жалаир-Найманской и ее Сарытумской ветви порождали линейные структурно-металлогенические зоны.

Таким образом, районирование на основании обнаженных конкретных геолого-металлоносных областей оказывается наиболее реальным, хотя оно и отражает первичную архитектуру пояса лишь фрагментарно. Более объективные сведения имеются о стратиграфическом положении, времени образования оруденения, формационной принадлежности, составе руд.

Следовательно, можно сформулировать такие основные принципы металлогенического районирования:

— наличие конкретных геологических структур крупного плана (крылья или бортовые части, осевая зона геотектоногена, структурные разломные зоны) и более мелкого (антиклинории и синклинории, рудоносные массивы и их группы, вулкано-тектонические структуры и т. д.);

— наличие структурно-вещественных геологических образований, сформировавшихся в определенные стадии геолого-тектонических циклов (каледониды ранние, средние, поздние и т. д.);

— фактическое размещение в пространстве конкретных месторождений и рудопроявлений, геохимических ореолов;

— время образования оруденения (докембрий, каледонское — ранняя, средняя, поздняя эпохи, также для герцинского, киммерийского и альпийского циклов);

— состав оруденения (группы сидерофильного, халькофильного и литофильного);

— формационная принадлежность (группы формаций — магматогенных, контактово-метасоматических, гидротермально-метасоматических, вулканогенно-осадочных, осадочных, метаморфогенных кор выветривания и т. д.);

— минеральный состав, формы рудных тел (сульфидные, окисные, карбонатные, силикатные и т. д.; линзы, жилы, штокверки, пласты, залежи).

Отсюда следует такой соподчиненный ряд элементов металлогенического районирования: металлогенический (рудный) пояс→металлогеническая зона→рудный район→рудный узел→рудное поле→рудное месторождение→рудная зона→рудный участок→рудное тело.

Отдельные звенья в этой системе могут выпадать. Пояс и зона — это вытянутые системы, тогда как районы, узлы, поля, участки имеют более изометричные и часто неправильные очертания. Чтобы сохранить укоренившееся название «рудная зона» в пределах месторождения или рудного поля, более крупные, региональные системы такого же характера, отличающиеся большим разнообразием оруденения, следует именовать, как это уже принято, металлогеническими зонами.

Отличие рудного узла от рудного района заключается в меньших размерах, концентрации оруденения в пределах одной какой-либо геологической структуры, близости состава рудных формаций.

Подобное ранжирование уже было использовано при металлогенических построениях как в работах по Казахстану, так и по другим районам Советского Союза.

ВЫДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ РАЙОНОВ, УЗЛОВ

Сложность районирования, выделения границ заключается в том, что линейная многослойная и полизональная структура северо-западного простирания в герцинский период подверглась деструкции и агрессивному наложению (особенно магматитами) герцинскими новообразованиями, распространявшимися как вдоль стержневого северо-западного направления, так и с северо-востока, со стороны Балхашского геотектоногена. И если новообразованные структуры седиментного заполнения,

в частности фамен-нижнекарбоновые синклинали, накладывались сверху, наращивая структурный этаж, и их можно легко оконтурить, то гораздо сложнее отделить вторгшиеся средне-верхнекаменноугольные вулканиты от близких по составу средне-верхнедевонских. Все еще не ясен вопрос и о возрасте ряда гранитных массивов. Именно с северо-востока и юго-востока (откуда проникает герцинский Илийский вулканический пояс) имеет место магматическое прорастание и здесь особенно затруднительно определить границу Чу-Илийского пояса, которую приходится проводить по широтным структурам Северного Тянь-Шаня. Нечетко она выражается и в металлогеническом отношении, поскольку происходит телескопирование оруденения. Отличия обнаруживаются лишь вдали от границ, где Чу-Илийские структуры и металлогенические зоны отчетливо ориентированы в северо-западном направлении, а Балхашские — разнонаправленные (хаотические). Юго-западная граница перекрыта мощным чехлом мезозой-кайнозойских отложений.

Северо-восточной границей рудного пояса условно принимается зона крупного Атасу-Балхашского разлома, восточнее которой располагаются Успенский рудный пояс и Балхашская металлогеническая провинция. Юго-западная граница также пока условно проводится вдоль Чуйско-Фурмановской зоны разломов. В осевой части располагается ограниченная системами крупных разломов Жалаир-Найманская синклинорная структура и ее Сарытумская ветвь. Северо-восточное крыло геотектоногена примерно посередине делится еще одной продольной системой разломов — Шалгия-Караоба-Западно-Балхашской. Нечто похожее намечается и для юго-восточного крыла, где такая продольная система разломов представлена Чуйско-Каракольско-Кербулакской. Вдоль этих систем происходили сближение и надвигание плит с северо-востока и юго-запада к осевой зоне, а позднее — сдвиговые перемещения.

Некоторые из этих систем по направлению к юго-востоку переходили или сочленялись с субширотными, очерчивая линзообразные блоки, ориентированные косо к Жалаир-Найманской системе. Оконтуривающие разломы — это главным образом поздние деструктивные системы и, следовательно, истинные границы пояса будут несколько иными. Подтверждает установленные нами границы и то обстоятельство, что внутренняя структура сложена геологическими формациями ранней, средней и поздней стадий каледонид, тогда как за пределами мы имеем либо герциниды (на востоке), либо байкалиды и каледониды (на западе).

На северо-западе Чу-Илийский пояс сопрягается со структурами Успенского рудного пояса (Атасуйский район), а на юге — со структурами и металлогеническими зонами Илийского вулканического пояса и Заилийского Алатау.

Следует еще упомянуть крупные системы поперечных северо-восточных разломов — Коскаринскую, Кызылтузскую и Бектауатинскую, а также сопряженную субширотную Дуванынсорскую, Кызылтан-Кызылкемирскую и на юго-востоке — глубинный Курагаты-Кундузский разлом вдоль северо-западных границ Кендыктаса, Кундуза. Особенно развиты оперяющие субширотные системы.

Этими крупными разломами территория была расчленена на ряд вытянутых прямоугольных и линзообразных блоков, примыкающих к Жалаир-Найманскому синклинорию. Хотя разломы и были «долгоживущими», их основная роль все же была деструктивной, ибо они нарушали и смещали уже «готовые» геологические структуры (антиклинали, синклинали, вулканические сооружения, интрузивные массивы) каледонид и герцинид, несмотря на то, что они и сопровождались приразломными

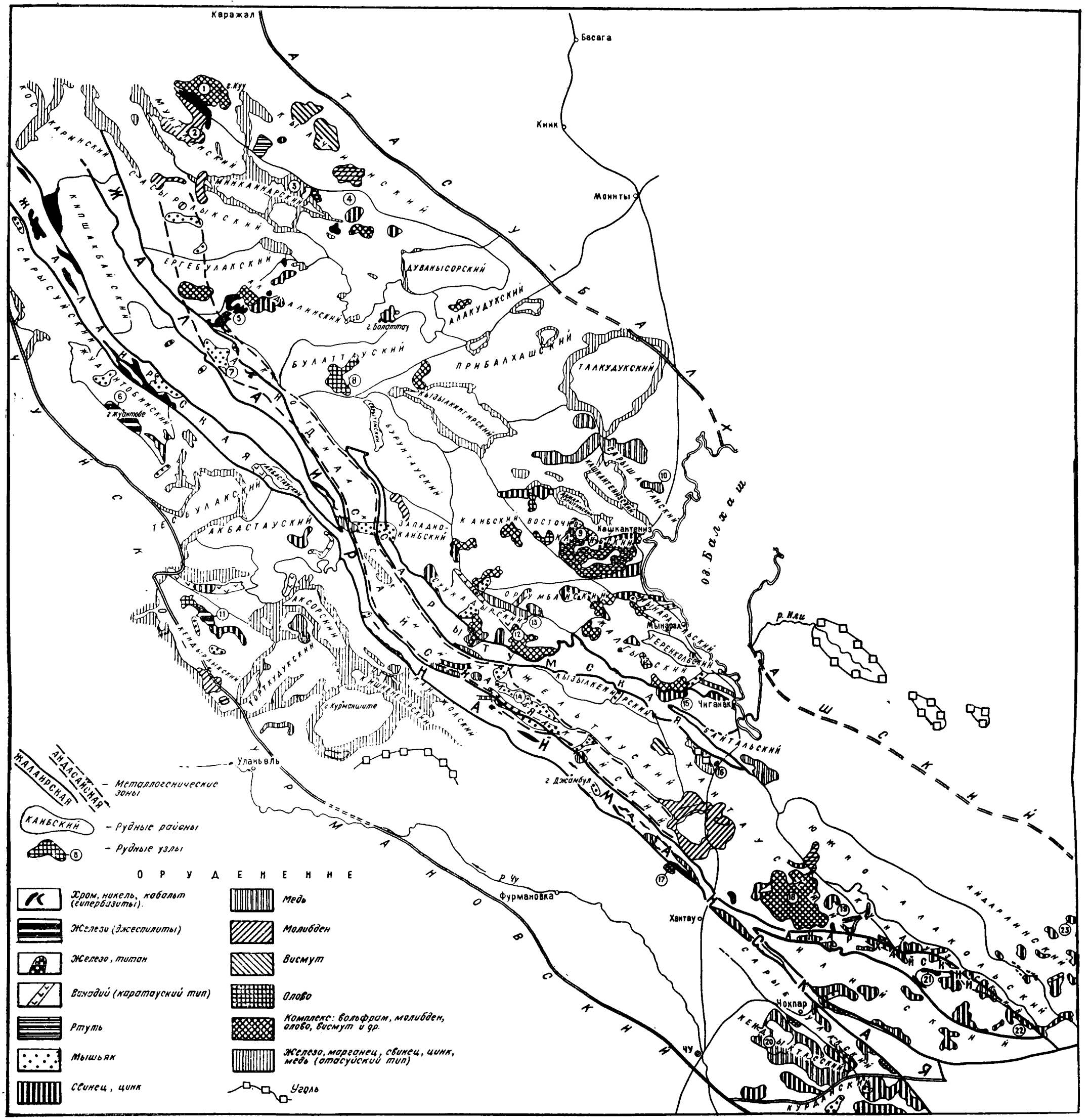


Рис. 2. **Чу-Илийский рудный пояс. Схема размещения металлогенических зон, районов и рудных узлов**

Основные рудные узлы: 1 — Кууский, 2 — Шалгиинский, 3 — Мийкайнарский, 4 — Караобинский, 5 — Пстанский, 6 — Гвардейский, 7 — Алтынсайский, 8 — Булаттауский, 9 — Восточный Каибский, 10 — Сарышаганский, 11 — Темирский, 12 — Майкольский, 13 — Такырный, 14 — Андасайский, 15 — Бурултасский, 16 — Куланский, 17 — Сарыбулакский, 18 — Хантауский, 19 — Дружный, 20 — Шатыркольский, 21 — Тымлайский, 22 — Казгудукский, 23 — Адырский.

деформациями. Подробно разломные системы описаны в томах «Геология» и «Строение земной коры».

Исходя из изложенных выше принципов, используя обширный фактический материал (размещение месторождений и проявлений, их состав, формационная принадлежность, возраст оруденения, геологическая ситуация, структура, наличие геохимических ореолов аномалий и т. д.), отображенный на детальных геолого-структурных картах в пределах указанных структурных единиц, мы попытались выявить естественное металлогеническое районирование с выделением металлогенических зон, подзон, рудных районов, узлов и полей. Главную роль при этом имела

Таблица 1

Основные металлогенические зоны, подзоны и рудные районы Чу-Илийского рудного пояса

Главные металлогенические единицы		Металлогенические зоны, подзоны	Рудные районы
За пределами пояса с севера и северо-востока			
Успенский рудный пояс		Жаильминская зона	Жайрем, Каражал
Балхашская провинция		Моинтинская зона	Каратас, Моинты
Чу-Илийский рудный пояс	Осевая часть	В пределах пояса Жалаир-Найманская зона Центральная подзона Жалаирская подзона Сарытумская зона Алтынсай-Андасайская зона Акбакай-Кенгирская подзона Светинская подзона	Пстан и др. Коскара, Кипчакбай, Или, Анархай Шибынды и др. Котнак, Бурултас и др. Алтынсай
	Северо-восточное (Прибалхашское) крыло		Куу, Каратас, Кылча, Дуванынсор, Таскудук, Сарышаган, Мунлу, Сарыозек, Сасырлык, Мийкайнар, Ергебулак, Акдала, Жамантуз, Булаттау, Кызылкенгир, Кашкантениз, Акжар-Сарытума, Каиб (Центральный, Западный и Восточный), Каракамыс, Орумбай, Котнак, Суукадыр, Жалгыз, Кызыл-Кемир, Жельтау, Хантау, Ю. Алаколь, Кундуз
	Юго-западное (Сарысу-Кендыктасское) крыло		Сарысу, Жуантобе, Тесбулак, Буденекудук, Кендырлык, Торткудук, Аксор, Акбастау, Каратуз, Кишкинесор, Канжол, Сарыбулак, Кендыктас, Курдай

структурно-вещественная природа выделяемых единиц, а также их возраст. Этот принцип не всегда удавалось выдерживать, особенно в местах прорастания магматических фрагментов и совмещения разновозрастных мелких блоков.

Таким образом, во-первых, выделена стержневая структурно-металлогеническая Жалаир-Найманская зона и причленяющаяся к ней Сарытумская зона со своими подзонами и районами, во-вторых, — боковые крылья (более широкое северо-восточное и более узкое юго-западное),

состоящие из ряда районов с границами по контурам структурно-формационных единиц или по контактам крупных магматических тел (рис. 1) и крупным разломам.

В пределах районов выделены рудные зоны, рудные поля и рудные узлы. Предлагается такое деление рудного пояса на металлогенические зоны, подзоны, рудные районы (табл. 1, рис. 2). Они показаны последовательно по основным структурным единицам, расположенным с северо-запада на юго-восток.

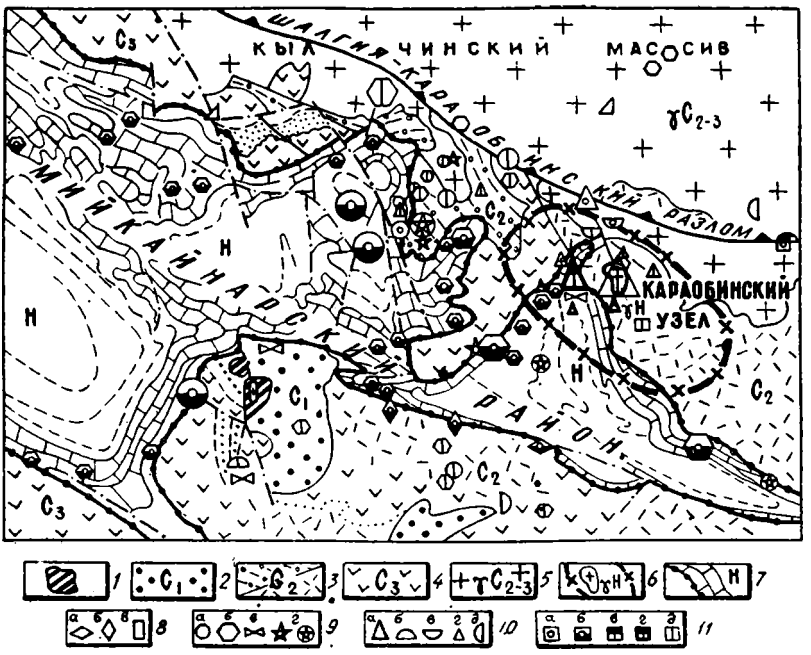


Рис. 3. **Схема размещения оруденения в одном из рудных районов**

1 — ультрамафиты; *2* — раннекаледонские образования; *3* — среднекаледонские осадочные и вулканогенные образования; *4* — позднекаледонские вулканиты; *5* — многофазный каледонский гранитный массив; *6* — выход герцинских (пермских) гранитов и контур массива на глубине; *7* — грабен-синклиналь герцинского возраста и продуктивный горизонт на Fe — Mn, Pb — Zn — Cu-оруденение; *8—10* — точки проявлений: *8* — черных металлов (*а* — железа, *б* — марганца, *в* — никеля), *9* — цветных металлов (*а* — меди, *б* — свинца, цинка, *в* — стронция, *г* — других), *10* — редких металлов (*а* — вольфрама, *б* — олова, *в* — комплексных, *г* — редких земель, *д* — других); *11* — рудные формации: *а* — вулканогенная, *б* — вулканогенно-осадочная (атасуйский тип), *в* — кварцевожильно-грейзеновая, *г* — скарново-карбонатно-грейзеновая, *д* — жильная и зона измененных пород

В пределах перечисленных районов расположены рудные узлы, поля, рудные зоны, рудопроявления, точки минерализации, геохимические аномалии. Рудные узлы обычно включают от 3—5 до десятков сближенных месторождений и рудопроявлений одной металлогенической эпохи, близкого состава, но нередко разной формационной принадлежности (рис. 3). Они показаны на детальных картах. Кроме того, имеются еще специальные карты литохимических, геохимических, гидрохимических и шлиховых ореолов.

Системы рудных узлов и зон, объединяемые геологической структурой, а нередко и металлогенической эпохой, составляют рудный район или металлогеническую зону, подзону. Всего таким путем выделено три главные металлогенические зоны (Жалаир-Найманская, Сарытумская и Алтынсай-Андасайская), два крыла пояса, 56 рудных районов, включающих более 160 рудных узлов, зон, подзон. Наименования и подчиненность основных подразделений приведены в табл. 1, а размещение показано на рис. 2.

Основная характеристика подразделений дана в табл. 2.

Металлогенические зоны имеют протяженность от 220 до 620 км и ширину 5—40 км. Рудные районы довольно существенно различаются по площади — от 2800 км² для крупных до 120 км² для мелких. Насыщенность зон и районов минерализацией самая различная — от весьма насыщенных (Кендыктас) до слабо насыщенных (Акдала).

Жалаир-Найманская структурно-формационная зона докембрийского заложения прослежена на 620 км и, по-видимому, еще продолжается с погружением на северо-запад, а также на юго-восток, где срезается поперечными структурами Тянь-Шаня. Современная ширина зоны меняется от 38—40 км на северо-западе до 12 км в центре и до 40 км на юго-востоке, где от нее ответвляется субширотная Анархайская ветвь.

Жалаирская подзона является юго-западным ответвлением Жалаир-Найманской (см. рис. 1). Она имеет длину 196 км. Ширина самих зон смятия и систем разломов колеблется от 3—4 до 5—8 км.

Сарытумская зона, как и Жалаир-Найманская, изгибается в центре к юго-западу. По структурному положению она причленяется к средней части Жалаир-Найманской с северо-востока и, постепенно отклоняясь от нее в субширотном направлении, разветвляется. Южная ветвь выклинивается, а северная скрывается под рыхлыми отложениями южной оконечности оз. Балхаш. Протяженность зоны 260 км, ширина на северо-западном фланге 2—4 км, а к юго-востоку возрастает до 14—15 км. Фрагменты Сарытумской зоны прослеживаются еще севернее в Булаттауском антиклинории.

Алтынсай-Андасайская зона расположена между Сарытумской и Жалаир-Найманской. Она явно более молодая (ордовик-девонская), имеет иной характер. Если первые две — результат заполнения палеорифта, а затем его сплющивания и перекрытия надвигами с зонами шарьирования, смятия ранней и средней стадий каледонского цикла, то последняя — зона разломов, интрузий среднеосновного и кислого состава конца средней стадии и поздней орогенной стадии каледонид с активизацией в герцинское время.

Как видно из табл. 2, рудные районы выделены в породах докембрия (протерозоя и рифея), ранних, средних и поздних каледонид, ранних и поздних герцинид. Нередко возраст оруденения синхронен с возрастом вмещающих пород (в пределах эпохи). В последующем мы охарактеризуем и сами металлогенические эпохи.

Из общей площади рудного пояса в 110 тыс. км² лишь 12 тыс. км² не вошло в границы определенных металлогенических зон и районов. Суммарная площадь известных рудных узлов и полей, которую можно считать рудоносной, составляет лишь 10,2 тыс. км², или 9%, от общей.

«Нерудоносные» площади это те, которые не располагают рудопроявлениями, геохимическими аномалиями, недоизученные либо перекрытые мощным чехлом рыхлых отложений. Но и последние нельзя считать полностью безрудными, ибо в коренных породах иногда выявляются рудные тела. (Например, месторождение Адыр выявлено на глубине >50 м

Таблица 2

Перечень основных рудных районов, зон и узлов Чу-Илийского рудного пояса и их характеристика

Рудный район, зона, подзона	Геолого-структурная позиция	Металлогеническая специфика	Число рудных узлов	Рудный узел (основной)	Металлогеническая характеристика
1	2	3	4	5	6
Жалаир-Найманская зона	Зона скучивания, смятия, разломов, меланжа, протрузий гипербазитов в породах раннего палеозоя	Cu, Ni, Co, Cr (Pb, Zn), нерудные	12	Истан, Шайтансимес, Андасай и др.	Остаточная силикатная никель-кобальтовая формация (ф.) с медью, хромитовая ф., кварцевожильные полиметаллические и золоторудные ф.
Жалаирская зона	То же	Ni, Co, Cu, Cr, нерудные	3	Шибынды Кипчакбай	Силикатная Ni — Co и хромитовая ф.
Центральная подзона Коскара Кипчакбай	Синклинорий из пород ранних герцинид и ранних — средних каледонид	Fe, Cu, Mn, Pb, Zn	1	Коскара (Таган)	То же Атасуйский тип в породах фамена — турне
Сарытумская зона	Зона скучивания, смятия, разломов, субвулканитов базальтоидного состава в ранних — средних каледонидах, венде	Fe, Cu, Pb, Zn, Ba, P, V	7	Бурултас	Стратиформные вулканогенно-осадочные колчеданно-полиметаллические ф., кремнисто-железистые ф. Горизонты ванадиеносных сланцев и фосфоритов венд-раннекаледонской эпохи
				Чиганак	Горизонт вулканогенно-осадочной баритовой ф. в отложениях ϵ
Алтынсай-Андасайская зона	Зона разломов и магматизма в вулканогенно-терригенных породах ранних — средних каледонид	As(Cu, Pb, Zn)	7	Алтынсай	Золото-кварцевожильная ф. малосульфидная (позднекаледонская) Золото-сульфидно-кварцевая ф. в зонах дробления и пропилитизации (позднекаледонская)
				Светинский	Золото-кварцевая ф. в лестничных жилах и зонах дробления в песчаниках
Куу	Интрузия пермских гранитов в породах разного состава	W, Sn, Mo (Bi, Cu)	2	Куу	Кварцевожильно-грейзеновая оловянно-вольфрамовая ф. (позднегерцинская)
Мунлу	Вулкано-тектонические структуры вулканитов девона, карбона, интрузии габбро, гранитов D_{2-3}	Mo (Cu, Pb, W)	3	Шалгия	Молибденит-кварцевая пропилитовая ф., штокверки, линейные зоны дробления

Кылча	Интрузив позднедевонских гранитов и шток позднегерцинских гранитов в породах разного состава	W, Mo, Sn, Bi, F(Pb, Cu, Ni)	5	Караоба	Кварцевожильно-грейзеновая ф., жилы, штокверки, линзы и зоны
Сарышаган	Интрузив гранодиорит-порфиров герцинских	Cu	2	Сарышаган	Меднопорфировая ф.
Ергебулак	Ультрамафиты и позднекаледонские граниты среди вулканитов	Cr, Ni, Co, Cu (W, Mo)	2	Пстан	Хромитовая и силикатно-никелевая ф., поделочные камни (нефрит, хризопраз)
Северо-восточное крыло: Бектас, Сарыозек, Каратас, Мийкайнар, Ушбулак, Дуванынсор, Кызылкенгир, Талкудук, Кашкантениз, Акжар-Сарытума, Куланкетпес и др.	Фамен-нижнекарбоновые грабен-синклинали (герцинские)	Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Ba (атасуйский тип)	12	Кенказган и др.	Железо-марганцевая и барит-полиметаллическая стратиформные ф., атасуйский тип
Акдала	Гранитоидные массивы D_{2-3}, прорывающие терригенную толщу ранних каледонид и кислые вулканиты девона	Pb, Zn, Sn, W	4	Аиртау	Колчеданно-полиметаллическая ф. в отложениях ϵ—O
Булаттау	Горстовое поднятие; ранние каледониды прорваны гранитами Булаттауского массива (D_{2-3})	Fe, Cu, Pb, Zn	1	Тасжарган	Полиметаллическая ф.
Жамантуз	Часть Западно-Балхашского синклинория, среднекислые вулканиты прорваны гранитоидами D_{2-3} и герцинидами	Cu, Sn, W, Bi	3	Ушкара	Медная кварц-пропилитовая ф. в вулканитах
З. Каиб	Рассланцованные породы ϵ—O, массивы гранитов D_{2-3}	Pb, Zn, Cu, Sn, W	4	Ойкудук	Колчеданно-полиметаллическая ф. в породах ϵ—O
Каиб	Граниты Каибского массива D_{2-3}, околоинтрузивные зоны в породах ϵ—O?	W, Bi	4	Бельчи	Кварцевожильно-грейзеновая ф. (вольфрамовая), тела, жилы
В. Каиб	Граниты D_{2-3}, над- и околоинтрузивные породы D и S	Sn, W, Pb, Zn	5	Шакшагайлы, Аякжартас	Грейзеновая, кварцевожильно-грейзеновая ф., жилы, штокверки
Орумбай	Зона скучивания, смятия и разрывных деформаций в вулканогенно-терригенном ордовике, докембрии и силуре	Pb, Zn, Sn, W	4	Орумбай	Колчеданно-полиметаллическая ф. стратиформная ордовикского (?) возраста

Окончание таблицы 2

1	2	3	4	5	6
Майколь	Интрузив амазонитизированных гранитов в песчаниковой толще ордовика	**Sn, Bi**	1	Майколь	Альбититовая, пегматитовая, кварцевожильно-грейзеновая редкометальные ф. в связи с гранитами
Жалгыз	Гранитоиды D_{2-3} и вмещающие породы докембрия	**Sn, W, Cu**	7	Чепчек-Бозоба	Пегматитовая, кварцевожильно-грейзеновая олово-вольфрамовая ф. с гранитоидами D_{2-3}, тела, жилы, штокверки
Карасай	Вулканиты D_{2-3}, вулкано-тектонические кольцевые и радиальные структуры	**Mo, Pb**	3		Гиповулканогенная кварц-пропилитовая молибденовая прожилково-вкрапленная ф. в вулканитах D
Хантау	Гранитоиды Хантауского массива D_{2-3} в вулканитах девона, вулкано-тектонические структуры	**Sn, W, Bi, Pb, Zn**	10	Карасу, Дружное	Кварцевожильно-грейзеновая плутоногенная ф., жилы, сгущения прожилков; березитовая свинцово-цинковая ф. D_{2-3}
Ю. Алаколь	Интрузивные гранитные массивы D_{2-3}, гиповулканогенные структуры	**Sn, W, Pb, Zn**	13	Бескудук, Адыр	Кварцевожильно-грейзеновая ф. олово-вольфрамовая в связи с интрузиями гранитов, березитовая свинцово-цинковая ф. карбона (?) вулканогенная
Анархай	Юго-восточная ветвь Жалаир-Найманской зоны. Толщи терригенного кембро-ордовика. Тела габбро-перидотитовой формации, гипербазитов	**Ti (Cu, Pb, Zn)**	6	Тымлай	Титаномагнетитовая ф.

Или	Вулкано-плутонические формации карбона, вмещающие породы O_3, D_3—C_1	Cu (Pb, Zn)	4	Аденсу-Акколь, Аккайнар	Скарновая сульфидная медная формация в связи с массивами диоритов и гранитоидов в терригенных породах верхнего ордовика; гидротермальная кварцевожильная ф. золота
Сарыбулак	Песчано-сланцевые отложения кембрия, надинтрузивная зона гранитов D_{2-3}	W	1	Сарыбулак	Кварцевожильно-грейзеновая ф. комплексно-редкометальная
Жуантобе	Кремнисто-зеленосланцево-порфиритоидная геологическая формация рифея(?) (синклинорная структура длиной до 30 км)	Fe(Ba)	1	Гвардейское	Железисто-кремнистая ф. (джеспилитовая) Pt возраста
Шатырколь	Гранитоиды позднего ордовика и более поздние тела гранитов С и Р(?) среди метаморфитов допалеозоя	Cu, Fe, Mo	6	Шатырколь	Кварцевожильная с карбонатами медная гидротермальная ф. в связи с гранитами шатыркольского типа
Юго-западное крыло: Гесбулак, Домбралытау, Тогузгумалак, Аксор, Кишкинесор, Кызылтуз	Фамен-карбоновые грабен-синклинали	Pb, Zn, Cu	7	Сарыкамыс, Чингильды	Полиметаллическая стратиформная ф. атасуйского типа, медистых песчаников джезказганского типа

под рыхлыми отложениями, бокситоносные породы — еще глубже). Известно и то, что в процессе выполнения тематических исследований были выявлены десятки рудопроявлений прямо с поверхности, что говорит о слабой изученности территории в целом, особенно ее центральной и северной частей. Наконец, безрудные Нижне-Илийский и Нижне-Чуйский районы оказываются угленосными бассейнами, приобретающими определенное значение.

Из данных табл. 2 видно, что рудные районы, и особенно рудные узлы, существенно отличаются по геологической позиции, составу и формационному характеру оруденения от чисто полиметаллического (Бурултас), медного (Кендыктас) до редкометального (Караоба, Сегизсала). В то же время можно отметить устойчивость состава и характера оруденения на всем протяжении в металлогенических зонах и подзонах (Жалаир-Найманской, Сарытумской), а также девон-карбоновых грабен-синклиналях (руды атасуйского типа), хотя в разных их местах преобладают то железо-марганцевая ветвь этого типа, то свинцово-цинковая.

Таким образом, на территории Чу-Илийского рудного пояса к настоящему времени установлено свыше 160 рудоносных площадей, включающих более 2200 точек коренной минерализации, рудопроявлений и месторождений, не считая большого количества породных геохимических аномалий и сотен месторождений нерудного сырья. Все это свидетельствует о высокой степени рудонасыщенности региона, сопоставляемой с другими рудными поясами Казахстана — Алтайским и Успенским.

ВЫДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Сведение всего многообразия месторождений в группы, близкие по вещественному составу и условиям образования, потребовало выделения рудных формаций, их групп и сочетаний.

Существуют различные подходы к выделению рудных формаций (Хрущов, 1957; Щерба, 1960, 1968 и др.; «Эндог. рудн. форм.», 1966; Кормилицин, 1973; Абдулин и др., 1973; Ли, 1973; «Рудные месторождения СССР», 1974; Смирнов, 1976 и др.): вещественный, элементный, минеральный, вещественно-генетический, генетический и временной. Поскольку вопросы генезиса и времени образования месторождений часто неясные, спорные, а чисто вещественный принцип ведет к необходимости выделения чрезмерно большого количества формаций, то в последнее время используется вещественно-генетический принцип с увязкой рудных формаций с геологическими. Однако и здесь возникли свои трудности, поскольку главные отличительные признаки формаций в разных генетических и вещественных классах месторождений оказались разными. Для месторождений золота, например, важной оказалась глубинность, для вольфрама — ведущий метасоматический процесс, для олова — минеральный парагенезис, для других — петрографический состав вмещающих пород. В общем трудностей с формационным делением еще очень много.

Приведем несколько существующих определений понятия «рудная формация»: «группа месторождений, объединенных общностью определенных устойчивых минеральных ассоциаций»; «группа месторождений со сходным минеральным составом и близкими геологическими условиями образования»; «естественное сообщество месторождений полезных ископаемых, образовавшихся на определенных стадиях развития подвижных поясов и платформ, в генетической или парагенетической связи с определенной геологической формацией». Есть и другие определения.

Это понятие можно сформулировать следующим образом: рудная формация — это группа однотипных месторождений сходного вещественного состава, обладающая близкими минеральными ассоциациями и формировавшаяся в сходных геологических условиях. Под «однотипными» следует понимать, допустим, кварцевожильные, скарновые и другие месторождения. «Вещественный состав» и «минеральные ассоциации» пояснения не требуют. Что касается «сходных геологических условий», то это, к примеру, стратиформность, секущее положение в интрузивных массивах, размещение в вулкано-тектонических структурах среди пород определенного состава. Все эти признаки при отнесении месторождения к той или иной формации, естественно, должны использоваться в совокупности. Мы полагаем, что употребление в названии таких терминов, как «пегматит», «скарн», «грейзен», «колчедан», «пропилит», «березит», и некоторых других позволяет давать одновременно очень важную информацию как о вещественном составе и минеральных ассоциациях в рудах (а руды состоят не из одних рудообразующих минералов), так и о самом характере процесса рудообразования.

При выделении и описании конкретных рудных формаций Чу-Илийского пояса мы попытались использовать указанные выше принципы, хотя и не везде нам это удалось, вследствие того, что у ряда авторов имелось свое мнение о наименовании формаций и отнесении к ним отдельных месторождений.

Вещественный состав формаций, естественно, при этом главенствовал. Сначала описываются месторождения сидерофильных элементов (Fe, Ti, Cr, Mn, V, Co, Ni), затем халькофильных (Cu, Pb, Zn, Hg, Ag, Au и др.) и в конце литофильных (W, Mo, Sn, Bi, TR и др.).

Фактор времени (возраста) месторождений имеет важное значение для металлогенических построений. У стратиформных месторождений с седиментными залежами он решается относительно просто. Несколько сложнее вопрос обстоит с вулканогенными рудами, поскольку длительность рудообразования здесь оказывается различной. Однако геологические данные (согласные залежи, рудокласты в перекрывающих пластах) в соединении с радиохронологическим датированием позволяют и здесь уверенно определять возраст оруденения. В общем для подавляющего большинства месторождений удается определить возраст в рамках металлогенической эпохи.

Неясным пока остается время возникновения гипербазитов и связанного с ними хромитового и никель-кобальтового оруденения. Гипербазиты имеют протрузивную природу, изменены вторичными процессами, поэтому методы прямого определения возраста неэффективны. Можно лишь предположить, что формировались они в допалеозойское время.

Для остальных месторождений докембрия определение времени их образования зависит главным образом от разработанности стратиграфического деления, которое пока остается предварительным.

Все же можно отметить проявление рудоносности в среднем протерозое (колчеданно-полиметаллическое и железное оруденение), рифее (железистые кварциты и др.), венде (железистые кварциты, колчеданы, фосфорно-ванадиеносные горизонты).

ФОРМАЦИИ, ТИПЫ И ПОДТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В Чу-Илийском рудном поясе выделены определенные рудные формации, для каждой из которых характерны конкретные типы месторождений. К типовым отнесены месторождения определенного возраста, обладающие комплексом достаточно ярко выраженных индивидуальных особенностей минерального состава, строения, процессов и условий ру-

дообразования, имеющие наиболее солидные масштабы, перспективные в практическом отношении. К каждому такому типу относятся и другие месторождения и рудопроявления в пределах формации, сходные с основным представителем типа, а существенные отличительные черты отражаются в подтипах.

Ряд типовых объектов был выделен и описан ранее (Щерба и др., 1968) по редким металлам. По тому же принципу сделано выделение в настоящей работе и по другим металлам.

Железорудные месторождения

Титаномагнетитовая формация. Тип *Тымлая* — вкрапленность титаномагнетита в перидотитах, заключенных в расслоенных телах магматитов габбро-перидотитовой формации; приурочен в основном к южной части Жалаир-Найманской зоны и ее ответвлению; обладает значительными запасами.

Тип *Титаномагнетитового* — титаномагнетит связан с полосчатыми габбро в телах габбро-диоритовой формации.

Скарново-магнетитовая формация. Тип *Аккудука* представлен телами магнезиальных скарнов с вкрапленным и сплошным магнетитовым оруденением в связи с контактовым метаморфизмом со стороны интрузий в Кендыктасском районе.

Железисто-кремнистая формация (вулканогенно-осадочная). Тип *Гвардейского* — горизонты джеспилитов рифея в кремнисто-зеленосланцево-порфиритоидной формации Жуантобинского бассейна (преимущественно гематитовых) — аналоги Криворожья и Карсакпая; тип важен в практическом отношении.

Подтип *Темира* — железистые кварциты располагаются в кремнисто-карбонатно-терригенном разрезе (возможно, несколько моложе жуантобинского).

Железо-марганцевые месторождения

Барито-свинцово-железо-марганцевая формация. Тип *Акжар-Сарытумский* — горизонты стратиформного седиментного и гидротермального оруденения в красноцветах и вулканогенно-осадочных образованиях фамена — турне герцинских мульд региона; аналог атасуйского типа, недоизучен, перспективен.

Подтип *Куланкетпеса* — помимо стратифицированного свинцово-железо-марганцевого оруденения особо характерны жильные барито-кварцевые рудные тела (корневые части разреза).

Хром-никель-кобальтовые месторождения

Перидотит-хромитовая формация. Тип *Пстана* — вкрапленные и сплошные хромшпинелидовые руды в телах дунит-перидотитового состава Жалаир-Найманской зоны; недостаточно изучен и оценен; представляет интерес; здесь же проявлена никелевая, кобальтовая и медная минерализация.

Тип *Каратала* специфичен тем, что магматиты относятся к дунит-гарцбургитовой формации.

Ванадиевые месторождения

Осадочно-кремнисто-сланцевая формация (вулканогенно-осадочная). Тип *Домбралы* — ванадиеносные горизонты находятся в дислоци-

рованных перемежающихся пачках углисто-глинистых и кремнистых сланцев кембрия (аналог каратауского типа), слабо изучен.

Медные месторождения

Кварцевожильная (и зон окварцевания) с карбонатами формация. Тип *Шатырколя* — зоны окварцевания, кварцевые штокверки, жилы вдоль разломов в гранитоидах ордовика с железо-молибденово-медным оруденением (магнетит, молибденит, халькопирит, халькозин, борнит и др.); развит в Кендыктасе; сюда относится месторождение Жайсан и множество других проявлений; масштабен и перспективен.

Подтип *Копалы* — минерализация жильная и развивается в различных, главным образом древних вмещающих породах.

Скарновая сульфидная формация. Тип *Аденсу-Акколя* — контактово-метасоматические залежи в известняках в генетической связи с малыми телами гранитоидов карбона.

Меднопорфировая формация. Тип *Сарышагана* — вкрапленное и штокверковое сульфидное молибденово-медное оруденение связано с небольшими карбоновыми интрузиями субщелочных гранит-порфиров; сопровождается окварцеванием, серицитизацией; недостаточно изучен, представляет определенный интерес.

Формация медистых песчаников. Тип *Чингильды* — стратиформное медное оруденение приурочено к слоям и линзам серых песчаников среднего карбона, среди красноцветов фамена в герцинских мульдах Чуйского блока; его перспективы здесь не выяснены.

Медисто-карбонатная стратиформная вулканогенно-осадочная формация. Тип *Кенказгана* — оруденение развивается в известняках и тектонических брекчиях фамен-турнейского разреза, комбинированное седиментное и гидротермально-метасоматическое, изучено мало, но представляет значительный интерес, так как является аналогом атасуйского типа (возможны скопления поделочного малахита в зоне окисления).

Свинцово-цинковые месторождения

Березитовая вулканогенная медно-свинцово-цинковая формация. Тип *Казкудука* — рудная минерализация тяготеет к вулканическим центрам, вулкано-тектоническим структурам, тектоническим нарушениям, их пересечениям в терригенных породах и вулканитах; перспективен.

Подтип *Бурлы* характеризуется четко проявленным процессом образования рудоносных апоэффузивных вторичных кварцитов.

Колчеданно-полиметаллическая формация (вулканогенно-осадочная). Тип *Бурултаса* — стратифицированное окисное и сульфидное железо-свинцово-цинковое оруденение в венд-кембрийских фосфоро- и ванадиеносных кремнисто-сланцевых, черносланцевых образованиях с наложенной гидротермальной полиметаллической минерализацией; имеет значительные масштабы и перспективы.

Подтип *Орумбая* — аналогичное стратиформное оруденение более древнего возраста в породах рифея.

Кварц-баритовая свинцово-цинковая формация. Тип *Ушкары* — пластообразное оруденение в песчаниках турне; на глубине располагается карбоновая гранитоидная интрузия; происхождение либо гидротермально-осадочное, либо плутоногенное; объект недоизучен, перспективен.

Вулканогенно-осадочная кремнисто-карбонатно-баритовая медно-свинцово-цинковая формация четко выраженного регионального атасуйского типа. Тип *Жанатаса* — широко распространена рудная минерали-

зация в фамен-турнейском горизонте всех герцинских грабен-синклиналей региона; объекты недостаточно изучены; тип весьма перспективен на Fe—Mn, Cu—Pb—Zn оруденение. Разные мульды в зависимости от фациальных различий разрезов характеризуются своими особенностями и продуктивностью (более высока она в северной части рудного пояса, ближе к Успенскому поясу).

Ртутные месторождения

Вторично-кварцитовая апоэффузивная формация. Тип *Киноварного* — ртутная минерализация вблизи древних вулканических центров, в гидротермально-измененных зонах дробления девонских вулканитов пестрого состава; тяготеет к зонам глубинных разломов.

Кварц-карбонатно-ртутная формация. Тип *Чивека* — гидротермальные изменения и рудные кварц-барит-карбонатные жилы и прожилки развиты в осадочных породах; проявления находятся в сфере влияния расколов глубинного заложения.

Месторождения серебра

Гидротермальная жильная формация. Тип *Серебряного* — гнездовые скопления самородного серебра в трещинах среди сиенодиоритов и других пород каледонид.

Золоторудные месторождения

Гипабиссальная золото-кварц-сульфидная формация. Типы *золото-полисульфидный* (аналог северо-казахстанского), *совмещенный* и *золото-кварц-сульфидный.*

Гипабиссальная золото-сульфидная формация. Типы *золото-арсенопиритовый, лиственитовый.*

Тип *близповерхностной золото-сульфидно-кварцевой формации.*

Редкометальные месторождения

Формация альбитизированных гранитов (и пегматитов). Тип *Голубых сопок* — тела автометасоматических альбит-амазонитовых гранитов с Ta, Nb, Sn, TR и другими элементами развиты в основном в гранитном массиве Майколь; граниты имеют также практическое значение как прекрасный облицовочный материал.

Пегматитовая вольфрамовая формация. Тип *Каракамыса* — тела гигантокристаллического пегматита с боковым шеелитом в гранитном массиве эксплуатировались; проявлен локально, но интересен для изучения.

Грейзеновая формация. Тип *Шакшагайлы* — грейзены с кварцевыми жилами в гранитах каибского комплекса D_3 с комплексной, преобладающе оловянной минерализацией; в чистом виде встречается относительно редко, однако привлекает внимание перспективностью.

Скарново-карбонатно-грейзеновая формация. Тип *Солнечного* — протяженные мощные флюоритовые тела с грейзенами, скарнами и кварц-гюбнеритовыми жилами в вулканогенно-осадочных породах и известняках фамена — турне в связи со слепым гребнем Караобинского редкометаллоносного гранитного массива; тип важен по содержанию и запасам флюорита.

Тип *Бие* — преимущественно оловорудный, новый для зоны; на стратиформную железную и полиметаллическую минерализацию накладывается скарнирование, а затем грейзеновый и гидротермальный процес-

сы; имеет еще ряд представителей, отличающихся составом руд и возрастом: *Октябрьское* — шеелитовые с железом экзоскарны, развитые на контакте с девонским массивом гранитов; *Караунгур* — тонковкрапленное оловянное оруденение в скарнах (несущих железорудную минерализацию) и поздние касситерит-сульфидные прожилки.

Тип *Каракамыса Юго-Восточного* — тактитовый с шеелитом и полиметаллами, приурочен к скарнам в древней гнейсовой толще среднего протерозоя.

Кварцевожильно-грейзеновая формация. Тип *Караобы* — яркий представитель комплексно-редкометального (W, Mo, Bi, Sn и др.) оруденения, плутоногенный, пермского возраста; околожильные грейзены, протяженные кварцевые жилы нескольких генераций и направлений; штокверк содержит комплекс металлов; в нем отмечается наибольшее число разновидностей.

Подтип *Куу* характерен разнообразием составов и генераций грейзенов, ведущим является вольфрамовое оруденение.

Подтип *Байхатына* — минерализация приурочена к дайкам рудоносных гранитов.

Тип *Южного Атасу* наиболее древний в регионе кварцевожильно-грейзеновой оловянной формации среди гнейсо-гранитов протерозоя.

Тип *Сегизсалы* своеобразен преобладанием висмутового оруденения в ассоциации с молибденом, связан с жельтауским гранитным комплексом.

По особенностям рудной структуры в разных редкометальных типах возникает необходимость отметить такие подтипы: *внутри-*, *над-* и *околоинтрузивных зон* системы «интрузив — надинтрузивная зона», а также подтипы *жильный* (например, Салюта), *штокверковый* (многие проявления), *параллельных штокверков* (Многожильное), *зон надвигов* (Белькудук).

Алюминиевые месторождения

Латеритно-осадочная бокситовая формация. Тип *Ескикудука* развит на контакте известняков и красноцветов фамена, изучен слабо, перспективы обнадеживающие в связи со сходством с амангельдинским типом.

Подтип *карстовый* в известняках карбона.

Типы небокситовых алюминиевых формаций — каолиновых глин, андалузитов и алунитов — развиты слабо.

Глава II

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СИДЕРО-ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

В Чу-Илийском рудном поясе железорудные месторождения и рудопроявления отмечаются почти во всех металлогенических эпохах — от раннего протерозоя до верхнего палеозоя включительно. Известные и сколько-нибудь значимые в промышленном отношении проявления железа выделяются в три железорудные формации: титаномагнетитовую, скарново-магнетитовую и железисто-кремнистую, которые пространственно и генетически связаны с определенными геологическими формациями.

Титаномагнетитовая формация связана с двумя интрузивными субформациями — габбро-перидотитовой и габбро-диоритовой, приуроченными к глубинным разломам Жалаир-Найманской зоны.

В интрузиях габбро-перидотитовой субформации разведаны месторождения Шиентас и Тымлай. Всего по зоне насчитывается более ста основных и ультраосновных массивов. Это расслоенные небольшие тела силлов (Тымлайский массив) или более крупные плутоны, сложенные серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами и верлитами), диаллагитами и габброидами; преобладают верлиты, которые образуют с пироксенитами грубую полосчатость. Оруденение, представленное титаномагнетитом и ильменитом, приурочено либо непосредственно к измененным перидотитам с содержанием железа не менее 40% и титана до 10% (Тымлай), либо к пегматоидным пироксеновым жилам — пироксенит-пегматитам, залегающим среди порфировидных мелкозернистых пироксенитов (диаллагитов) и содержащим железа от 8 до 33,8% и титана от 0,11 до 1,5% (Шиентас).

В интрузиях габбро-диоритовой субформации установлены месторождения Титаномагнетитовое, Западная Куеликара и ряд мелких рудопроявлений вблизи Хантауского массива. Это небольшие штокообразные интрузивы, в которых титаномагнетитовое оруденение развито в виде вкрапленности среди пироксеновых габбро и диоритов с содержанием общего железа 13—23% и двуокиси титана 1,3—3,1%.

Интрузии ультрабазитовой формации имеют не только очевидную расслоенность на современных уровнях эрозионных срезов, но, как нам представляется, и вертикальную дифференциацию. В донной части предполагаемой интрузивной колонны локализованы богатые руды ильменита и титаномагнетита Тымлая. Выше развиты титаномагнетитовые руды, связанные с жилами пироксенит-пегматитов в Шиентасе, и, наконец, в

габброидах апикальной фации массива распространена вкрапленность титаномагнетита, характерная для мелких интрузий Хантауской группы.

Среди месторождений скарново-магнетитовой формации по минеральным ассоциациям скарнов и условиям их образования выделяются две субформации: а) апомагнезиально-известковая в докембрийских метаморфических и гранитизированных толщах Кендыктасского поднятия (Аккудук, Коктал) и б) известково-скарновая, локализованная среди вулканогенно-осадочных толщ нижнего палеозоя на контакте с девонскими гранитоидными массивами (Караунгур, Октябрьское, Бие, Токкенское и другие скарновые проявления). В соответствии с представлениями В. А. Жарикова (1968) магнезиальные скарны и руды месторождения Аккудук сформированы в результате реакционного взаимодействия доломитов с ортосланцами под воздействием гранитизирующих растворов в абиссальных фациях глубинности докембрийских толщ; известковые скарны и руды месторождения Караунгур и других проявлений сформированы в постмагматическую стадию становления девонских гранитоидных массивов путем замещения нижнепалеозойских известняков в условиях мезоабиссальной фации глубинности. Поэтому месторождения выделенных субформаций, несмотря на сходность геологического строения и формационную общность, имеют свои металлогенические особенности формирования и размещения в пределах Чу-Илийского рудного пояса.

Железисто-кремнистая формация, по данным А. С. Крюкова, проявлена в двух рифейских геологических формациях: 1) кремнисто-зеленосланцево-порфиритоидной в бетпак-далинской серии, включающей Жуантобинский железорудный бассейн (Жалаирское, Гвардейское, Кандымское); 2) кремнисто-карбонатно-терригенной в огизтауской свите с Темирской группой рудопроявлений.

Как видно, железорудные кварциты Чу-Илийского пояса одинаково размещены в одновозрастной эвгеосинклинальной зоне с фациально меняющимися геологическими формациями от киватинского типа в бетпакдалинской серии Жуантобинского поднятия до криворожского типа в огизтауской свите Чуйской глыбы. Имеются все основания для выделения рифейской железорудной зоны джеспилитов с фациально меняющимися разрезами. На фациальные изменения во вмещающих толщах железорудных зон впервые для Карсакпайского синклинория указал М. С. Марков (1959) и выделил указанные типы, что в генетическом плане соответствует рудоотложению вблизи центра вулканической деятельности и в удалении от них. Выделение рифейской железорудной зоны джеспилитов, вытянутой вдоль простирания толщ Жуантобинского и Чуйского поднятий более чем на 100 км, резко увеличивает перспективы поисков железных руд докембрия в Чу-Илийском поясе.

С формационным изменением вмещающих толщ вдоль рифейской железорудной зоны меняются запасы и содержание железа в рудах Жуантобинского бассейна и Темирского месторождения. В Чуйском поднятии раннекаледонские гранитоидные интрузии прорывают вмещающие толщи рифейской железорудной зоны и подвергают контактовому метаморфизму джеспилиты с образованием более богатых гематит-магнетитовых руд (Темирское рудное поле).

Генезис руд железисто-кремнистой формации сейчас большинством исследователей считается вулканогенно-осадочным с выделением отдаленной фации по Н. С. Шатскому (1954) и М. С. Маркову (1959). Ранее руды железистых кварцитов карсакпайской серии рассматривались как чисто осадочные.

Из приведенного формационного анализа видно, что наиболее про-

дуктивными металлогеническими зонами железа Чу-Илийского рудного пояса для скарново-магнетитовой и железисто-кремнистой формаций являются метаморфические толщи докембрия Бетпак-Далинского, Чуйского и Кендыктасского поднятий, и для руд титаномагнетитовой формации — каледонские ультраосновные и основные интрузии Жалаир-Найманской зоны.

Титаномагнетитовая формация

Месторождение Тымлай

В геологическом строении района принимают участие верхнекембрийские, средне- и верхнеордовикские отложения, слагающие в пределах рудного поля антиклинальную складку, и интрузивные образования нижнеордовикского ультрамафитового комплекса. Верхнекембрийские отложения представлены песчаниками и сланцами джамбулской и порфиритами и сланцами ащисуйской свит. Отложения ордовика — полимиктовые песчаники, алевролиты и известняки караканской свиты перекрываются вулканогалечными конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками верхнего ордовика.

Небольшой выход ультраосновных пород имеется в восточной части магнитной аномалии. Рудовмещающий массив полого погружается на запад и залегает в виде межпластового сложнопостроенного тела среди пород ащисуйской свиты на контакте диабазовых порфиритов и кварц-серицитовых сланцев (рис. 4). Плитообразное тело в плане имеет разме-

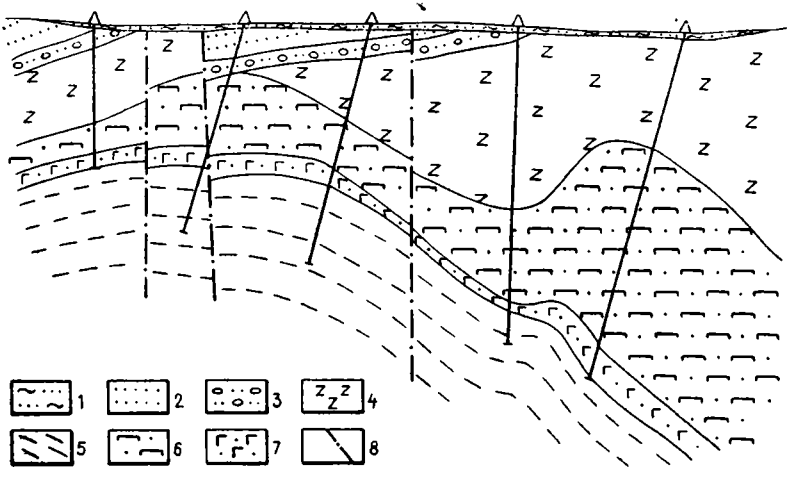


Рис. 4. **Геологический разрез месторождения Тымлай** *(по материалам ЮКТГУ)*

1 — современные отложения; *2* — алевролиты, песчаники; *3* — конгломераты, гравелиты; *4* — диабазовые порфириты; *5* — сланцы кварц-серицитовые; *6* — слюдяные перидотиты с густой вкрапленностью титаномагнетита; *7* — габбро, габбро-диориты, диориты с бедной вкрапленностью титаномагнетита; *8* — разрывные нарушения

ры 2,0×0,8 км. Мощность его на южном фланге 20 м, на северном — 200 м. Массив сложен в основном слюдяными перидотитами, переходящими к лежачему боку в узкую полосу крупнокристаллических габбро, габбро-диоритов и диоритов также с вкрапленным титаномагнетитовым оруденением. Слюдяные перидотиты состоят из серпентинизированного оливина, биотита, баркевикита, титаномагнетита, ильменита, апатита и шпинели. В переменном количестве присутствует хлорит, развивающий-

ся по биотиту. По составу слюдяные перидотиты относятся к ультрамафитам щелочного ряда.

Титаномагнетитовое оруденение в виде вкрапленности локализуется в основном в слюдяных перидотитах и реже в габбро и диоритах. Руды имеют постоянный состав, густую равномерно-вкрапленную текстуру. В составе руд установлены титаномагнетит, ильменит, сфен, лейкоксен, рутил, анатаз, редки пирит и халькопирит.

Титаномагнетит является основным рудным минералом, содержание которого достигает 70—80%. Представлен он октаэдрическими, изометрическими и неправильными зернами размером от долей миллиметра до 2—3 мм. В одних зернах титаномагнетита ильменит как продукт распада твердого раствора наблюдается в виде пластинчатых и решетчатых выделений с шириной пластинок 3—7 мк, в других пластинки ильменита еще мельче и выявляются только после структурного травления. Титаномагнетит часто распадается также на лейкоксен, сфен, рутил, анатаз и гематит.

Ильменит — второй по распространенности минерал в рудах. Незначительная часть его связана с титаномагнетитом и представляет собой продукт распада, где существенная часть представлена довольно крупными мономинеральными зернами (до 1,5—2 мм), ксеноморфными по отношению к минералам нерудной основной массы. Этот ильменит выполняет промежутки между породообразующими минералами, зачастую совершенно не соприкасаясь с кристаллами магнетита или образуя с последними сростки.

Месторождение Тымлай по генезису относится к магматогенным; запасы руды составляют более 0,5 млрд. т. Однако месторождение не оконтурено на флангах и на глубину, что позволяет надеяться на увеличение перспективных запасов. Учитывая морфологию рудоносной интрузии слюдяных перидотитов, ее параметры и положение в пространстве, следует отметить, что добыча руды может быть произведена открытым способом. Коэффициент вскрыши равен 1:3.

Наличие же в районе магнитных аномалий в сходной геологической обстановке свидетельствует в целом о его высокой перспективности на титаномагнетитовое оруденение.

Месторождение Шиентас

Месторождение Шиентас находится северо-западнее ст. Хантау, в междуречье Сарыбулак — Шиентас.

Оно пространственно и генетически связано с ультраосновным массивом, расположенным в центральной части Чу-Балхашского ультрабазитового пояса. На северо-востоке массив прорывает верхнекембрийские кварц-хлоритовые сланцы с линзами кварцитов и рассланцованные порфириты. На юго-западе интрузив имеет тектонический контакт с верхнеордовикскими метаморфизованными полимиктовыми песчаниками, конгломератами и известняками (рис. 5).

Массив Шиентас вытянут в северо-западном направлении на 14 км при ширине 1—2 км, имеет расслоенное строение. Это в различной степени катаклазированные, милонитизированные и серпентинизированные дуниты, перидотиты, пироксениты и измененные габбро. В массиве преимущественно развиты ультраосновные породы мелко- и среднезернистого сложения, иногда порфировидного облика. В них пироксениты чередуются с аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами, образуя полосчатость, согласную с общей вытянутой формой массива. Среди пироксенитов наблюдаются жилообразные тела крупно- и гигантозернистых пироксеновых пород — пироксенит-пегматитов. Размер таблитча-

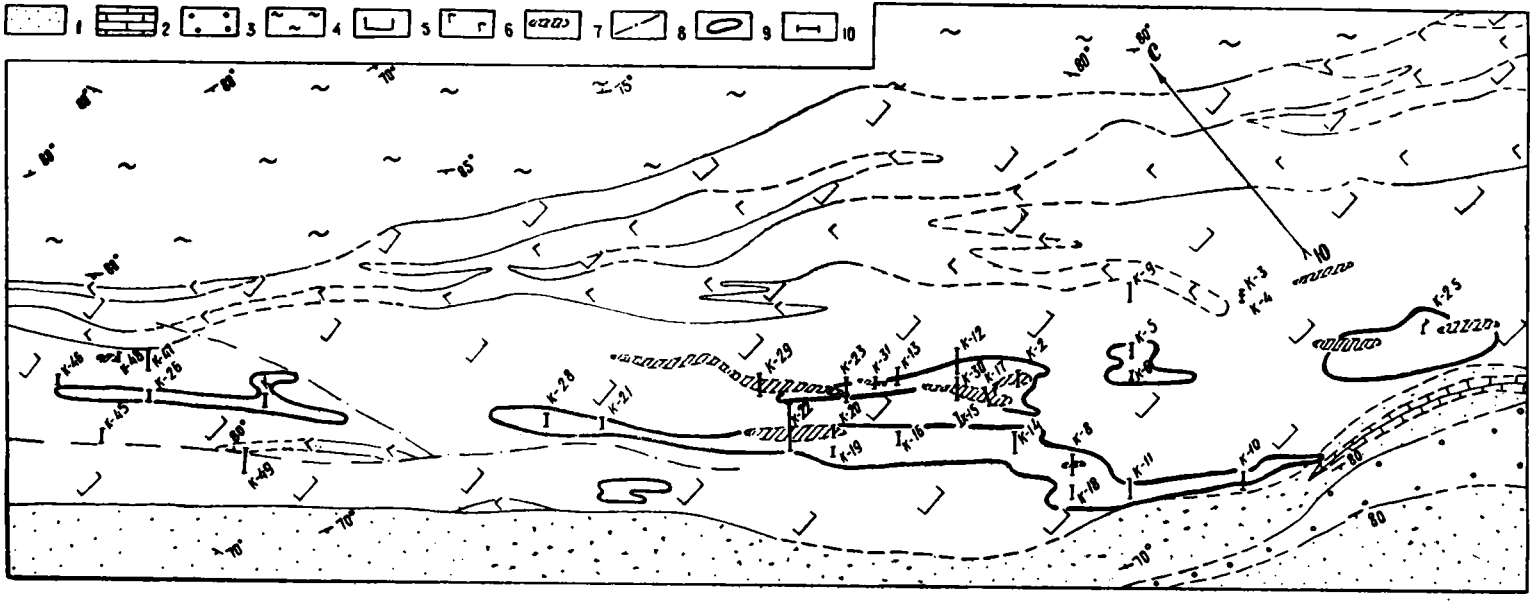


Рис. 5. Схема геологического строения месторождения Шиентас *(по И. М. Жикину)*

1 — полимиктовые песчаники; *2* — известняки; *3* — конгломераты; *4* — кристаллические сланцы среднего — верхнего кембрия; *5* — пироксениты, аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты; *6* — габбро; *7* — пироксенит-пегматиты с вкраплениями, гнездами и прожилками; *8* — разломы; *9* — магнитные аномалии в 5000 гамм и более; *10* — канавы

тых кристаллов пироксена в основном 2—8 см, отдельные индивидуумы достигают 10—15 см. Для пироксеновых пород, особенно для крупнозернистых разностей, характерны макроскопически заметные скопления магнетита. Основная масса серпентинитов под микроскопом имеет петельчатую структуру с выделением по трещинкам тонковолокнистого хризотила и тонкозернистого магнетита (3—5%). Из реликтовых минералов в серпентинитах наблюдается оливин. Габбро, узкой полосой вытянутые внутри массива, имеют лейкократовый облик, нередко такситовую текстуру. Из акцессорных минералов кроме магнетита в ультрабазитах отмечаются шпинель, алюмохромит, ильменит, пирит, марказит, пирротин, халькопирит и гематит.

Ультрабазиты и базиты массива Шиентас связаны между собой постепенными переходами, что позволяет рассматривать их как разновидности, возникшие внутри магматической камеры в результате кристаллизации базальтоидной магмы и последующих вторичных изменений.

Вдоль массива выделяются две зоны: северо-восточная и юго-западная, отстоящие в 100—300 м друг от друга (см. рис. 5). Оруденение первой зоны приурочено к крупнокристаллическим пироксеновым породам (пироксенит-пегматитам), залегающим среди мелкозернистых пироксенитов в виде гнезд и линзо- или жилообразных тел мощностью от 0,5 до 20 м, прослеживающихся до 300 м (канавы 2, 17, 30). Минерализация в породах наблюдается в виде вкрапленности, гнезд, шлиров и прожилков магнетита. Величина ксеноморфных рудных зерен и их сростков в интерстициях пироксена колеблется от 0,1 до 1 мм; максимальная мощность прожилков не превышает 2 см. Содержание железа, по данным химического анализа, варьирует от 8 до 33,8%, в среднем составляет около 15—20%. Из элементов-примесей отмечаются двуокись титана (0,06—1,5%), ванадий (0,11—0,25%), никель (0,02—0,15%), кобальт (0,008—0,016%), хром (0,07—0,3%) и медь (0,003—0,15%). Количество серы в отдельных участках, обогащенных сульфидами, достигает 1%.

Вторая, юго-западная зона вытянута на 4,3 км при ширине до 150 м. Здесь оруденение наблюдается среди мелкозернистых серпентинизированных пироксенитов и серпентинитов. Магнетит присутствует в виде неравномерной вкрапленности, выполняя промежутки между таблитчатыми зернами пироксена. Из рудных минералов отмечаются магнетит, ильменит и реже пирротин и халькопирит. Содержание железа в породах юго-западной аномалии более низкое — 8—11,2%. Количество двуокиси титана изменяется от 0,11 до 1,5%. Характерны те же элементы-примеси: никель (0,07—0,5%), кобальт (до 0,015%), хром (0,2—0,3%), ванадий (до 0,2%) и медь (0,002—0,3%).

В полосе развития мелковкрапленного магнетита в пироксенитах встречаются редкие небольшие жилы пироксенит-пегматитов (канава 22), аналогичные таковым из северо-восточной аномалии. Таким образом, в Шиентасском массиве железорудная минерализация установлена в жилообразных телах пироксенит-пегматитов и во вмещающих их пироксенитах и серпентинитах. Магматическое происхождение вкрапленной магнетитовой минерализации в пироксенитах и серпентинитах не вызывает сомнений. Железооруденение в жилообразных телах пироксенит-пегматитов, как и они сами, формируется в позднюю постмагматическую стадию путем метасоматической собирательной перекристаллизации вмещающих мелкозернистых пироксенитов.

Изучение обогатимости руд показало возможность получения концентрата в количестве 8—9% от массы руд с содержаниями 30,8—48,6% железа, 0,2—0,3% никеля, 0,02—0,03% кобальта, 1—2% хрома.

В целом магнетитовое оруденение Шиентасского массива подобно вкрапленным рудам массивов ультраосновных пород Урала. Аналогич-

ное оруденение встречается в Северо-Тарланатском, Койжарылганском и других массивах Чу-Балхашского пояса.

Рудопроявление Титаномагнетитовое

Рудопроявление расположено северо-восточнее ст. Хантау. Были известны две точки среди нижнедевонских габбро-диоритов с повышенным содержанием титаномагнетита (Парецкий и др., 1961 г.). Рудные точки приурочены к габброидному массиву, имеющему на поверхности серповидную форму, обращенную выпуклой стороной к северо-востоку (рис. 6). Обнажающаяся полоса прослежена до 5 км при ширине от 200 м

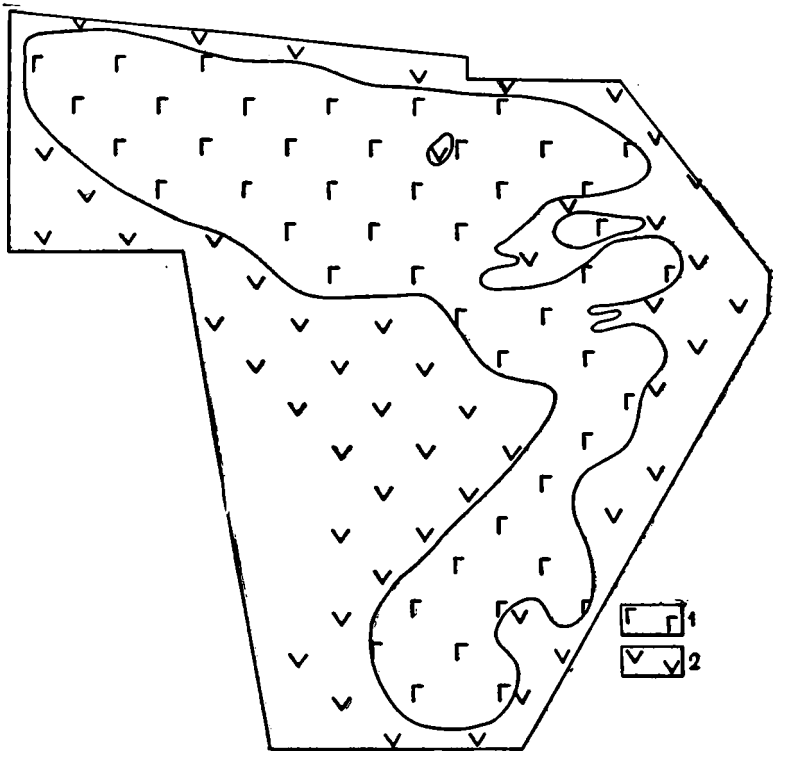


Рис. 6. **Рудопроявление Титаномагнетитовое** (*по Н. Л. Панкратовой, А. Е. Бекмухаметову*)

1 — габбро, габбро-диориты с вкрапленностью титаномагнетита; *2* — дацитовые порфириты

до 1 км. К юго-западу от нее среди вмещающих пород наблюдается ряд обнажений габброидных пород, указывающих на пологое погружение кровли массива в этом направлении. Поэтому есть основание утверждать, что габбровый массив имеет штокообразную форму диаметром около 2,5 км. Вмещающие и перекрывающие массив породы нижнедевонского возраста представлены дацитовыми порфиритами, которые наблюдаются в виде многочисленных останцов (провесов кровли) среди массива.

В строении интрузивного массива принимают участие неизмененные или слабо измененные разности габбро и диориты. Среди средне- и крупнозернистых габбровых пород выделяются пироксеновое, оливиновое и роговообманковое габбро. Распространены также пегматоидные габбро и габбро-пегматиты. Породы между собой связаны постепенными пере-

ходами, и образование их обусловлено кристаллизационной дифференциацией основной магмы. В массиве преобладают габброиды, относящиеся к нормальному габбро, сложенному моноклинным пироксеном и основным плагиоклазом. К этой ассоциации часто добавляется также оливин, который участками полностью вытесняет пироксен, и тогда по составу порода приближается к троктолиту. По пироксену развивается зеленая роговая обманка, участками составляя единственный темноцветный минерал роговообманковых габбро. Присутствует бурый биотит (1—2%), апатит (в габбро-пегматитах его содержание повышается до 5—8%), сфен. Из вторичных минералов развиты брусит, магнезит, серпентин (по оливину), биотит, эпидот, цоизит, хлорит, актинолит, карбонат (по пироксену и роговой обманке), серицит, соссюрит (по плагиоклазу). Необходимо отметить широкое развитие в габброидах турмалина (до 10%) в виде хорошо образованных удлиненно-призматических черных кристаллических зерен, часто тесно сросшихся в гнезда.

Габбро-пегматиты наблюдаются в виде гнезд и жилообразных тел размером до нескольких десятков сантиметров в поперечнике с отчетливыми, но постепенными переходами во вмещающие их габброиды. Сложены они плагиоклазом и роговой обманкой; к пегматоидным участкам приурочены повышенные содержания турмалина, апатита и магнетита.

Диориты обычно мелкозернистые, приурочены к эндоконтактам и апикальным частям массива.

Повышенные содержания титаномагнетита характерны для пироксеновых разновидностей габбро и диоритов. Отдельные участки этих пород содержат макроскопически заметную неравномерно рассеянную вкрапленность или шлировидные скопления рудного компонента от 10—12 до 20%. Титаномагнетит фиксируется в виде ксеноморфных зерен и их сростков размером от 0,1 до 2 мм, выполняющих промежутки между алюмосиликатами. При серпентинизации оливина и хлоритизации пироксена происходит выделение тонкозернистого магнетита, включенного в псевдоморфные образования. Химические анализы рудных габбро показали содержание железа от 12,8 до 17,7%, двуокиси титана — от 1,93 до 3,35%. Из элементов-примесей в габброидах и диоритах отмечаются медь (0,002—0,1, редко 0,3%), ванадий (0,007—0,06, редко 0,4%), никель (0,004—0,07, редко 0,15%), кобальт (0,004—0,04%), марганец (до 0,5%), хром (до 0,06%).

Титаномагнетитовое оруденение в габбровом массиве относится к гистеромагматическому типу с выделением титаномагнетита после кристаллизации породообразующих минералов.

Титаномагнетитовая минерализация в габбровом массиве заслуживает внимания. Рекомендуется ревизовать все основные интрузии в Хантауском районе, так как повышенные содержания титаномагнетита отмечаются во многих мелких массивах (Куеликара, Жебылган и др.). Аналогами являются Давыдовское и Введенское месторождения (Тургайский прогиб), Ошургское, Телегинское и другие месторождения (Юго-Западное Забайкалье), генетически связанные с габбро-диоритами.

Скарново-магнетитовая формация

Месторождение Аккудук

Скарново-магнетитовое месторождение Аккудук находится в Кендыктасском поднятии, юго-западнее ст. Чокпар.

Скарново-рудные тела приурочены к крутопадающим крыльям синклинальной структуры, имеющей в общем северо-западное простирание (рис. 7). Скарново-рудная зона залегает среди докембрийских пород,

представленных мраморами, амфиболитами и кварц-полевошпат-амфиболовыми сланцами. Вероятно, блок древних пород является реликтовым останцом, сохранившимся при широко проявленном в районе процессе докембрийской гранитизации. Она привела к образованию грани-

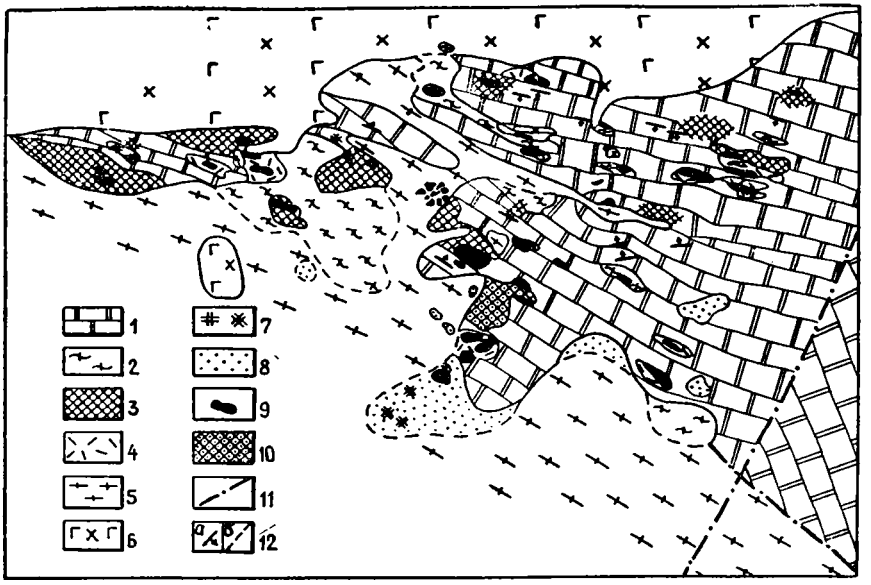


Рис. 7. **Схематическая геологическая карта скарново-магнетитового месторождения Аккудук** (*по Н. Л. Панкратовой, А. Е. Бекмухаметову*)

1 — мраморы и кальцифиры; *2* — полевошпат-амфиболовые сланцы, амфиболиты; *3* — магнезиальные и известковые скарны; *4* — тремолитовые породы; *5* — гранито-гнейсы; *6* — габбро, габбро-диориты; *7* — окварцевание; *8* — гранитизированные сланцы; *9* — магнетитовые тела; *10* — оруденелые скарны; *11* — разломы; *12* — элементы залегания (*а*), граница фациальных переходов (*б*)

то-гнейсов, широко распространенных к юго-юго-западу от месторождения, а также кальцифиров, магнезиальных, известковых скарнов, пироксен-плагиоклазовых пород и магнетитовых руд. Рудный блок контактирует с палеозойским гранитоидным массивом пестрого состава, центральная часть которого сложена гранитами, сменяющимися к периферии (к югу) гранодиоритами, переходящими в эндоконтактовой зоне в диориты, габбро-диориты и габбро. Пространственная приуроченность скарново-рудной зоны к контакту или вблизи с габбро-диоритовыми породами может свидетельствовать о их генетической связи, как считалось ранее. Однако породы массива прорывают скарново-рудную зону и вмещающие их гранито-гнейсы и содержат ксенолиты этих пород, что однозначно указывает на их послерудное образование. Габброиды, слагающие лишь узкую полосу в эндоконтактовой зоне гранитоидного массива, формировались за счет ассимиляции и гибридизма мраморов и скарново-магнетитовых тел. В них часто отмечается неравномерная, местами обильная вкрапленность магнетита, напоминая теневые ксенолиты руд. Минералы скарнов (гранат, пироксен) в ксенолитах гранулированы и перекристаллизованы с изменением состава.

Скарново-рудная зона, прослеженная в субширотном направлении на 1100 м при мощности от 100 до 500 м, сложена отдельными телами магнезиальных и известковых скарнов и магнетитовых руд. Форма скарновых тел обычно неправильная и определяется тектоникой. Как и ру-

ды, они сильно деформированы, что выражается в разлинзовании, будинировании и превращении сплошных скарновых тел в тектонические брекчии. Магнезиальные скарны как наиболее ранние продукты метасоматоза редко сохраняются свежими. Они представлены шпинель-форстерит-диопсидовыми, шпинель-диопсидовыми и диопсидовыми разностями, обычно подвергнутыми гистерогенному разложению с развитием вторичных магнезиально-силикатных минералов — тремолита, талька, флогопита и серпентина. Наиболее широко на месторождении распространяется тремолит, образуя мономинеральные выделения. В постмагматическую стадию магнезиальные скарны подверглись замещению с образованием апомагнезиальных известковых скарнов пироксен-гранатового, гранатового и гранат-везувианового состава. Не исключено развитие в эту же стадию собственно известковых скарнов того же состава по кальцитовым мраморам. Известковые скарны широко распространены в рудном поле с преобладанием гранатовых разностей. Наложенная минерализация в известковых скарнах представлена эпидотом, цоизитом, кальцитом, пренитом и хлоритом. Отдельные участки как магнезиальных, так и известковых скарнов содержат вкрапленность магнетита (до 20—40%), а также повышенные количества меди (до 0,1%) и цинка (до 0,05, редко до 1%).

На поверхности обнажено 37 выходов магнетитовых тел. Длина их варьирует от 1 до 30 м, в среднем составляет 10 м, мощность 0,5—30 м, в среднем 9 м. Отдельные тела прослеживаются по простиранию на 300—500 м в виде линзо- или штокообразных тел, часто неправильных по форме. Они согласно залегают с вмещающими их мраморами, круто падают на северо-восток или юго-запад под углами 65—80°. Обычно магнетит в рудных телах ассоциирует с минералами скарнов. Выделяются следующие минеральные типы руд: форстерит-магнетитовые, диопсид-магнетитовые, серпентин-магнетитовые, тремолит-магнетитовые, флогопит-магнетитовые, пироксен-магнетитовые, гранат-пироксен-магнетитовые и пренит-магнетитовые. Преобладают руды тремолит-магнетитового состава. Они содержат реликты форстерита, диопсида, шпинели, флогопита и серпентина. Другие нерудные минералы представлены тальком, магнезитом, кальцитом, апатитом, сфеном и флогопитом. В рудах присутствуют более поздние сульфиды: халькопирит, пирит, реже халькозин, борнит и сфалерит, часто отмечаются примазки и корочки малахита и хризоколлы.

Текстура руд в основном массивная и полосчатая, реже вкрапленная и брекчиевидная. Возникновение брекчиевых руд связано с интенсивным тектоническим дроблением магнетитовых тел и превращением их в рудные катаклазиты, а местами в милониты. Обломки руд обычно сцементированы перекристаллизованным тремолитом. Содержание окислов железа в рудах колеблется от 52,15 до 89,82%. В незначительных количествах отмечаются медь (до 0,08%), титан (до 0,07%), марганец (до 1%), цинк (до 0,05, редко до 1%), ванадий (до 0,0005%). Ориентировочные запасы магнетитовых руд на месторождении до глубины 500 м оцениваются нами в 50—70 млн. т при содержании железа не менее 50%. В отношении сульфидного оруденения скарново-рудная зона бесперспективна. Повышенные содержания меди и цинка в отдельных участках рудного поля обусловлены наложенной халькопиритовой и галенитовой минерализацией, имеющей непосредственную генетическую связь с Аккудукским гранитоидным массивом, площадь которого благоприятна для поисков вкрапленно-прожилкового медного оруденения.

Формирование магнезиальных, известковых скарнов и руд обусловлено явлениями гранитизации. На фронте магматического замещения происходит сложное метаморфогенно-метасоматическое преобразование

пород с перераспределением вещества. В наиболее раннюю высокотемпературную стадию по доломитам образуются магнезиальные метасоматиты (форстеритовые, шпинель-диопсидовые и другие скарны, кальцифиры, полевошпат-диопсидовые породы), а полевошпат-амфиболовые сланцы и амфиболиты преобразуются в гранито-гнейсы. Выщелоченное при этом железо из основных вмещающих пород концентрировалось в магнезиальных скарнах. В постмагматическую стадию происходит образование апомагнезиально-известковых и собственно известковых скарнов с переотложением рудного вещества. Метасоматическая зональность в строении скарновых тел затушевана в связи со сложностью геологического процесса формирования месторождения: 1) гранитизация и скарнообразование проходили в неоднородной толще доломитовых и известковых мраморов, переслаивающихся со сланцами и амфиболитами; 2) месторождение находится в зоне Кербулакского разлома, что обусловило неоднократное брекчирование пород и блочное строение рудного поля.

Скарново-магнетитовые тела апомагнезиально-известковой субформации являются наглядным примером проявления зоны базификации на фронте региональной гранитизации. Источником рудного вещества, возможно, послужили гранитизированные полевошпат-амфиболовые сланцы и амфиболиты нижних горизонтов вмещающих толщ. Реакционной средой и источником магния для скарнирования и осаждения рудного вещества служили доломитовые мраморы. По мнению Г. Н. Щербы, не исключена возможность того, что среди карбонатных пород уже существовали пластовые тела железистых руд седиментного происхождения.

Рудопроявление Коктал

Рудопроявление расположено на юго-западном склоне Кендыктасских гор вдоль ручья Западный Каратаспа (приток р. Сарыбулак).

Район сложен докембрийскими парагнейсами, различными сланцами, амфиболитами, мраморами и гранито-гнейсами. На участке распространены кварц-хлоритовые сланцы, среди которых находятся линзы мраморов. С запада они контактируют с гнейсами и гранито-гнейсами, а с востока — амфиболитами. Среди амфиболитов встречаются диопсид-скаполитовые роговики и скарнированные амфиболиты (рис. 8).

Среди кварцево-слюдистых и кварц-хлоритовых сланцев, включающих тела мраморов, на протяжении 4 км обнаружены линзы вкрапленных магнетитовых руд, реже магнетитсодержащих пироксеновых скарнов. Они отмечаются северо-восточной магнитной аномалией протяженностью 900 м. Наиболее крупная залежь диопсидовых скарнов длиной 250 м и мощностью 20—30 м приурочена к северо-западному борту тела мраморов. На контакте с мраморами в зоне длиной в 200 м при мощности 1,5—3 м отмечается густо вкрапленное магнетит-мартитовое оруденение; содержание железа 33,3—39,2%, до 0,01% кобальта и 0,18% двуокиси титана.

В 300—500 м западнее выявлена вторая магнитная аномалия интенсивностью от 300 до 1500 гамм, вытянутая в меридиональном направлении на 1400 м. Она обусловлена вкрапленностью магнетита в сланцах, которые прослежены на 600 м. Причем в северной части оруденелые сланцы залегают среди тремолитовых мраморов (канава № 49). Руды содержат 9,8—14,5% железа, в одной пробе установлено 1,93% двуокиси титана.

К югу на правом берегу ручья магнетитовые сланцы прослежены на

400 м при мощности 20 м. Содержание в них железа 13,5%, титана 1,29%.

Геологическое строение рудопроявления Коктал аналогично строению месторождения Аккудук. Развитие диопсидовых скарнов, тремолитовых пород и магнетитовых руд позволяет отнести это рудопроявление к скарново-магнетитовой формации апомагнезиально - известково - скарновой субформации и связывать их формирование с процессами гранитизации. По мнению Г. Н. Щербы, возможно, что на этом рудопроявлении мы тоже сталкиваемся с первично стратиформным оруденением.

Месторождение Караунгур

Месторождение расположено северо-западнее залива Кашкантениз и севернее колодца Шакшагайлы, в северо-восточном экзоконтакте Каибского гранитного массива с метаморфизованной осадочной толщей силурийского возраста, сложенной известняками, алевролитами, песчаниками, туфами и конгломератами. Простирание пород северо-восточное (10—15°), падение северо-западное (35—60°) навстречу контакту с гранитным массивом. Скарново-рудная зона залегает среди полосчатых и пятнисто-окрашенных роговиков кварц-полевошпат-пироксенового, полевошпат-биотито-

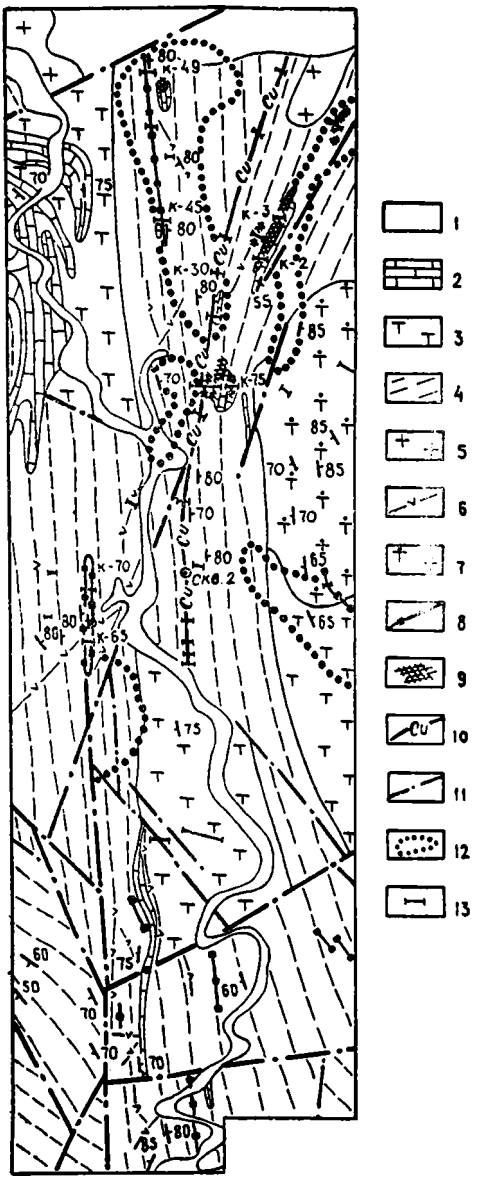


Рис. 8. **Схема геологического строения рудопроявления Коктал** (*по Р. И. Кану, А. С. Рудому*)

1 — современные образования; *2* — мраморы и мраморизованные известняки; *3* — амфиболиты с прослоями сланцев и гнейсов; *4* — кварцево-слюдистые, кварц-хлоритовые сланцы, гнейсы; *5* — мелкозернистые граниты; *6* — дайки диоритовых и диабазовых порфиритов; *7* — диопсид-скаполитовые роговики; *8* — участки с вкрапленностью магнетита в гнейсах и сланцах; *9* — диопсидовые, тремолитовые, гранатовые скарны и скарноиды с магнетитом; *10* — зоны медной минерализации; *11* — разрывные нарушения; *12* — магнитные аномалии в 300 гамм и более; *13* — канавы

вого и полевошпат-амфиболового состава с останцами мраморизованных и скарнированных известняков и крупнокристаллических мраморов.

Интрузивные породы Каибского массива представлены лейкократовыми средне-крупнозернистыми биотитовыми гранитами. Непосредственно в эндоконтакте со скарново-рудной зоной распространены более поздние мелкозернистые, иногда порфировидные граниты и аплиты, как

акцессорный в них присутствует магнетит, участками образуя заметную вкрапленность. Граниты содержат ксенолиты окварцованных алевролитов.

В двух участках рудного поля встречены штокообразные тела интрузивных брекчий, в которых остроугольные обломки диоритовых порфиритов, обогащенные магнетитом, сцементированы или нацело замещены гранитом с сохранением лишь теневой обломочной текстуры.

Скарново-рудная зона протягивается на северо-восток на 9 км. В средней части она делится на два блока крупным северо-восточным нарушением сбросо-сдвигового характера, в центральной части которого развита мощная зона окварцевания. Лучше изучена площадь к югу от разлома (Караунгурское рудное поле), включающая участки Скарновый I и Караунгур, а также участок Скарновый II, сдвинутый по разлому на 1,2 км к юго-западу (рис. 9). На Караунгурском участке скарны прослежены на 3,3 км. На юге они контактируют с гранитами и пересекаются двумя дайками гранофировых гранитов, а на севере отстоят от выходов гранитов на 1 км. Между дайками и далее к северу скарны слагают две полосы мощностью 10—50 м

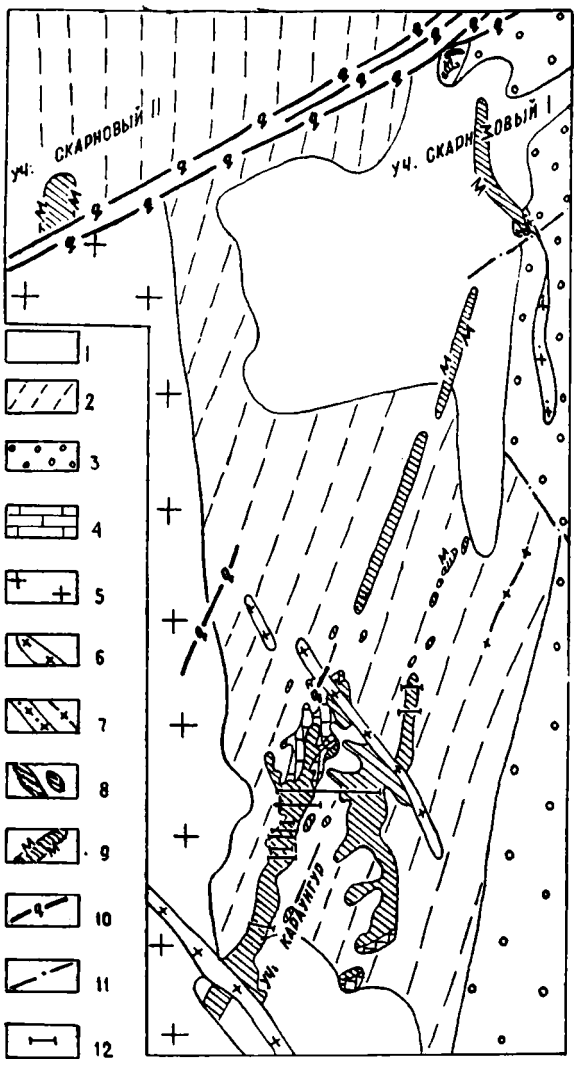


Рис. 9. **Схема геологического строения Караунгурского рудного поля** *(по М. А. Жукову, М. Ц. Медоеву, В. И. Волобуеву)*

1 — современные отложения; *2* — роговики; *3* — конгломераты; *4* — мраморы; *5* — мелкозернистые граниты; *6* — дайки гранофировых гранитов; *7* — дайки кварцевых порфиров; *8* — гранатовые, гранат-пироксеновые скарны; *9* — магнетит-мартитовые тела; *10* — зона окварцевания и кварцевые жилы; *11* — тектонические нарушения; *12* — канавы

каждая и длиной с перерывами до 1500 м. Западная полоса скарнов отделена от гранитов на 200—400 м, вторая, восточная полоса залегает параллельно ей еще в 150—200 м. Скарновые тела, падающие на запад-северо-запад под углом 60°, имеют сложную морфологию и переменный минералогический состав. Преобладают гранатовые и гранат-везувиановые разности. В подчиненном значении

присутствуют везувиан-пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны. Гранат представлен гроссуляр-андрадитом и андрадитом. Пироксен по составу соответствует диопсиду. Наложенная минерализация в скарнах представлена кварцем, халцедоном, опалом, кальцитом, эпидотом, калишпатом, хлоритом, роговой обманкой, актинолитом, скаполитом, флюоритом, апатитом, серицитом; из рудных минералов отмечаются касситерит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, малахит, хризоколла, шеелит, вольфрамит, магнетит, гематит, лимонит, рутил, пиролюзит.

Железооруденение в Караунгурском рудном поле проявлено в его северной половине. Самый большой выход железных руд размером 70×15 м наблюдается на участке Скарновый I. Контуры его по магнитной аномалии 175×40 м. Выявленная здесь аномалия интенсивностью от 500—2000 до 8000 гамм вытянута на 450 м. Второй выход железорудного тела наблюдается севернее, вблизи зоны разлома. Рудное тело размером по магнитной аномалии 200×25 м сильно брекчировано и окварцовано. Несколько мелких рудных тел вскрыто канавами на юге участка. Максимальная их мощность не более 1 м. На участке Скарновый II наблюдаются выходы семи линзообразных железорудных тел. Наибольшее рудное тело имеет размеры 40×15 м. Магнитная аномалия отмечает его интенсивностью в 1500 гамм и размером 100×100 м.

Состав железных руд почти мономинеральный, в основном мартитовый; в виде реликтов присутствует магнетит. Руды массивного сложения мелко-среднезернистого строения. Из нерудных обычны гранат и кварц. Прилегающие к рудам скарны содержат вкрапленность и прожилки магнетита. Четко наблюдается секущее положение руд по отношению к скарнам. Содержание железа в рудах более 50%. Из элементов-примесей в них обнаружены олово (0,007—0,01%), цинк (0,05—0,1%), свинец (0,001—0,003%), медь (до 0,05%), висмут (до 0,001%).

Особенности геологического строения скарново-рудного поля, характер взаимоотношения пород и минералов указывают на парагенетическую связь их с гранитной интрузией. Нахождение интрузивных брекчий свидетельствует о захвате, дроблении и выносе из глубин древних диоритовых порфиритов по пути подъема кислой магмы. Эти древние магнетитсодержащие породы могли быть источником железооруденения в скарнах. Восходящие постмагматические щелочные растворы, сопровождающие кислую магму, приводили к мобилизации железа из диоритовых порфиритов где-то на глубине и переотложению его в верхних наиболее благоприятных участках скарновых тел. Дополнительно источником железа могли служить также вмещающие ильменитовые песчаники, в которых количество сфенизированного ильменита составляет до 10%*.

Площадь скарново-рудных участков плохо обнажена. Однако значительное развитие магнетитовых тел обосновывает постановку оценочных работ на железные руды. Не исключено, что отдельные выходы рудных тел и оруденелых скарнов, обнажающихся в северо-восточном направлении на 1,5 км, могут представлять пластообразные залежи с варьирующей мощностью. Перспективные запасы железной руды до глубины 300 м оцениваются до 50 млн. т при содержании железа около 40%. Кроме того, к юго-западу от железорудного тела участка Скарновый I установлена магнитная аномалия, природа которой осталась не выясненной.

---

* Согласное залегание рудных тел среди вмещающих пород не снимает вопроса о первично стратиформном характере оруденения и его регенерации под влиянием поздней гранитоидной интрузии. — *Прим. ред.*

Железисто-кремнистая формация

Жуантобинский бассейн

Жуантобинский железорудный бассейн расположен южнее Каражальского горнорудного центра и севернее метеостанции «Бетпак-Дала», на крайнем юге Жана-Аркинского района Джезказганской области. Бассейн находится на площади Жуантобинского поднятия в синклинорной структуре и состоит из трех месторождений железистых кварцитов — джеспилитов (с северо-запада на юго-восток): Жалаирского, Гвардейского и Кандымского (рис. 10).

Вмещающей оруденение является толща пород, выделенная нами как бетпак-далинская серия. Особенность ее в ритмичном двучленном строении, заключающемся в закономерном чередовании в каждом из макроритмов, выделяемых как свиты, снизу — пачек порфиритоидов, сверху — вулканогенно-осадочных пород с пластами джеспилитов, которые генетически связаны с порфиритоидами. Продуктивной является нижняя, жуантобинская свита, в которой отмечаются 4—5 пластов джеспилитов; в когашикской верхней свите рудные пласты на поверхности пока не отмечены (Крюков и др., 1970).

В состав верхней пачки рудоносной жаунтобинской свиты входят кварц-серицитовые, филлитовидные сланцы, порфироиды (по кварцевым порфирам), кварциты и мраморизованные известняки. Нижние пачки состоят преимущественно из порфиритоидов, развитых по вулканитам базальтоидного состава. Рудоносная толща прослеживается пластами железистых кварцитов на 35 км. Все породы толщи регионально метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Возраст вмещающей толщи пока неясен. Имеются данные о позднерифейском возрасте, так как возраст метаморфизма, определенный термолюминесцентным методом (Иванова и др., 1975), равняется 765 млн. лет, а возраст пород — около 800—850 млн. лет. По данным же Л. И. Филатовой и др. (1973 г.), возраст свиты датируется как нижне-среднепротерозойский (1670±170 млн. лет), определенный альфа-свинцовым методом по циркону из порфироидов жуантобинской свиты.

Структура рудного поля Жуантобинского бассейна представляет собой сложнодислоцированную и перемятую систему крутопадающих складок, осложняющих крылья Жуантобинской синклинали, ось которой проходит примерно через центральную часть Гвардейского месторождения в северо-западном направлении. Часто на площади наблюдаются узкие изоклинальные складки видимой длиной до 4300 м и шириной до 400 м. Пласты джеспилитов, как правило, слагают синклинальные складки, нередко с одним опрокинутым крылом, особенно на юго-западной половине центральной части площади бассейна. Складки эти довольно часто имеют периклинальные замыкания. Углы падения крыльев 60—83°, на замыканиях — от 10—30 до 45°.

Форма рудных тел в месторождениях пластообразная, редко линзообразная (на поверхности). Рудные пласты выдержаны по простиранию (до 8500 м — прослеженная длина), но довольно часто имеют пережимы и раздувы, характеризуются типичными структурами макробудинажа, являющимися результатами динамометаморфических процессов. На площади рудного поля всего выделяются 4—5 пластов мощностью 10—30 м. Видимая ширина выхода пластов на поверхности из-за весьма сложного их строения достигает 110 м. Все эти пласты, повторяясь в разрезе несколько раз, создают на поверхности множество (до 20—25) рудных пластообразных тел. В мощных рудных пластах довольно часто встречаются линзовидные и пластообразные прослои порфироидов, пор-

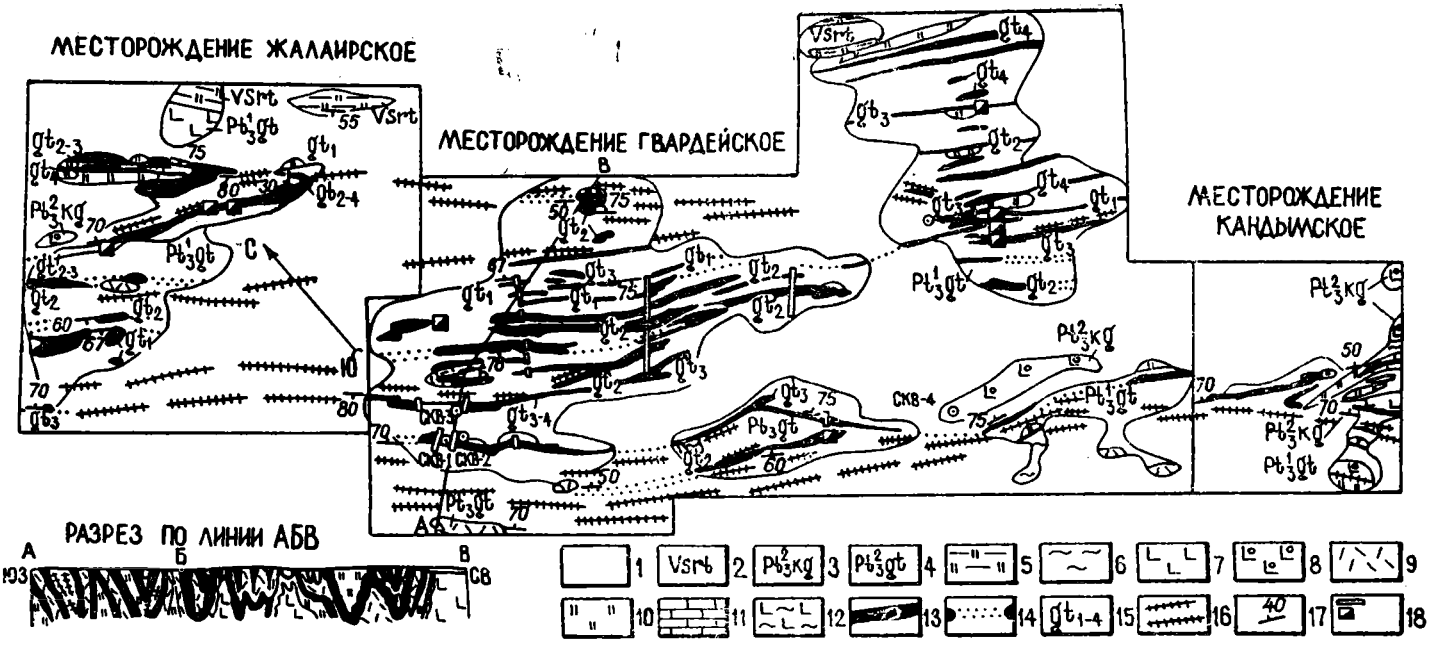


Рис. 10. **Схема геологического строения Жуантобинского железорудного бассейна** *(по А. С. Крюкову)*

1 — рыхлые мезозой-кайнозойские отложения; *2* — отложения сыртской свиты венда; *3* — отложения когашикской свиты верхнего рифея; *4* — отложения жуантобинской свиты верхнего рифея; *5* — фтаниты; *6* — сланцы; *7* — порфиритоиды; *8* — порфиритоиды по миндалекаменным порфиритам; *9* — порфироиды; *10* — кварциты; *11* — мраморы; *12* — зеленые сланцы; *13* — джеспилиты; *14* — джеспилиты, перекрытые рыхлыми отложениями; *15* — индексы рудных пластов жуантобинской свиты (снизу вверх); *16* — кварцевые жилы и зоны окварцевания; *17* — элементы залегания; *18* — горные выработки и их номера

фиритоидов и кварцитов мощностью от 5—10 до 20 м, которые, становясь более мощными (до 30 м), иногда полностью расчленяют эти однородные пласты на несколько менее мощных.

Отчетливых околорудных изменений нет, иногда наблюдается покраснение пород, особенно если эти породы интенсивно рассланцованы.

По составу, качеству, текстурным особенностям джеспилиты разделены на три типа: гематитовые, магнетит-гематитовые, убогие гематитовые.

Джеспилиты гематитового состава распространены во всех рудных горизонтах (до 70%). Для них характерна средне-, тонко- и микрополосчатая текстура, обусловленная чередованием гематитовых и кварц-гематитовых слоев (мощностью от 0,1 до 2—3 мм), различно обогащенных гематитом. Структура этих руд микрогранобластовая.

Джеспилиты магнетит-гематитового состава развиты в подчиненном количестве (не более 30%), наблюдаясь в виде линзообразных тел, согласно расположенных в рудных пластах. Текстура в них грубо или неяснополосчатая. Кристаллы магнетита в гематите создают различимую бугорчатую поверхность на плоскостях рассланцевания.

Убогие джеспилиты, или «ожелезненные кварциты», наблюдаются в виде чечевицеподобных, столбообразных, четковидных тел (будин) размером до 0,4×0,6—1,0 м и в виде прослоев мощностью 1—50 см. Текстура у них массивная или неяснополосчатая, структура микрогранобластовая. Они содержат тонкорассеянный гематит, распределенный равномерно, реже пылеватый магнетит и единичные зерна серицита, хлорита, апатита. Убогие кварциты занимают примерно 10% общего объема рудных тел, содержание железа в них 8—15%.

Основной рудный минерал во всех типах — гематит (от 50—85 до 95—97%), до 3—5% составляют магнетит и мартит в магнетит-гематитовых разностях; основной нерудный — кварц (13—40%). Гематит наблюдается в виде лейст и табличек размером до 0,01×0,05 мм, ориентированных по сланцеватости и в виде тонких табличек (размером в среднем 0,001×0,008 мм), образующих густую «вязь» или сросшихся в форме «звездочек». Правильно ограненные кристаллические зерна магнетита (мартита) отмечаются в виде «порфиробластовых» выделений (часто октаэдрической формы) размером 0,01—0,5 мм, расположенных в массе мелкотаблитчатого гематита. Очень редко в рудах встречаются включения пирита размером до 0,05 мм. В зоне окисления развит лимонит (иногда до 70%) обычно в виде плотных скоплений или псевдоморфоз по агрегатам гематита размером до 0,45 мм.

Основной нерудный минерал — кварц, встречающийся в виде изометрических или несколько удлиненных зерен, ориентированных по сланцеватости, размером от 0,008 до 0,01 мм. В незначительном количестве присутствуют ферростильпномелан, серицит, полевые шпаты и апатит. В рудах довольно часты метаморфические кварцевые прожилки мощностью 0,007—0,01 мм.

На площади железорудного бассейна нами выявлены участки древних кор выветривания, которые могут содержать более богатые остаточные руды железа и алюминия. Переотложенные руды железа имеют бобовидную или обломочную текстуру и сложены полуокатанными, реже угловатыми обломками ноздреватого гематита, гетита, гидрогетита и кварца, сцементированных гидроокислами железа. Наличие переотложенных остаточных руд (с содержанием окиси железа до 57%, кремнезема до 23%) свидетельствует о том, что, несомненно, есть и неразмытые богатые остаточные руды железа и, вероятно, алюминия.

Химические анализы показывают следующие средние содержания (%): железа общего — 41,23; SiO_2 — 31,82; MnO — 0,02; SO_3 — 0,19.

Максимальное содержание железа в джеспилитах равно 62%, минимальное — 18%. Средние групповые содержания железа по нескольким пробам в рудных телах колеблются от 34 до 51%, среднее содержание кремнезема обычно 13—40%. Спектральными анализами выявлено (%): свинца — 0,00075; меди — 0,0017; цинка — 0,003; серебра — 0,00025; золота — следы; молибдена — 0,0001; ванадия — 0,013; титана — 0,25; бария — 0,1; стронция — до 0,1.

Тесная пространственная, геохимическая и петрохимическая связь железных руд с основными вулканитами не оставляет сомнения в вулканогенно-осадочном происхождении железистых кварцитов.

Перспективные запасы руд бассейна, подсчитанные только по 35 наиболее крупным пластовым выходам (длиной 2000—5000 м и шириной 20—75 м), предварительно оцениваются на глубину до 300 м при объемном весе 3,5 г/см^3 и со средним содержанием железа 39,16% в количестве 2—3 млрд. т, в том числе руд с содержанием железа больше 50% — около 0,5 млрд. т. Руды труднообогатимы. Месторождение не изучено. Имеются предварительные результаты переработки руд по новой технологии — прямого восстановления железа. Получена трансформаторная сталь при расходовании 0,8 т угля на 1 т стали. Способ не требует расхода воды.

Темирская рудная зона

Эта зона расположена в южной части Бетпак-Далы в центре Чуйского поднятия, состоит из следующих друг за другом с небольшими перерывами в юго-восточном направлении рудопроявлений: Буденекудук Юго-Западный, Танен, Темирказган и Темиртыккан, составляющих рудную зону. Кроме того, с юго-востока к ним примыкает интенсивная магнитная аномалия участка Магнитный. Все рудопроявления зоны ассоциируют с вулканогенно-терригенной формацией рифея, которая представлена отложениями огизтауской свиты, расчлененной на четыре подсвиты (снизу вверх): 1) филлитовые и филлитовидные сланцы и метаморфизованные песчаники плагиоклаз-кварцевого и слюдисто-кварцевого состава мощностью 420—550 м; 2) серицито-кварцевые, биотит-плагиоклаз-кварцевые сланцы, метаморфизованные кварцевые песчаники с маломощными прослоями углистых кварц-биотит-мусковитовых сланцев и микрокварцитов мощностью 250—490 м; 3) серицит-плагиоклаз-кварцевые, в нижней части мусковит-кварцевые сланцы мощностью 280—330 м; 4) рудная подсвита, сложенная внизу пачкой зеленых сланцев (по порфиритоидам мощностью от 50 до 450 м), выше — чередующимися прослоями слюдисто-плагиоклаз-кварцевых сланцев, кварцитов (часто сахаровидных), кварцитовых сланцев, мраморизованных известняков, зеленых и кварц-карбонатных сланцев, бедных железистых кварцитов мощностью от 0,7 до 16 м, чаще 1—3 м. Все породы свиты метаморфизованы в зеленосланцевой фации. По данным С. Г. Токмачевой и др. (1977 г.), возраст свиты датируется как нижне-среднепротерозойский, а по А. Ф. Ковалевскому и др. (1971 г.),— как нижнекембрийский. Темирская зона приурочена к Буденекудукской синклинали, которая запрокинута к северо-востоку, осложнена второстепенными складками с крутыми углами падения крыльев 70—85°. Продуктивные горизонты, как правило, слагают ядерные части синклинальных структур. Рудная зона находится в зоне экзоконтакта Кендерлыкского массива гранодиоритов, рвущего протерозойские отложения, при этом железистые кварциты гематитового состава в условиях контактового метаморфизма преобразуются в руды гематит-магнетитового (мартитового) и амфибол-гранат-магнетитового состава. Количество магнетита увеличивается по мере

приближения рудной зоны к массиву гранодиоритов, достигая максимума в юго-восточных рудопроявлениях.

Рудопроявление Буденекудук Юго-Западный расположено на крайнем северо-западе зоны. Длина его по простиранию равна 5200 м. На поверхности наблюдаются четыре пласта бедных железистых кварцитов мощностью от 2—4 м до 16 м и видимой длиной от 200 м до 2000—2500 м. Суммарная мощность рудных пластов колеблется от 10 м до 77—90 м. Содержание железа варьирует от 15,2 до 17,1%. Рудопроявление фиксируется магнитной аномалией интенсивностью от 150—200 до 1100 гамм.

Рудопроявление Танен расположено в 1 км восточнее рудопроявления Буденекудук и вытянуто на 5500 м. Здесь отмечаются семь рудных пластов мощностью от 0,5 до 9 м, в раздувах до 40 м, но обычно 1—4 м, и видимой длиной от 100 до 2000—3000 м. Содержание железа составляет 17,3—27,4%. Для оценки оруденения пробурены две скважины глубиной 160 и 113 м. Обе скважины не вышли из рудного тела. Скважина 1 на глубине 140—160 м подсекла бедные магнетитовые руды мощностью 6 м с содержанием железа от 19,4 до 31%. Скважина 2 на глубине 42—113 м также подсекла рудное тело мощностью 17 м с содержанием железа от 15,3 до 53,2%. Рудопроявление фиксируется магнитной аномалией интенсивностью в центральной части до 3000 гамм.

Рудопроявление Темирказган находится юго-восточнее рудопроявления Танен. Здесь обнаружено четыре рудных пласта мощностью от 0,5 до 5 м и видимой длиной 2500—5800 м. Содержание железа в рудах варьирует от 17,2 до 32,6%. Рудопроявление фиксируется магнитной аномалией интенсивностью до 2500 гамм и длиной 1750 м.

Рудопроявление Темиртыккан находится юго-восточнее проявления Темирказган. Видимая длина зоны 5500 м. Рудная пачка состоит из семи рудных пластов мощностью от 0,5—1 м до 3—5 м, переслаивающихся через 1—2 м безрудными кварцитами, слюдисто-кварцевыми песчаниками и мраморами. Суммарная мощность рудных пластов колеблется от 9—12 до 16—30 м, содержание железа — от 15,9 до 23,6%. В центральной части рудопроявления отмечается узкая (150—250 м) аномальная магнитная зона интенсивностью до 4000 гамм и длиной 1850 м.

Форма рудных тел пластовая, реже линзообразная. Длина выходов рудных тел на поверхности колеблется от 150 до 500—2000 м, реже до 5250 м (рудопроявление Темирказган). Длина Темирской зоны по простиранию рудных пластов равна 30 км. Рудные тела часто имеют четковидное и кулисообразное строение благодаря будинажу.

По составу и текстурным особенностям железные руды Темирской рудной зоны разделены на три типа: гематитовые, магнетит-гематитовые и магнетит-мартитовые. Руды гематитового состава наиболее распространены в северо-западной части месторождения, где они составляют около 90% объема рудных тел. Для них характерны средне- и грубополосчатые текстуры. Руды магнетит (мартит)-гематитового состава широко распространены (до 60%) в юго-восточной части месторождения. Текстура руд средне-, грубо- или неяснополосчатая. В их составе преобладает гематит (до 80%), магнетит (мартит) достигает 15% объема руд. Руды магнетитового (мартитового) состава наблюдаются на поверхности в двух юго-восточных рудопроявлениях Темирской зоны, где они составляют примерно 10—15% объема общей массы руд. Залегают эти руды в виде согласных прослоев (полос) и секущих прожилков магнетита (мартита) мощностью до 3—7 см в магнетит-гематитовых рудах. Текстура руд полосчатая и массивная. Структура у всех типов железных руд гранобластовая, реже гетеробластовая. Гематит наблюдается в виде табличек размером до 0,024×0,08 мм, часто вытянутых по сланцеватости. Магнетит (мартит) находится в виде правильно ограненных

октаэдров диаметром до 1,2 мм. Зерна магнетита на поверхности почти нацело гематитизированы. Из нерудных минералов основным является кварц.

Перспективные запасы железных руд Темирской зоны по выявленным на поверхности пластам равняются 0,5 млрд. т (при глубине подсчета 300 м). Руды легкообогатимы, что подтверждено лабораторными исследованиями.

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ

Среди железо-марганцевых месторождений и рудопроявлений Чу-Илийского рудного пояса выделяются две рудные формации, пространственно и генетически связанные с баритовым, колчеданным или полиметаллическим оруденением: 1) барито-свинцово-железо-марганцевая формация и 2) кремнисто-колчеданная железо-марганцево-свинцово-цинковая формация (Кузнечевский, 1977 г.), в которой можно выделить кремнисто-железо-марганцевую субформацию.

Барито-свинцово-железо-марганцевая формация представлена рудопроявлениями в герцинских парагеосинклинальных мульдах, наложенных на каледонское складчатое основание. Мульды сложены верхнедевон-карбоновыми красноцветными и морскими вулканогенными и осадочными отложениями. В них известно около 30 точек с марганцевой минерализацией, к которым тяготеют также железооруденение, баритовая минерализация, повышенные содержания свинца и мышьяка. Установлено присутствие вулканогенных, вулканокластических и кремнистых пород, формировавшихся синхронно с рудоотложением, что свидетельствует о связи оруденения с вулканизмом.

Распределение известных рудных точек по нынешним синклиналям осуществлено следующим образом: Мынаральская—Каракамысская — 9 точек, Кашкантенизская — 5, Кызылкенгирская — 1, Каргабулакская — 1, Акжар-Сарытумская — 3, Куланская — 1, Сасырлыкская — 2, Мийкайнарская — 1. Масштабы марганцевых и железорудных концентраций на современном эрозионном срезе небольшие, за исключением Акжар-Сарытумского месторождения. Все рудопроявления расположены на крыльях брахисинклинальных структур, залегая вблизи контакта красноцветных отложений основания мульды (D_3—C_1t) с подстилающими вулканогенными толщами (D_{2-3}), локализуясь по ту или другую сторону от него.

В составе средне-верхнедевонских вулканитов наибольшее развитие получили лавы кварцевых порфиров и их туфы, фельзит-порфиры, нередко сферолитовые (Мынаральская — Каракамысская мульды), а также лавы андезитовых порфиритов (Кашкантенизская, Мынаральская мульды), экструзии кварцевых порфиров (Сарыкамысская) и дацит-порфиров (Куланская). Большей частью эти вулканогенные отложения несогласно с размывом через вулканомиктовые брекчии, брекчии-конгломераты или гравелиты перекрываются отложениями фамена — турне, низы которого сложены туффитами, туфопесчаниками, вулканомиктовыми песчаниками с прослоями кислых туфов, пластов и линз известняков, иногда кремнистых (Акжар-Сарытумская). Характерно широкое развитие марганцевого оруденения среди вулканогенно-кластических фаций, которые ранее относились к терригенно-осадочным образованиям (Акжар-Сарытумская, Мынаральская мульды).

Проявления железа и марганца с барито-свинцовой минерализацией в мульдах Чу-Илийского рудного пояса имеют ряд общих признаков и относятся к барито-свинцово-железо-марганцевой формации, состоящей из двух типов руд — стратиформных и корневых жильных, которые, по

представлениям Г. Н. Щербы (1968), относятся к атасуйскому типу, широко распространенному севернее, в пределах Жаильминского синклинория Успенского рудного пояса. Однако геологическое строение синклиналей Чу-Илийского рудного пояса характеризуется слабым развитием карбонатных и кремнистых фаций и незначительными масштабами свинцового оруденения. В связи с этим стратиформные и жильные марганцевые руды в мульдах Чу-Илийского пояса больше соответствуют джездинскому и найзатасскому типам, выделенным для Центрального Казахстана А. А. Максимовым и др. (1971).

Тип стратиформных марганцевых накоплений (джездинский) приурочен к мелко- и грубообломочным фациям вулкано-терригенных и вулканокластических пород (D_3—C_1t). Подобно рудам месторождения Джезды, на Акжар-Сарытумском месторождении наблюдается четко ритмичное чередование пластообразных залежей рудоносных крупнозернистых вулканомиктовых песчаников или туфопесчаников с безрудными мелкозернистыми фациями, где марганцевая минерализация наблюдается в виде цемента. Кроме того, марганцевое оруденение представлено конкреционными стяжениями в виде рудных бобовин, желваков, сыпи, а также прослойков и линзочек среди мелко- и тонкозернистых фаций туфопесчаников, среди которых нередко выявляются и кремнистые образования.

Железное оруденение в стратиформном типе представлено пластообразным телом осадочных брекчий с гематитовым цементом (Куланское), а также в виде железисто-кремнистых и кремнисто-железо-марганцевых пропластков и линзочек среди карбонатных пород (Акжар-Сарытумское проявление), представляя собой слабое проявление руд атасуйского типа.

Жильный тип баритового и железо-марганцевого оруденения (найзатасский) проявляется на всех рудопроявлениях, приурочиваясь к тектонически ослабленным участкам-контактам, зонам дробления, где рудная минерализация цементирует обломки пород, пересекает их прожилками, образуя прожилково-брекчиевые браунитовые и гематитовые руды, обычно пространственно разобщенные. Жилообразные рудные тела встречены в основном среди вулканогенных образований (D_{2-3}). Однако наблюдаются они и среди других пород фундамента нижнепалеозойских гранитов (Сарыкамыс), а также среди турнейских красноцветных отложений, пространственно совмещаясь со стратиформным типом рудных накоплений (Акжар-Сарытумское).

Как с браунитом, так и с гематитом ассоциируют кварц, барит и кальцит. В гематитовых рудах встречается флюорит. Барит с кварцем слагают самостоятельные жильные тела (Куланское, Сарыкамыс) либо замещают отдельные участки вмещающих пород (Акжар-Сарытумское).

Вещественный состав и элементы-примеси (свинец, цинк, барий, мышьяк, серебро и золото) стратиформных и жильных типов руд близки между собой, что может свидетельствовать о едином генетическом источнике. Представляется, что источником рудного вещества являлись очаговые области девонских вулканов, продолжавших функционировать до начала нижнекаменноугольного времени и поставлявших в бассейн осадконакопления рудоносные растворы, содержащие в своем составе кремнезем, железо, барий, свинец, фтор и другие компоненты. Часть их не достигла дна водного бассейна и отлагала свой груз на путях подъема в тектонически ослабленных участках среди средне-верхнедевонских отложений или непосредственно в породах фундамента мульды, образуя жильный тип руд. Их следует рассматривать как корни стратиформного оруденения, возникшего на пути движения растворов ниже уровня дна водного бассейна. Примером могут служить Куланское и Сарыкамыс-

ское рудопроявления, где среди подстилающих пород мульд локализуются жильные тела, а седиментные марганцевые, железорудные, баритовые, флюоритовые и кремнистые накопления залегают гипсометрически выше среди вулканомиктовых алевролитов, песчаников и брекчий в виде стяжений и цемента.

Большая часть марганцевых рудных точек в девон-карбоновых мульдах рудного пояса на современном эрозионном срезе представляет собой корневую часть стратиформных руд и там, где они на выходах крыльев мульд проявлены самостоятельно, практического значения не имеет. Однако, сопровождая стратиформное оруденение, жильные руды могут стать индикатором их концентрации среди отложений в погруженной части мульды. Таким образом, мульды с жильным типом марганцевых руд в их основании считаются перспективными на стратиформное накопление марганца в более высоких горизонтах.

Кроме того, на Акжар-Сарытумском месторождении наблюдается совмещение жильного и пластового типов руд. Это обусловлено более поздней гидротермальной деятельностью, наложенной на диагенезированные рудные толщи. Возможно, поздняя гидротермальная деятельность выразилась не только в отложении привнесенных компонентов, но и способствовала переотложению седиментных рудных накоплений в псевдостратифицированные богатые залежи, рудные столбы марганцевых и гематитовых руд, которые представляют практический интерес.

Вторая кремнисто-железо-марганцевая субформация залегает среди кембрийской кремнисто-углисто-карбонатно-терригенно-базальтоидной формации бурултасской свиты в Сарытумской зоне. Стратиформные руды этой формации обнаружены на участках месторождения Бурултас, в котором основной ценностью являются свинцово-цинковые руды в рудопроявлениях Актан, Суукадыр, Кокпас и др. Они состоят из железистых кварцитов, ритмично чередующихся с безрудными кварцитами и полимиктовыми песчаниками, иногда с актинолит-магнетитовым цементом. Среднее содержание железа в них около 23%. На Бурултасском месторождении стратиграфически ниже полиметаллических руд в филлитовидных сланцах всегда отмечаются линзы гематитовых руд; на контакте с гранитоидной интрузией они метаморфизованы до магнетитовых. В этих же породах магнетитовая вкрапленность отмечается на рудопроявлении Актан, где содержание железа достигает 10%. Железо-марганцевые рудные тела пространственно разобщены с железорудными. На Бурултасском месторождении они находятся среди алевролито-глинистых сланцев, содержащих от 11 до 24% марганца, 15—20% железа с примесями кобальта и никеля. По данным А. Г. Кузнечевского (1977 г.), генезис руд гидротермально-осадочный. На контакте с девонским гранитоидным массивом Жалгыз руды метаморфизованы с образованием магнетитовых руд и марганцовистых гранатовых скарнов.

Таким образом, руды железо-марганцевых формаций сосредоточены в кембрийских отложениях складчатого основания в породах кремнисто-углисто-карбонатно-терригенно-базальтоидной формации Сарытумской тектонической зоны и среди верхнедевон-карбоновых вулканогенно-осадочных толщ, слагающих цепь герцинских наложенных мульд.

Барито-свинцово-железо-марганцевая формация

Месторождение Акжар-Сарытумское

Месторождение представлено тремя разобщенными участками, расположенными на северном и юго-западном крыльях одноименной синклинали. Юго-западное крыло ее имеет пологие углы падения (20—30°), а северное — крутые (70—80°), иногда с опрокидыванием на северо-вос-

ток. Подстилается структура эффузивно-осадочными толщами лудловского и нижне-среднедевонского возраста. На них несогласно с размывом ложится базальный горизонт красноцветных отложений верхнего девона, осадочно-эффузивные отложения среднего турне, осадочные отложения верхнего турне и нижнего визе. Марганцевое и железное оруденение приурочено к отложениям среднего турне (?). Наиболее интересно и полно оно выражено на Северном участке, который, собственно, и считается Акжар-Сарытумским месторождением (рис. 11). Разведано оно в 1946 г. Л. С. Коссовым и О. М. Жариным, которые считают, что рудовмещающая толща представлена грубообломочными осадочными породами и марганцевое оруденение относится к гидротермально-метасоматическому типу. По данным М. Г. Попова и В. А. Шурыгина (1948 г.), согласные марганцевые тела отнесены к осадочному типу с континентальным источником рудного вещества, а их прожилки образованы в процессе перераспределения рассеянного марганца во вмещающих породах. И. П. Новохатский и др. (1968 г.) относят марганцевые проявления Западного Прибалхашья, подобно месторождению Джезды, к гидротермально-осадочному типу.

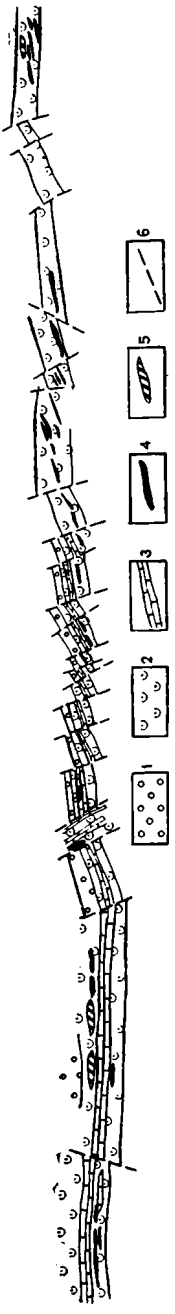


Рис. 11. **Схематическая геологическая карта Акжар-Сарытумского месторождения** *(по Л. С. Коссовому, В. И. Захарову, Н. Л. Панкратовой)*

1 — конгломераты; *2* — туфы, туффиты и вулканомиктовые песчаники; *3* — известняки; *4* — марганцевые руды; *5* — гематитовые руды; *6* — разломы

Для месторождения установлено, что в рудовмещающей осадочно-вулканогенной толще преобладают вулканокластические образования, представленные туфами, туффитами и вулканомиктовыми песчаниками. Ранее они здесь, как и в других верхнедевон-карбоновых мульдах Чу-Илийского рудного пояса, принимались за аркозовые песчаники. Вулканогенные образования включают пласты, прослои, линзы и стяжения известняков, нередко с примесью кремнезема. Наблюдаются самостоятельные пропластки и прослойки кремнезема, часто в ассоциации с гидроокислами железа, образующие яшмоидные и железисто-кремнистые породы. Схематический геологический разрез вмещающей толщи представлен следующими красноцветными и сероцветными осадочно-вулканогенными отложениями (снизу вверх): 1) базальные конгломераты (30—50 м); 2) грубо- и среднезернистые вулканомиктовые песчаники (8—20 см), включающие туфы кварцевых порфиров (0—15 м), жилы марганцевых руд (0—4 м); 3) тонкозернистые рассланцованные туффиты (0—12 м) с жилообразными гематитовыми рудами (0,5—2,0); 4) известняки (0—50 м) с прослоями и линзами железистых кварцитов; 5) тонкозернистые рассланцованные туффиты (2—10 м), содержащие рудную сыпь, бобовины, желваки, пропластки, реже жилы и прожилки марганцевой минерализации; 6) грубо- и крупнозернистые вулканомиктовые песчаники (10—40 м), к ко-

торым приурочены основные марганцеворудные тела; 7) мелко- и тонкозернистые рассланцованные туффиты (10—30 м) с межпластовыми телами диоритовых порфиритов (0—5 м). Общая мощность пород по разрезу около 150 м.

Туфы развиты локально в виде небольших пластов и линз, которые по латерали постепенно сменяются туффитами. По составу они отвечают кварцевому порфиру, по размеру обломков — средне-крупнозернистым разностям кристаллокластической структуры. Наблюдается ритмичное строение прослоев туффитов, заключающееся в уменьшении зернистости от основания ритма к его верхам. К тонко- и мелкообломочным туффитам приурочены пласты и прослои тонкозернистых известняков, имеющих серый, темно-серый или белый цвет с розоватым оттенком. В составе известняков часто наблюдается примесь кремнезема, которая местами выделяется в самостоятельные прослои, содержащие спикулы губок.

Среди марганцевых руд установлена седиментная и гидротермальная минерализация. Седиментное оруденение наблюдается в виде бобовинок, желваков, рудной сыпи, линзочек, слойков и цемента вулканокластики. Рудные стяжения в виде бобовин характерны для западной части месторождения, где они приурочены к тонкозернистым фациям туффитов, залегающим ниже основных рудных залежей. Отдельные рудные стяжения размером от 1,1 до 2 см облекаются скорлуповатой отдельностью тонкозернистых пород. Рудные слойки и линзочки залегают согласно с напластованием и рассланцовкой пород, мощность их не более 2 см и по простиранию прослеживаются до первых метров. Насыщенность отдельных прослоев рудными бобовинами достигает 30%. Марганцевая минерализация представляет собой цемент в вулканокластических отложениях вплоть до сплошных руд. Оруденение приурочено к выдержанным по простиранию крупнозернистым фациям пород. Наблюдается макроритмичное чередование рудных и безрудных прослоев, сложенных соответственно крупно- и мелкозернистыми фациями. Всего на поверхности северного крыла синклинали вскрыто около 40 рудных залежей, прослеженных в субширотном направлении на 6 км. Мощность рудной зоны от 30 до 60 м. Наиболее мощные рудные залежи имеют линзо- и пластообразную форму, разбиты разломами на серию мелких тел, кулисообразно смещенных относительно друг друга на 30—50 м к юго-юго-западу.

Рудная залежь обычно состоит из послойных рудных тел, длина которых колеблется от 5 до 200 м при средней величине 60 м. Мощность их 0,1—10 м, в среднем около 1 м. Руды имеют массивную и пятнистую текстуру, существенно браунитовый состав. По отдельным прожилкам и с поверхности они замещаются сажистыми выделениями псиломелана. Содержание марганцевой минерализации в цементе неравномерное и макроскопически колеблется от 10 до 60%, участками до сплошных руд. По данным Л. С. Коссового и О. М. Жарина, руды характеризуются содержаниями марганца от 10 до 37%. Из элементов-примесей отмечаются свинец (до 0,05, редко до 1%), цинк (до 0,07%), стронций (до 0,04%), серебро (до 4 г/т), мышьяк (до 0,05) и барий (0,2—1%).

Гидротермальные марганцевые руды представлены рудными столбами, жилообразными телами и прожилками, часто секущими напластование пород. Мощность тел 0,1—1 м, и прослеживаются они не более чем на 10—15 м. Руды богатые, также браунитового состава. Из других минералов наблюдаются барит, кварц и кальцит.

Железное оруденение пространственно отделено от марганцевого. Оно развито также в виде седиментной минерализации и гидротермальных жил. Седиментные руды не имеют практического значения и представлены гематитовыми и гематит-кремнистыми пропластками, слойка-

ми, линзочками среди известняков, а также гидроокислами железа в цементе обломочных пород. Мощность линзочек не более 10 см. Нередко к кремнисто-железистой ассоциации добавляется и марганцевая минерализация.

Гидротермальные жилы мощностью от 0,5 до 2 м прослеживаются по простиранию от 10 до 100 м, сложены гематитом (от 70 до 90%), баритом, кальцитом, кварцем, флюоритом. Из элементов-примесей в рудах присутствуют свинец (до 0,04%), цинк (до 0,1%), барий (>1%), сурьма (до 0,0015%), мышьяк (до 0,04%). В кварц-баритовых жилах содержание свинца, цинка и стронция повышается до 1%.

Благоприятные геолого-структурные особенности и масштабы марганцевого оруденения в пределах северного борта Акжар-Сарытумской мульды заслуживают самого тщательного изучения. Месторождение разведано с поверхности лишь канавами и совершенно не изучено на глубину. Южный борт синклинали также содержит марганцевые рудопроявления, что свидетельствует о выдержанности рудного горизонта в нижнекарбоновых отложениях мульды и указывает на возможность распространения руд на большие глубины в северной части.

Рудопроявление Куланское

Рудопроявление расположено в центральной части региона, северо-западнее разъезда Карасай, в западном борту Куланкетпесской мульды.

Согласно данным А. И. Полетаева, М. В. Шурунова и др. (1965 г.), верхнедевонские — нижнекаменноугольные терригенно-осадочные образования мульды перекрывают средне-верхнедевонскую вулканическую структуру. Геологический разрез начинается с фамен-турнейских красноцветных вулканомиктовых брекчий или гравелитов, переходящих в алевропесчаники и песчаники с линзами конгломератов и известняков. Выше согласно залегают турне-визейские светло-серые кварцевые песчаники, глинистые сланцы с линзами известняков, горизонтами углистых сланцев и прослоями углей (карасайская свита), а также межпластовых тел авгитовых порфиритов (рис. 12). Толща имеет пологое падение на восток под углом 20—30°. Среди подстилающих вулканогенных пород наблюдаются дайки кислого состава, кварцевые, кварц-барит-флюоритовые и браунитовые жилы, выполняющие кольцевые трещины в конусе вулкана.

Железорудная и марганцевая минерализация пространственно разобщена. Оруденение представлено железистыми осадочными брекчиями, которые слагают горизонт, протягивающийся в субмеридиональном направлении на 2 км при ширине от 2,5 до 70 м. Породы буровато-красного и вишнево-красного цвета, включают угловатые или слабоокатанные обломки фельзит-порфиров, дацит-порфиров, их туфов, туфолав и кварца. Размер обломков колеблется от 1 до 5 см. Цемент порового или базального типа, сложен гематитом и гидроокислами железа и составляет 15—20% от объема породы, в отдельных участках содержание его достигает 60%, а местами — мономинеральных выделений. В ассоциации с гематитом постоянно присутствуют флюорит, барит, кварц и кальцит. Содержание железа колеблется от 16,4 до 33,6%. Из элементов-примесей отмечены барий (0,3—1%), марганец (0,3—0,5%), незначительное количество свинца (до 0,07%) и цинка (до 0,02%). Железистые брекчии являются типичными вулкано-терригенными породами, образовавшимися за счет разрушения девонской вулканической постройки. Источником цементирующего железорудного материала в ассоциации с кварцем, баритом и

флюоритом служила гидротермальная деятельность, связанная с глубинным очагом верхнедевонского вулкана, продолжавшего функционировать и в нижнекарбоновое время в виде вулканических терм.

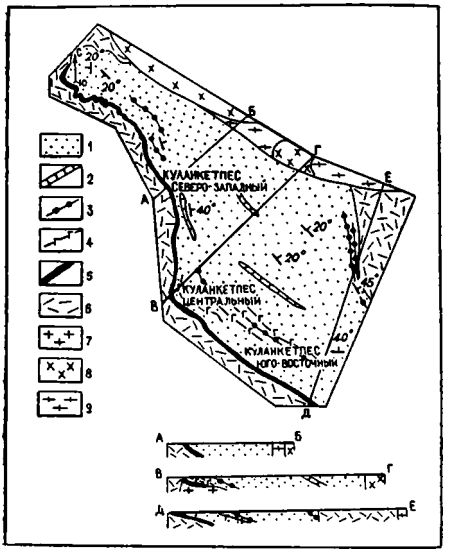


Рис. 12. **Схема геологического строения Куланкетпесской мульды** (*по А. Г. Кузнечевскому*)

1—3 — турне—визе: *1* — кварцевые песчаники, глинистые сланцы, *2* — горизонты и линзы известняков, *3* — горизонты углистых сланцев и углей; *4* — силлы авгитовых порфиритов; *5* — фамен—турне (красноцветные брекчии, линзы и горизонты железных и свинцово-марганцевых руд, известняки, алевролиты); *6* — средний—верхний девон — карасайская свита (липарито-дацитовые порфиры, туфы и туфолавы дацитовых порфиров); *7* — граносиениты девонского (?) комплекса; *8* — среднеордовикские диориты и габбро-диориты; *9* — дорифейский комплекс (гнейсы и амфиболиты)

Марганцевое оруденение встречается в виде седиментной минерализации и секущих гидротермальных жил. Седиментная минерализация представлена бобовинами, желваками и маломощными прослойками среди вулканомиктовых алевропесчаников, залегающих непосредственно на железистых брекчиях. Марганцевые стяжения имеют округлую, овальную или неправильную форму. Размер их от 0,3—0,5 до 5—6 см в поперечнике. Мощность слоя, обогащенного стяжениями марганцевой минерализации, не более 1 м. Насыщенность его бобовинками незначительная — 10—15% от общего объема породы. К этому же рудоносному прослою алевропесчаников приурочены редкие тонкие марганцевые прожилки, вероятно, гипергенного происхождения.

Жилообразные марганцевые тела, залегающие в северной части рудопроявления среди туфолав и туфов, вскрыты канавами и прослеживаются с перерывами на 500 м. Мощность тел колеблется от 0,3 до 5 м при длине от 15 до 30 м. Руды массивной и брекчиевой текстуры, обломки пород часто сцементированы браунитом, который с поверхности окислен до псиломелана. Содержание марганца в этих рудах до 60,5%, железа — 1,1%. Марганцевая минерализация из жил и бобовин имеет одни и те же элементы-примеси. Отдельные рудные пробы несут повышенные содержания свинца (>1%), бария (>1%) и мышьяка. По этим примесям марганцевые руды отличаются от железистых брекчий и других пород рудопроявления.

Куланское рудопроявление является типичным примером гидротермально-осадочного типа. Продукты гидротермальной деятельности зафиксированы в виде железистого цемента и марганцевых стяжений в фамен-турнейских осадках мульды, а также марганцевых, кварц-баритовых и кварц-барит-флюоритовых жил, выполняющих трещины в конусе средне-верхнедевонского вулкана, сложенного прижерловыми фациями. Седиментную марганцевую минерализацию в терригенных толщах и жило-

образные тела в подстилающих эффузивах необходимо считать синхронными образованиями, возникшими из одних и тех же источников, но отложившихся на разных уровнях.

Рудопроявление Сарыкамысское

Рудопроявление находится в южной части Чуйского блока, севернее пос. Уланбель. Вдоль северо-западного борта синклинали на протяжении 6 км имеются проявления (участки) железа и марганца, которые объединены в рудопроявление Сарыкамыс (Токмачева, 1961 г.; Соскинд, 1961 г.). Синклиналь сложена верхнедевонскими вулкано-терригенными отложениями, которые несогласно с размывом лежат на субвулканических щелочных кварцевых порфирах эйфельского возраста. На самом крайнем северном участке рудопроявления терригенные отложения залегают прямо на досреднеордовикских гранитах.

Вмещающие породы северо-западного борта синклинали представлены красноцветными вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломерато-брекчиями, образованными за счет разрушения пород фундамента. Толща имеет пологие углы падения на юго-восток (15—20°). В этом же направлении наблюдается падение контакта их с кварцевыми порфирами и гранитами, на которых с размывом залегает терригенная толща.

Крупнообломочные конгломерато-брекчии и брекчии в виде линз залегают в основании вулкано-терригенного разреза. Характерны неравномерная насыщенность и распределение в них обломков. Наблюдаются постепенные переходы крупнообломочных фаций в мелкозернистые разности. Крупные обломки пород сцементированы песчанистым материалом. Песчаники, как и песчанистый цемент полимиктового состава, неравномернозернистые, плохо сортированы, псаммитовой структуры (0,1—2 мм). Цемент карбонатного, кремнистого, железистого, баритового, флюоритового и марганцовистого состава базального, порового и регенерационного типов.

Среди марганцевой минерализации выделено седиментное и наложенное оруденение. Седиментная минерализация наблюдается в алевропесчаниках в виде рудной сыпи (мелких шариков), бобовин, желваков, а также линз и прослойков, в которых рудный материал представлен цементом. Насыщенность пород седиментной марганцевой минерализацией неравномерная и в целом незначительная. Наложенное гидротермальное оруденение представлено несколькими мелкими линзо- и жилообразными телами, залегающими среди алевролитов, песчаников, кварцевых порфиров и гранитов. Жильные марганцевые руды в основном брекчиевой текстуры, обломки пород сцементированы рудным веществом. Мощность тел колеблется от сантиметровых прожилков до 10 м. Максимальная длина достигает 50 м. Марганцевая минерализация представлена браунитом, окисленным по трещинкам и с поверхности, до псиломелана. В составе руд отмечаются барит, флюорит, кальцит, кварц и гематит. Содержание марганца варьирует от 0,5 до 20%, железа обычно больше 1% (1,9—2,4%), бария до 1%, свинца до 0,08% и цинка до 0,05%.

Железорудная минерализация на рудопроявлении развита слабо. Однако также четко выявляются седиментное оруденение в виде стяжений и цемента в песчаниках и поздние гидротермальные образования. Жильные тела, сложенные гематитом, протягиваются до 10 м при мощности не более 0,5 м. Содержание железа колеблется от 1,6 до 36%. В ассоциации с гематитом присутствуют браунит, барит, флюорит, кварц и кальцит. По трещинкам наблюдается развитие почковидных натечных агрегатов гематита.

В северо-западной части рудопроявления среди вулканомиктовых крупногалечных конгломератов локализуются баритовые и кварц-баритовые жилы с флюоритом, которые прослеживаются от 10 до 200 м при мощности от 0,3 до 2 м.

Рудопроявления Шойнтау, Узунтау и другие

В Сасырлыкской и Мийкайнарской синклиналях изучены железорудные проявления Шойнтау, Северное Шойнтау, Узунтау и ряд безымянных точек.

Рудопроявление Шойнтау расположено в осевой зоне Сасырлыкского прогиба и приурочено к северному опрокинутому крылу небольшой одноименной мульды, которая сложена терригенными красноцветными отложениями дайринской свиты верхнего девона, карбонатными и глинисто-карбонатными породами фаменского и турнейского ярусов (рис. 13). Гематитовая руда сконцентрирована в линзовидных телах, наибольшее из которых имеет мощность 2—7 м, протяженность 300 м. По падению все они выклиниваются на первых десятках метров. Рудные тела являются секущими и развились, вероятно, за счет эпигенетического

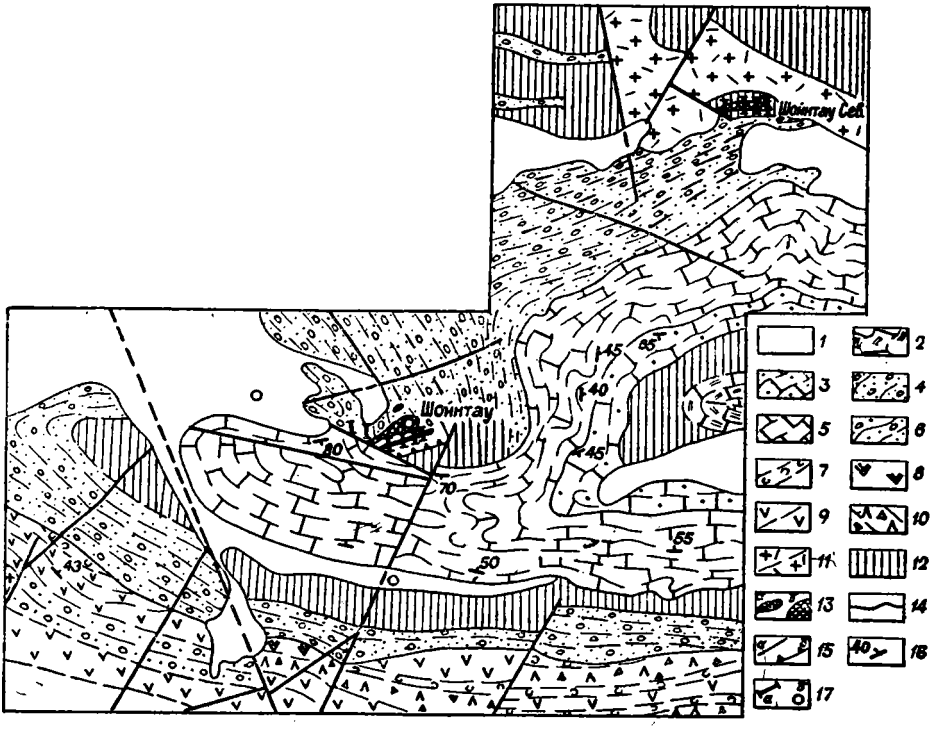


Рис. 13. **Схема геологического строения рудопроявлений Шойнтау и Шойнтау Северное** *(по В. Н. Катаеву)*

1 — четвертичные суглинки, пески, дресва, щебень; *2* — известково-кремнистые алевролиты верхнего турне; *3* — известняки песчанистые нижнего турне; *4* — красноцветные терригенные породы дайринской свиты; *5* — хемогенные известняки фаменского яруса; *6—10* — жаксыконская свита: *6* — красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники; *7* — пепловые туфы, туффиты; *8* — миндалекаменные порфириты; *9* — андезито-базальтовые порфириты; *10* — туфы дацитовых порфиров; *11* — липаритовые порфиры субвулканические; *12* — кора выветривания; *13* — гематитовая руда: *а* — богатая, *б* — бедная; *14* — границы толщ; *15* — разрывные нарушения: *а* — сбросы и сбросо-сдвиги, *б* — надвиги; *16* — элементы залегания; *17* — поисковые канавы (*а*), скважины (*б*)

перераспределения рудных компонентов самой толщи. Околорудные изменения пород выражены в интенсивном осветлении и развитии многочисленных кварцевых прожилков. Руды массивные, тонкокристаллические, с содержанием железа 20—40%, в отдельных интервалах до 50—65% и марганца до 5—7%.

Северо-восточнее описанного участка находится рудопроявление железа Шойнтау Северное. По геологическому положению, размерам и форме рудных тел оно аналогично рудопроявлению Шойнтау. Содержание железа в руде 12—25%, максимальное — 60%.

В пределах Мийкайнарской синклинали, расположенной в непосредственной близости от Сасырлыкской к северу, известны железорудное проявление Узунтау и ряд безымянных. По стратиграфическому разрезу и литологическим особенностям пород обе структуры идентичны. Все рудопроявления Мийкайнарской синклинали приурочены к дайринской свите и имеют секущее, реже субсогласное залегание рудных тел линзовидной и гнездовидной форм. На некоторых из них наблюдаются кальцитовые, баритовые и кварцевые прожилки. Эти особенности позволяют рассматривать их аналогами рудопроявления Шойнтау.

Имеющиеся геологические и геофизические данные свидетельствуют о малой перспективности на железо Мийкайнарской и Сасырлыкской синклиналей.

Кремнисто-железо-марганцевая субформация

Месторождение Бурултас

Месторождение находится в Западном Прибалхашье в пределах Сарытумской тектонической зоны.

В геологическом строении рудного поля участвуют вулканогенно-осадочные породы венда и кембрия. В его северной части расположен Жалгызский массив девонских гранитов (рис. 14). В основании разреза залегает дарбазинская свита, выше выделяются шопшокинская, жалгызская, бурултасская и бурубайтальская свиты. Железорудные и титаноносные горизонты локализованы в жалгызской и шопшокинской свитах венда, а железорудное и железо-марганцевое оруденение проявлено в бурултасской свите кембрия.

Гематит-магнетитовые сланцы шопшокинской свиты прослежены по простиранию на 300—600 м. Мощность пластов от первых метров до 10 м. Выявлено свыше 10 линз. Содержание железа от 24,39 до 32%, TiO_2 — от 0,56 до 0,86%, MnO — до 0,8%.

Магнетитовые, титаномагнетитовые и магнетит-гематитовые руды в спилитах и миндалекаменных порфиритах жалгызской свиты слагают согласные линзо- и пластообразные тела, участвующие в складчатости. Длина их по простиранию достигает первых сотен метров, мощность — первых метров. Оруденение представлено тонкой вкрапленностью магнетита и титаномагнетита. Количество железа колеблется от 20,22 до 24,60%, титана — 2,35—6,82%. В вулкано-терригенных породах гематит-магнетитовые прослои содержат железо — 12,29—18,71%, MnO — 0,21—0,33%.

Железные и железо-марганцевые руды локализованы в продуктивной пачке бурултасской свиты. Железные руды представлены магнетитовыми кварцитами джеспилитового типа, магнетитсодержащими сланцами и песчаниками. Магнетитовые кварциты — полосчатые породы, слагающие линзы длиной 200—2000 м и мощностью около 50 м, состоящие из ритмично чередующихся кремнистых магнетитовых и хлорит-актинолитовых прослоев. Мощность кремнистых прослоев колеблется в преде-

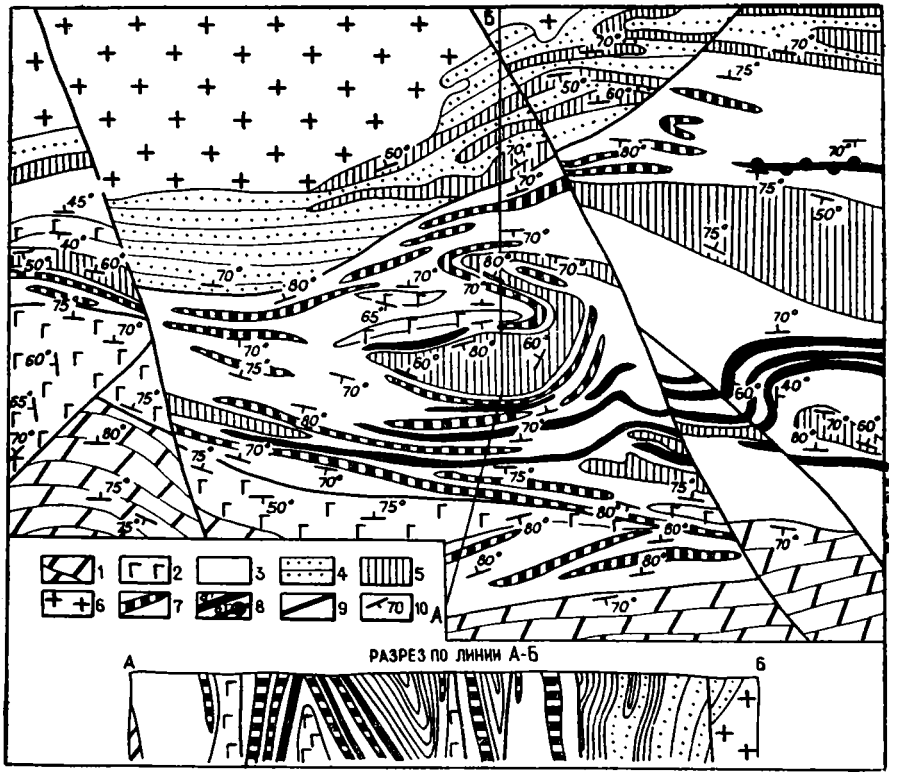


Рис. 14. Схема геологического строения железорудного участка месторождения Бурултас *(по А. Г. Кузнечевскому)*

1 — массивные доломиты, кварцевые песчаники, тиллитоподобные конгломераты (дарбазинская и шопшокинская свиты венда); *2—3* — бурултасская свита нижнего кембрия: *2* — спилиты, вулканомиктовые песчаники, туфопесчаники, туффиты, *3* — углисто-глинисто-кремнистые сланцы, доломиты, песчаники, фтаниты; *4—5* — бурубайтальская свита среднего—верхнего кембрия — нижнего ордовика: *4* — полимиктовые песчаники, алевропесчаники, *5* — яшмы, яшмокварциты, яшмоидные сланцы; *6* — девонские граниты; *7* — свинцово-цинковые рудные тела; *8* — магнетитовые рудные тела (*а*), железо-марганцево-рудное тело (*б*); *9* — разломы; *10* — элементы залегания пород

лах 0,2—10 см, магнетитовых — 0,1—2 см. Основной рудный минерал — магнетит. Изредка встречаются гематит (в виде чешуйчатых агрегатов), пирит, пирротин и марказит. В магнетите наблюдается сеть тончайших табличек ильменита. Количество железа в рудах изменяется от 16 до 35%, в среднем составляет около 23%. В пачке магнетитовых кварцитов выделяются полосчатые актинолит-магнетитовые руды, содержащие железо — 37—55%, MnO — 0,15—0,90%.

В тонкополосчатых магнетитсодержащих филлитовидных сланцах магнетит слагает полосы мощностью от сотых долей до 2 мм. Железа в них 18—24%. Сланцы образуют линзы и пласты длиной до 1000 м и мощностью до 20 м. В магнетитсодержащих песчаниках магнетитом насыщен глинистый цемент. Содержание железа 18—27%. Линзы песчаников длиной около 300—500 м встречаются вместе с магнетитовыми кварцитами.

Железо-марганцевые руды образуют самостоятельную линзу в северо-восточной части рудного поля длиной до 600 м, мощностью 4—6 м. В нижней части разреза линзы залегают туфопесчаники и туфоалевролиты. Слоистость осадочных образований подчеркивается послойным развитием магнетита, гематита и редко пирита. Верхняя алевролито-глини-

стая часть разреза железо-марганцеворудной линзы заключает прослои окисных и силикатных (с реликтами карбонатных) железо-марганцевых руд. Рудоносные отложения интенсивно изменены в приконтактовом ореоле Жалгызского гранитного массива. Содержание в рудах марганца от 7,3 до 34,84%, в среднем 14—16%, железа — 11—16%, кобальта и никеля — 0,06—0,1%.

Формирование железо-марганцеворудных накоплений на месторождении происходило в три этапа: седиментационный, динамо- и контактово-метаморфический. В ранний этап седиментации и диагенеза осадков возникли сингенетичные с вмещающими породами согласные железные и железо-марганцевые рудные пласты. Первично седиментные накопления под влиянием последующих метаморфических процессов были преобразованы в актинолит-магнетитовые, кварц-гематитовые, кварц-кальцит-якобситовые и кальцит-родохрозитовые руды. Позднее в приконтактовом ореоле гранитоидной интрузии происходило образование сульфидов и арсенидов кобальта, никеля, железа с силикатами и сульфидами марганца и с рутилом.

ХРОМИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Все известные хромитопроявления Чу-Илийского рудного пояса связаны пространственно и генетически исключительно с ультраосновными породами. Некоторые из массивов (всего около 100 площадью 288 км^2) хромитоносные. Таковы массивы Кипшакбай, Пстан, Ергенекты, Каратал, Кокпакты, Хантау и Доланкара.

Хромитопроявления пояса пока слабо изучены и, как правило, не прослежены на глубину, принадлежат к единой хромитовой рудной формации, связанной с дунит-перидотитами (Горяев, Колотилов, 1974). Хромиты сложены рудообразующим хромшпинелидом и оливином (или продуктами гидротермального изменения последнего — серпентинами и хлоритами). Тела их расположены среди серпентинизированных перидотитов, дунитов или грубополосчатого дунит-перидотитового комплекса, имеют структуры и текстуры магматического характера. Последующие серпентинизация и хлоритизация не внесли существенных изменений в рудообразующие хромшпинелиды и в строение хромитовых тел в целом (если не считать будинажа).

Известные хромитопроявления рудного пояса можно отнести к автомагматическим. Признаков инъецирования рудного расплава не установлено. Хромитопроявления относятся, по-видимому, к сингенетическим или ранним гистеромагматическим, сформировавшимся в результате кристаллизации рудообразующих расплавов с различным содержанием хромшпинелидового компонента. При низкой его концентрации образовались убогие и бедные зернистые и вкрапленные хромиты, при более высокой, в сочетании с летучими соединениями, — густовкрапленные и сплошные руды.

Хромитовые тела имеют, как правило, подорванные или дизъюнктивные (тектонические) контакты с вмещающими гипербазитами. Тела вкрапленных хромитов обычно постепенно переходят в гипербазиты. Все хромитовые тела разбиты трещинами, нередко с тектоническими подвижками по ним.

Перидотит-хромитовая формация

Месторождение Пстан

Месторождение относится к хромпикотитовому типу, расположено юго-западнее пос. Джамбул в пределах северо-восточной ветви Жалаир-Найманской зоны.

Строение рудного поля. В центре поля расположены Пстанский габброидно-гипербазитовый массив, рвущий его гранитный плутон Иргебулак и две пересекающиеся зоны глубинных разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Вмещающими породами для обоих массивов являются нижне-среднедевонские вулканогенно-осадочные породы коктасской свиты.

Пстанский массив площадью около 67 км^2 представляет собой лакколитообразное тело, расположенное на пересечении двух разломов, на продолжении которых находятся другие тела гипербазитов — Ергенекты и на северо-востоке — Жалтас и Кокбулак.

В плане Пстанский массив имеет сложные амебовидные очертания, слегка вытянут к северо-востоку. Гипербазиты прослежены до глубины 120 м, но, вероятно, распространяются и глубже. Они прорваны гранитоидами Иргебулакского плутона и перекрываются порфиритами коктасской свиты.

Массив многофазный. Наиболее древние перидотиты (гарцбургиты, лерцолиты) превращены в серпентиниты. Жильная и дайковая фации проявлены в виде небольших секущих тел оливиновых диабазов, плагиоклазитов и горнблендитов.

Апоперидотитовые серпентиниты соприкасаются в западной части массива с габброидами, которые интенсивно разгнейсованы, катаклазированы, превращены в габбро-амфиболиты, местами содержащие крупные ксенолиты гипербазитов. Серпентиниты слагают 86,9% площади, габброиды — 13%, другие породы — менее 0,1%. В керне скважин отмечены дуниты.

Серпентиниты имеют порфировидную структуру с микропетельчатой основной массой, таблички бастита размером до 5×3 мм. Другие минералы из группы серпентинитов образуют базис породы (80—95%) со шнуровидными и сетчатыми обособлениями, в которых ячейки заполнены практически изотропным серпентином, хлоритом, в выветрелых разностях — опаловидным кремнеземом с примесью карбонатов. Постоянно присутствуют зерна акцессорного хромпикотита размером до 2×1 мм.

Габбро имеют облик массивных, иногда полосчатых (СВ—75°) пород крупно- и среднезернистой структуры. Наиболее сохранившимся минералом является моноклинный пироксен, который замещается амфиболом и хлоритом.

Габбро-амфиболиты имеют такой состав: соссюритизированный и серицитизированный плагиоклаз — 30—50%, бесцветный волокнистый амфибол (тремолит-актинолит) — 30, цоизит — 15—20% и рудные минералы. Из акцессориев наблюдаются пирит, барит, рутил, лейкоксен. Постоянно присутствуют эпидот, кварц, лимонит, гематит. Структура породы лепидо-гранобластовая.

Горнблендиты сложены буровато-зеленым призматическим амфиболом (80—95%) и соссюритизированным деанортизированным плагиоклазом с альбитовыми оторочками, богаты акцессориями.

Плагиоклазиты состоят на 95—98% из плагиоклаза, остальное — вторичный амфибол и рудные минералы.

Гипербазиты по петрохимическому составу относятся к двум ветвям — гипермагбазитам и ультрафербазитам (рис. 15). Серпентиниты относятся к гарцбургитам с виртуальным содержанием пироксена до 28,0%.

Гранитный плутон Иргебулак принадлежит к средне-позднедевонскому (кылчинскому) интрузивному комплексу. Он сложен субнормальными и лейкократовыми гранитами различной зернистости, сформировавшимися в две фазы. Массив сечется дайками диоритовых и диабазовых порфиритов, габбро-диабазов. Все породы секутся дайками фельзи-

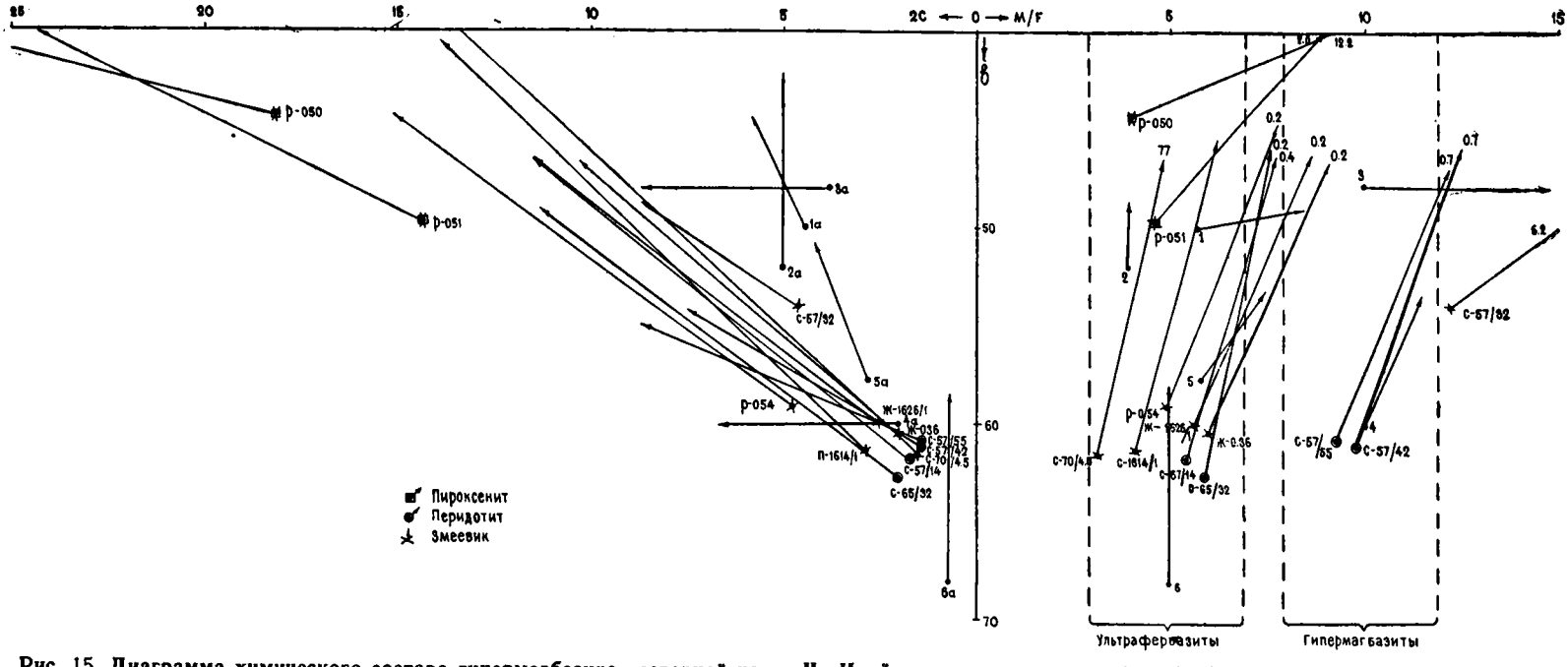


Рис. 15. Диаграмма химического состава гипермагбазитов северной части Чу-Илийского рудного пояса *(по Ю. А. Габову, В. А. Кокуркину)*

1 — вебстерит; *2* — косвит-диаллагит; *3* — бронзитит; *1а* — серпентинизированный вебстерит; *2а* — несерпентинизированный косвит; *3а* — апобронзититовый серпентинит; *4* — гарцбургит; *5* — лерцолит; *6* — дунит; *4а* — апогарцбургитовый серпентинит; *5а* — серпентинизированный лерцолит; *6а* — серпентинизированный дунит; Ж-036, 1626/1 — серпентиниты массива Жалтас; Р-050, 051, 054 — серпентиниты массива Ергенекты; С-57/14, 32, 42, 55; С-65/33; С-70/5; П-1614 — серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты Пстанского массива

тов и фельзит-порфиров позднедевонского (иргебулакского) дайкового комплекса.

Хромитовое оруденение. Пстанское месторождение хромитов расположено на северо-восточном склоне горы Пстан, в 1 км от ее вершины; имеются еще два рудопроявления близ западной оконечности массива (рис. 16); все локализованы среди серпентинитов.

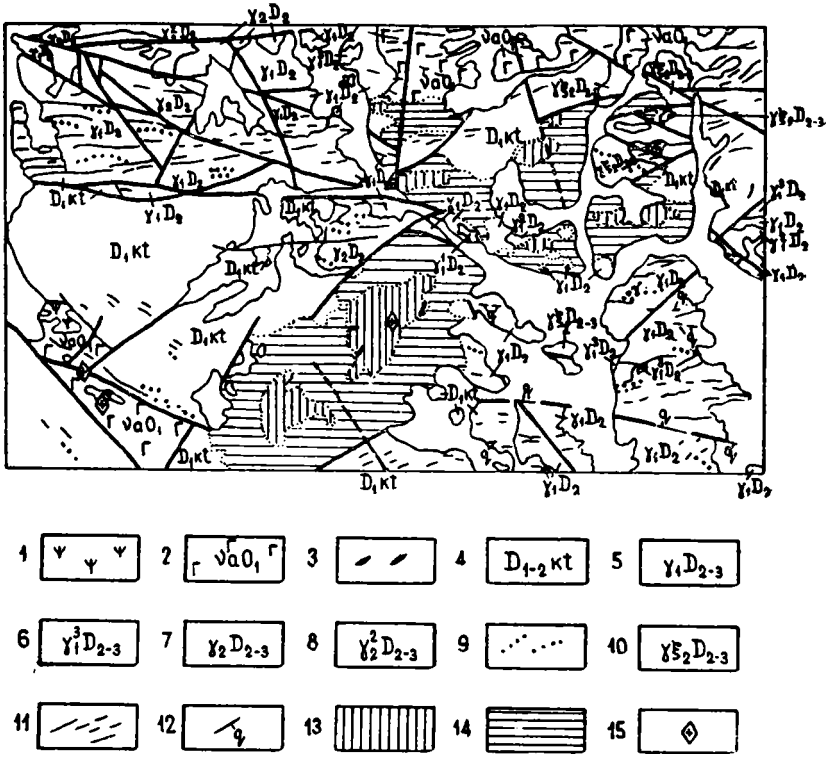


Рис. 16. **Геологическая карта Пстанского ультрабазитового массива** *(по Ю. А. Габову, В. А. Кокуркину)*

1—3 — базит-гипербазитовый комплекс: *1* — серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты, *2* — габбро-амфиболиты, амфиболиты, *3* — горнблендиты; *4* — нижне-среднедевонские вулканогенные образования коктасской свиты: порфириты, туфы смешанного и среднего состава, песчаники, туффиты; *5—9* — средне-верхнедевонский (кылчинский) интрузивный комплекс, плутон Ергебулак: *5* — первая фаза, главный интрузив, среднекрупнозернистые неравномернозернистые субнормальные и лейкократовые граниты, *6* — жильные образования второй генерации, мелко-тонкозернистые лейкократовые граниты, *7* — вторая фаза, главный интрузив, мелко-среднезернистые и среднезернистые слабопорфировидные лейкократовые граниты, *8* — жильные образования первой генерации, мелкозернистые неравномернозернистые граниты, *9* — послегранитные дайки — диоритовые и диабазовые порфириты, габбро-диабазы; *10* — средне-позднедевонский (карасайский) интрузивный комплекс: граносиениты, кварцевые монциониты; *11* — позднедевонский (ергебулакский) дайковый комплекс: фельзитовидные гранит-порфиры, псевдосферолитовые фельзиты и фельзит-порфиры, флюидальные фельзиты; *12* — кварцевые жилы и прожилки; *13* — кора выветривания на ультрабазитах, кремнисто-охристый горизонт (бирбириты); *14* — то же, зона выщелоченных нонтронитизированных окремненных серпентинитов и нонтронитовых глин; *15* — рудопроявления хромитовой магматической формации

Рудное тело Пстанского месторождения имеет линзообразную форму, вытянуто меридионально на 55 м, ширина от 4 до 12 м, общая площадь выходов 360 м². Контакты с вмещающими серпентинитами резкие, здесь прослеживаются окремнелые выщелоченные серпентиниты с круп-

ными (до 5 мм) зернами акцессорного хромшпинелида. Рудное тело сложено сплошным и густовкрапленным хромитом и небольшими шлирами средневкрапленных хромитов. Изредка развиты участки полосчатой текстуры — чередования полос мелкозернистых средневкрапленных и крупнозернистых сплошных хромитов. Встречаются шлиры редковкрапленных неравномернозернистых руд, вытянутые согласно общей полосчатости.

Хромшпинелида в рудах до 95%, цвет черный, блеск металлический или металловидный. При выветривании минерал приобретает бурый или красно-бурый оттенок. Образует сплошные агрегаты или округлые вкрапленники, реже разобщенные угловатые зерна размером 2—15 мм. Преобладают руды крупно- и среднезернистого сложения, отмечены симплектитоподобные вростки хромшпинелида в серпентинизированном ромбическом пироксене и оливине. Цемент вкрапленных хромитовых руд преимущественно хлоритовый. Спорадически отмечаются антигорит и уваровит.

Хромитовые руды и вмещающие породы интенсивно катаклазированы. Постоянное присутствие примесей молибдена, флюорита и слюды связано, вероятно, с воздействием Иргебулакской гранитоидной интрузии. По-видимому, по этой же причине в рудах содержатся зерна пирита, ильменита, лейкоксена, гроссуляра, эпидота, цоизита, полевых шпатов, циркона, карбонатов. Гидротермальное воздействие привело к обогащению трехвалентным железом хромшпинелида, а также к появлению магнетита и маггемита.

Состав руд, генезис. По данным анализа пяти проб сырых руд (табл. 3), содержание окиси хрома в рудах изменяется от 38,48 до

Таблица 3

Химический состав сырых руд Пстанского хромитового месторождения
(по данным Н. П. Михайлова и др.)

Компоненты	Содержание в пробах, вес. %				
	1	2	3	4	5
Cr_2O_3	41,50	38,49	41,25	39,06	39,96
Al_2O_3	21,20	21,76	17,28	22,48	16,48
$FeO_{общ}$	12,30	13,10	12,39	12,26	12,30
MnO	0,28	0,28	0,26	0,26	0,30
MgO	16,04	15,70	16,84	16,38	15,56

41,50%, глинозема — от 16,48 до 22,48%, закиси железа — от 12,26 до 13,10%, окиси магния — 15,56—16,84% и закиси марганца — 0,26—0,30%. Хромшпинелид принадлежит к магнезиальной хромпикотитовой разности (табл. 4).

Хромиты Пстанского месторождения удовлетворяют требованиям марки С-МХС, пригодны для производства магнезито-хромитовых огнеупоров и, вероятно, для химической промышленности. Содержание окиси кальция с глубиной снизится.

Хромитопроявление *Западный Пстан* представлено двумя узкими линзами (будинами). Размер первой линзы 20×0,8 м, второй 42×1,2 м; в раздувах они достигают мощности 1,6—2,4 м.

К юго-востоку расположено еще одно небольшое линзообразное тело сплошных хромитов размером 3×1,8 м.

Основное хромитовое тело месторождения не прослежено на глуби-

Таблица 4

Химический состав рудообразующих хромшпинелидов сплошных хромитов Пстанского хромитового месторождения

Компоненты	Содержание в пробах, вес. %			Компоненты	Содержание в пробах, вес. %		
	1	2	3		1	2	3
SiO_2	1,00	2,20	3,75	Ni	0,113	0,150	0,13
TiO_2	0,23	0,23	0,20	Co	0,016	0,004	0,009
Al_2O_3	28,14	27,05	24,06	P_2O_5	0,35	0,30	0,24
Cr_2O_3	41,03	39,04	41,13	SO_3	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Fe_2O_3	12,38	9,29	8,13	CaO	0,63	»	0,31
V_2O_5	0,19	0,19	0,25	CO_2	Не обн.	»	Не обн.
FeO	1,02	4,34	4,84	H_2O^-	0,10	0,08	0,12
MnO	0,14	0,14	0,14	H_2O^+	0,18	0,74	0,80
MgO	14,36	16,09	15,57	Сумма	99,88	99,84	99,69

Примечание. 1—2 — магнезиальный хромпикотит, переходный к алюмохромиту; 3 — магнезиальный алюмохромит, близкий к магнезиальному хромпикотиту.

ну, а рудное поле вообще очень слабо изучено. Необходима постановка детальных поисков и буровых работ*.

Хромитопроявление *массива Ергенекты.* Массив представлен выходами небольших линзообразных тел гипербазитов и габброидов, расположенными на протяжении 20 км вдоль разлома у юго-западного края северных отрогов гор Бетпактау. Вмещающими породами являются отложения ордовика.

Массивы сложены апоперидотитовыми и апопироксенитовыми серпентинитами, а также тремолит-альбит-хлоритовыми и везувиан-гранат-хлоритовыми породами по габброидам.

По данным химических анализов, апоперидотитовые серпентиниты, вероятно, образовались по гарцбургитам с содержанием 25—30% пироксенов. Отношение M:F=6,6—7,0 свидетельствует о принадлежности этих пород к гипермагбазитам. Отмечается повышенное против кларка содержание цинка, марганца и бора.

Хромит Ергенектинских массивов относится к вкрапленным разностям и содержит 34,60% Cr_2O_3 и 29,92% Al_2O_3, т. е. относится к хромпикотиту, пригодному для изготовления огнеупоров. Размеры тел с поверхности невелики.

Кипчакбайское хромитопроявление находится в пределах одноименного габбро-гипербазитового массива, в северо-западной части Чу-Балхашского гипербазитового пояса. Массив залегает в осадочно-эффузивной толще нижнего — среднего ордовика, в зоне регионального разлома, отделяющего Жалаир-Найманский прогиб от Чуйского поднятия.

Протяженность массива 45,5 км, ширина в средней части до 4—5 км. Породы массива покрыты мощной корой выветривания и лишь изредка наблюдаются силифицированные серпентиниты и щебенка пироксенитов.

Хромитопроявление представлено небольшим гнездообразным телом хромитов площадью не более 5 м², разбитым на ряд крупных глыб. Руды сплошные, среднезернистой и мелкозернистой структуры. Нерудные минералы составляют 5—10%. Изредка в рудном теле наблюдаются пятна вкрапленных руд. Зерна хромита разбиты трещинками, заполнен-

* Есть основания полагать, что выявленные рудные тела являются будинами — частями более крупных первичных тел. — *Прим. ред.*

ными хлоритом и магнетитом. В базисе руды развиваются серпентин, хлорит, гранат (уваровит). Содержание окиси хрома в сырых рудах составляет 32,74%, TiO_2 — 0,30%, окислов железа (суммарно) — 13,44%, Al_2O_3 — 15,40%. Таким образом, это глиноземистые хромиты, характерные для перидотитовых зон гипербазитовых массивов (вероятно, алюмохромиты).

Дунит-гарцбургитовая формация

Каратальские хромитопроявления

Каратальский массив представляет собой узкое линзообразное тело (длиной около 33 км, шириной до 1,5 км) в зоне разлома, залегающее среди терригенных пород нижнего ордовика и нижнего — среднего девона. Нижнеордовикские песчаники в контакте с гипербазитами (0,5 м) изменены, по тонким трещинкам в них проникает серпентинит.

Массив сложен преимущественно апогарцбургитовыми серпентинитами; аподунитовые серпентиниты образуют шлировые обособления размером до 500×200 м. Более широко развиты аповерлитовые серпентиниты (в виде полос, согласных с простиранием массива, и приконтактовых зон около тел габброидов). Незначительно развиты аполерцолитовые серпентиниты и пироксениты. Габбро (обычно амфиболизированные, гранатизированные и пренитизированные) распространены в южной части массива, а в других частях образуют лишь небольшие штокообразные тела. В северной части массива широко распространены кварц-карбонатные и кварц-тальк-карбонатные породы. В аповерлитовых серпентинитах отмечены шлиры убого- и редковкрапленных хромитов.

В южной части массива среди серпентинитов известны три небольшие хромитовые линзы: одна мощностью до 0,5 м и длиной 1,5 м; другая шириной 0,3 м, в 1,5 м от первой; третья размером 1,7×0,8 м. На глубину они не прослежены.

Края хромитовых тел местами раздроблены. Рассланцевание огибает хромитовые тела, контакты резкие.

Помимо этого есть и вкрапленные хромиты с серпентинито-хлоритовым базисом.

Химический состав хромитов (вес.%): кремнекислота — 7,50; глинозем — 16,52; окись железа — 4,76; окись магния — 18,09; окись кальция — 3,27; закись железа — 10,54; двуокись хрома — 39,91. Рудообразующий хромшпинелид относится к магнезиальным алюмохромиту и субферриалюмохромиту.

Шлиры убого- и редковкрапленных хромитов в аповерлитовых серпентинитах невелики (4×6 м). В центральной части массива шлиры убогих хромитов образуют полосу размером 1000×200 м. Объемное содержание хромшпинелида 5—25%.

Хромиты рудопроявлений Каратальского массива имеют глиноземистый состав и пригодны для производства хром-магнезитовых огнеупоров и для химической промышленности. Перспективы хромитоносности на глубину неясны из-за слабой обнаженности и отсутствия данных.

Хромиты *Кокпактинского массива.* Массив расположен юго-восточнее Каратальского, в узком тектоническом блоке, ограниченном субпараллельными разломами. Длина массива 4 км, ширина 50—75 м. Он сложен главным образом апогарцбургитовыми серпентинитами со шлировыми обособлениями аподунитовых и аповерлитовых серпентинитов.

В породе повышено содержание окислов железа, в результате чего отношение M:F=4,7—5,0 (ультрафербазиты). В апогарцбургитовых сер-

пентинитах виртуальное содержание пироксенового компонента составляет 14,3—23,5%. Аповерлитовые серпентиниты отличаются повышенным содержанием глинозема (9,16%). Количество моноклинного пироксена составляет 12% от объема породы.

Среди аподунитовых серпентинитов выявлены шлиры редковкрапленных хромитов, размеры которых на дневной поверхности не превышают 1—2 м. Объемное содержание рудообразующих хромшпинелидов варьирует от 5 до 20%. Хромшпинелид относится к алюмохромиту. Базис образован лизардитом, серпофитом, антигоритом, хризотилом, бруситом, магнетитом.

Содержание окиси хрома составляет 4,88% и более, содержание общего железа — 13,64%.

Хантауские хромитопроявления

Находятся в гипербазитовых массивах гор Хантау, в юго-восточной части рудного пояса. Ультраосновные породы образуют здесь две параллельные полосы небольших линзо- и дайкообразных тел, вытянутых в виде цепочки согласно с зоной разломов и вмещающей песчаниково-сланцевой толщей верхнего кембрия — нижнего ордовика, простирающейся на северо-запад. Суммарная площадь ультраосновных пород всего 1,7 км^2. Ассоциирующие с ними габбро и габбро-диориты образуют небольшие тела общей площадью 0,5 км^2.

Гипербазитовые массивы сложены преимущественно апогарцбургитовыми серпентинитами со шлировыми выделениями аповерлитовых. В подчиненном количестве развиты аподунитовые серпентиниты и пироксениты.

Апогарцбургитовые серпентиниты. Здесь акцессорный хромшпинелид образует зерна изометричной и гипидиоморфной формы размером 0,1—1,5 мм. По рентгенометрическим данным отнесен к алюмохромиту с a_0=8,29 Å. Встречаются замещенные в центральной части зерна, от которых осталась лишь узкая внешняя каемка.

Вторичные изменения породы выражены в серпентинизации с последующими отальк ованием и карбонатизацией.

Аповерлитовые серпентиниты макроскопически от предыдущих не отличаются. Порода состоит из моноклинного пироксена, реликтов оливина, акцессорного хромшпинелида и серпентинитовых минералов.

Пироксениты-диаллагиты изменены, пироксен замещен амфиболом, хлоритом и антигоритом. Габбро обычные, с 3—5% рудных выделений (магнетит).

По данным петрохимического исследования, апогарцбургитовые серпентиниты Хантауского массива отличаются широкими вариациями содержаний окислов титана (до 0,75%), глинозема (до 4,23%), железа. В отдельных пробах содержание окислов марганца достигает 1,57%. Отношение M:F колеблется от 4,5 до 17,7. Виртуальное содержание ромбического пироксена составляет 7—32%. Аподунитовые серпентиниты характеризуются повышенными содержаниями окислов железа и низким отношением M:F=4,5.

В центральной части юго-западного гипербазитового тела наблюдается осветленная зона аподунитовых серпентинитов с крупными зернами хромшпинелидов, которые местами образуют гнездообразные скопления. На дневной поверхности нами найдены высыпки обломков средне- и густовкрапленных хромитов, местами имеющих полосчатую текстуру. Рудообразующий хромшпинелид относится к железистому магнохромиту с a_0=8,30 Å.

Хромитопроявления *Доланкаринского массива.* Гипербазитовый

массив Доланкара состоит из серии небольших линзообразных тел общей площадью 2,6 км². Наибольшее из них имеет длину 1,5 км при ширине 0,6 км. Вмещающими являются породы метаморфической толщи кембро-силура (сланцы, порфириты с линзами мраморизованных известняков и кварцитов). Сложен массив в основном апогарцбургитовыми серпентинитами и меньше — аподунитовыми и вебстеритами. Широко развиты кварц-карбонатные породы по серпентинитам.

В серпентинизированных перидотитах, в зоне разлома, известно линзообразное тело хромита размером 0,5×2,5 м, ориентированное в северо-западном направлении.

В северной части массива нами найдены высыпки густовкрапленных и сплошных хромитов массивной текстуры. Вмещающие — апогарцбургитовые серпентиниты с единичными гнездообразными скоплениями хромшпинелида до 1 см в поперечнике. Высыпки хромитов найдены и на аподунитовых серпентинитах, обогащенных идиоморфными зернами акцессорного хромшпинелида. Хромшпинелид образует идиоморфные зерна размером 2—4 мм, которые, по рентгенометрическим данным, относятся к хромиту (a_0=8,32 Å); имеется и субферриалюмохромит.

Некоторые выводы. Известные хромитопроявления Чу-Илийского рудного пояса пространственно и генетически связаны с ультраосновными породами дунит-перидотитового ряда и относятся к единой магматической рудной хромитовой формации. По составу рудообразующего хромшпинелида среди них выделяются месторождения и рудопроявления хромпикотитового (Пстан, Ергенекты), алюмохромитового (Каратал, Кипчакбай, Кокпекты) и магнохромитового (Хантау, Доланкара) типов. Наложенные пострудные изменения вызывают в некоторых из них частичное ожелезнение рудообразующего хромшпинелида, но оно в общем незначительное (Пстан, Хантау).

Среди известных хромитопроявлений наиболее крупным является Пстанское месторождение, перспективные запасы которого до глубины 200—300 м оцениваются в несколько сотен тысяч тонн. На участке месторождения могут быть выявлены новые рудные тела, не выходящие на дневную поверхность, а поэтому общие перспективы Пстанского месторождения следует оценивать положительно. Участок месторождения Пстан рекомендуется для постановки комплексных геолого-геофизических поисковых работ (гравимагнитные и буровые поиски). В площадь поисков должны быть включены Западно-Пстанское и другие хромитопроявления на массиве, которые будут найдены.

Определенные перспективы выявления крупных хромитовых тел существуют и на других гипербазитовых массивах Чу-Илийского рудного пояса. К ним, в частности, относятся Каратальский, Южно-Андасайский, Кокпектинский и другие, где новые хромитовые тела могут быть выявлены в приповерхностной зоне на участках развития известных хромитопроявлений, дунитов и грубополосчатого дунит-гарцбургитового комплекса. В связи с этим здесь рекомендуется проведение детальных гравимагнитных поисков с последующим разбуриванием выявленных геофизических аномалий.

КОБАЛЬТ-НИКЕЛЕВЫЕ ФОРМАЦИИ

В рудном поясе известны рудные формации: магматическая медно-никелевая, гидротермальные сульфидные и экзогенная силикатно-никелевая.

Магматическая сульфидная медно-никелевая формация образована пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциацией рудных минералов с присутствием троилита и гексапирротина. Широко развиты вкраплен-

ные, сидеронитовые и капельные структуры; вмещают ее габбро-гипербазитовые массивы; соотношение с породообразующими минералами сингенетичное.

Гидротермальные сульфидные кобальт-никелевая и медно-кобальтовая формации характеризуются наличием или преобладанием в ассоциациях рудных минералов пирита и других минералов — дисульфидов, широким набором рудных минералов, зернистыми структурами наложения или замещения первичных магматических минералов. Для пирротина характерна моноклинная разность.

Гипергенная силикатно-кобальт-никелевая формация связана с корами выветривания ультраосновных пород, сложена окисными, гидроокисными, карбонатными и глинистыми гипергенными минералами.

Магматическая медно-никелевая формация

Представлена в Чу-Илийском рудном поясе проявлениями убогой и бедной пентландит-халькопирит-пирротиновой минерализации в гипербазитах и сопровождающих их габброидах.

В *Южно-Андасайском массиве* сингенетическая вкрапленность сульфидов отмечена в диаллагитах и горнблендитах. Диаллагиты образуют жилообразные тела, совпадающие по простиранию с длинной осью массива. Пирротин (около 1%) образует ксеноморфные выделения размером до 0,3 мм и изредка микропрожилки. Никелин отмечается в виде единичных микровключений в пирротине, имеющих округлую форму и размеры до 0,05 мм.

В горнблендитах, также образующих жилообразные тела, пирротин образует выделения неправильной формы размером до 0,2×0,5 мм, с неровными гранями и обычно находится в виде реликтов, замещаемых гидроокислами железа. Изредка отмечаются его срастания с халькопиритом. Отдельные зерна пирротина содержат никелин. Халькопирит образует мелкие (до 0,04 мм) зерна неправильных очертаний, на отдельных участках он создает кайму вокруг зерен пирротина. Объемное содержание данного минерала в породе 0,3—0,5%.

В расположенном юго-восточнее *массиве Койжарылган*, сложенном пироксенитами, апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами, наблюдается убогая вкрапленность моно- и дисульфидов. В диаллагитах, в частности, отмечены халькопирит, пентландит, халькозин, ковеллин, борнит. Сульфидные минералы образуют либо структуры распада твердого раствора (халькопирит в борните), либо представляют собой сохранившиеся от замещения реликты (халькопирит среди ковеллина и халькозина). Незамещенные или не полностью замещенные зерна халькопирита присутствуют в пироксенитах в виде зерен таблитчатой или лапчатой формы с зазубренными границами. Пентландит наблюдается в виде единичных эмульсионных выделений размером до 0,004 мм в магнетите.

Гидротермальные сульфиды представлены в основном пиритом, образующим местами убогую вкрапленность.

Гидротермальная кобальт-никелевая формация

Из группы гидротермально-сульфидных рудных формаций описывается кобальт-никелевая, представленная в Чу-Илийском рудном поясе двумя рудопроявлениями — Миллеритовым и Копалысайским.

Первое находится на юго-западном склоне Кендыктасских гор, на левом берегу р. Сарыбулак. Юго-восточное окончание Сарыбулакского массива гипербазитов вытянуто в том же направлении почти на 2 км при

ширине всего 50—200 м. Залегает оно в узкой полосе докембрийских гнейсов и гранито-гнейсов, зажатых между Шатыркольским и Кошкарбайским гранитными массивами.

Серпентиниты содержат несколько повышенные количества никеля (0,10—0,25%) на мощности 27 и 34 м. На глубинах 78—106 и 117—156 м установлено 0,17% никеля и 0,01% кобальта. В керне скважины наблюдались игольчатые скопления миллерита; размеры зерен варьируют от 0,001 до 0,15 мм. Присутствуют магнетит, гематит (3,40—4,65% железа), ильменит, пирротин, пирит.

Нахождение сульфидных никелевых руд возможно не только в Сарыбулакском, но и в других массивах Чу-Балхашского гипербазитового пояса. Наибольший интерес представляет *Копалысайское рудное поле,* в котором на правом берегу р. Копалысай, в серпентинитах и габбро, на площади 2200×600 м развиты ореолы рассеяния никеля; имеются оруденелые зоны северо-западного простирания. Зоны прослежены на 700 м; площадь ореолов с содержаниями 0,5—0,7% никеля составляет примерно 50 000 м^2.

Гидротермальная медно-кобальтовая формация

Данная рудная формация представлена рудопроявлениями Койтасской зоны, Кошкарбай и Карасай, обладает своеобразным минеральным парагенезисом и отчетливыми признаками гидротермального происхождения.

Койтасская зона расположена почти в центре Кендыктасского плато, на левобережье р. Унгурлю, юго-восточнее пос. Шатырколь. Зона находится в центральной части Шатыркольского массива крупнозернистых гранитов, относимых к верхнему девону.

Рудоносная зона расположена юго-восточнее Южной зоны медного месторождения Унгурлю и вытянута на северо-восток под углом 35°. Залегает она среди крупнозернистых гранитов, длина ее около 2000 м, ширина 50—200 м, падает на юго-восток под углами 80—85°, состоит из 3—5 линзующихся тел кварц-карбонатного и кварцевого состава, переходящих по простиранию в участки гидротермально-измененных пород. Мощность отдельных зонок и рудных тел меняется от 0,1—0,2 до 1,5—2 м.

В зоне содержится молибденово-медное и медно-кобальтовое (иногда с молибденом, свинцом) оруденение. Медные руды образуют разобщенные короткие, но богатые линзы, вскрытые еще древними выработками. Кобальтоносная кварц-пиритовая жила прослежена с перерывами на 1600 м. Кобальт распределен неравномерно, содержание меняется от 0,01 до 0,2—0,3% на мощность 0,3—0,7 м. Повышенные содержания кобальта выявлены на протяжении 1000 м и до 260 м по падению. Первичные рудные минералы — пирит, халькопирит, молибденит, арсенопирит, галенит, сфалерит, гематит, магнетит. Пирит нередко образует гнезда, желваки и прожилки; в нем содержится до 0,3—0,6% кобальта.

В целом Койтасская зона отличается от обычных меденосных зон Шатыркольского района развитием кобальтоносного пирита. Необходимо доизучение комплексного оруденения с поверхности и на глубину.

Рудопроявление *Кошкарбай* расположено на юго-западном склоне Кендыктасских гор, на правом берегу ручья Эсие.

Кошкарбайский массив биотит-роговообманковых гранитов в центральной части пересечен региональным разломом, падающим круто на запад. В висячем боку его распространены мелкозернистые, нередко калишпатизированные граниты, рвущие среднезернистые гранодиориты.

В полосе протяжением 1700 м, шириной до 500 м в гранитах наблюдается сеть прожилков кварца с эпидотом, гематита с магнетитом и кварца с пиритом. Медная минерализация приурочена преимущественно к эпидот-кварцевым и гематитовым прожилкам, а медно-кобальтовая — к кварц-пиритовым.

Кобальт локализуется главным образом на северном фланге медеиосной полосы на протяжении 700 м. Самая крупная меридиональная гематитовая жила прослежена на 1500 м при мощности до 3 м и содержит линзы с медной рудой. В северном окончании ее залегает тело интенсивно пиритизированных гранитов мощностью 13 м с 6—16% железа, 0,04% кобальта, 0,07% меди и 0,004% молибдена. На глубине встречены два жилообразных тела кварц-магнетитовых руд с невысокими содержаниями меди, кобальта, молибдена. Мощность рудного тела 8 м.

На южном фланге полоса развития рудоносных прожилков прослежена на 200 м. Комплексное оруденение необходимо проследить на глубину.

Проявление *Карасай* расположено в северо-западном окончании Анархайских гор, севернее пос. Райсай.

Участок сложен андезитовыми порфиритами с редкими прослоями туфопесчаников нижнего — среднего девона, залегающими в узком тектоническом блоке. Контакт между докембрийскими и девонскими породами проходит по Копалинскому разлому.

Порфириты пересечены северо-восточной зоной дробления с линзами кварца и кварц-карбонатного состава, прослеженной на 3 км при ширине 2—10 м, а в раздувах — до 40 м. В зоне встречается медная минерализация (вкрапления халькопирита, прожилки тетраэдрита, налеты малахита, блеклые руды, пирит, галенит). На юго-западном фланге вскрыто рудное тело мощностью 5 м, содержащее 0,78% меди, 0,2% сурьмы. К северо-востоку от него канавой пересечены два сближенных тела мощностью 6 и 1 м с никель-кобальтовым оруденением. В более мощном теле определено 0,2% никеля, 0,092% кобальта, 0,1% свинца и мышьяка, до 0,2% цинка и меди. Во втором теле установлено по 0,04% никеля и кобальта, 0,1% цинка и свинца.

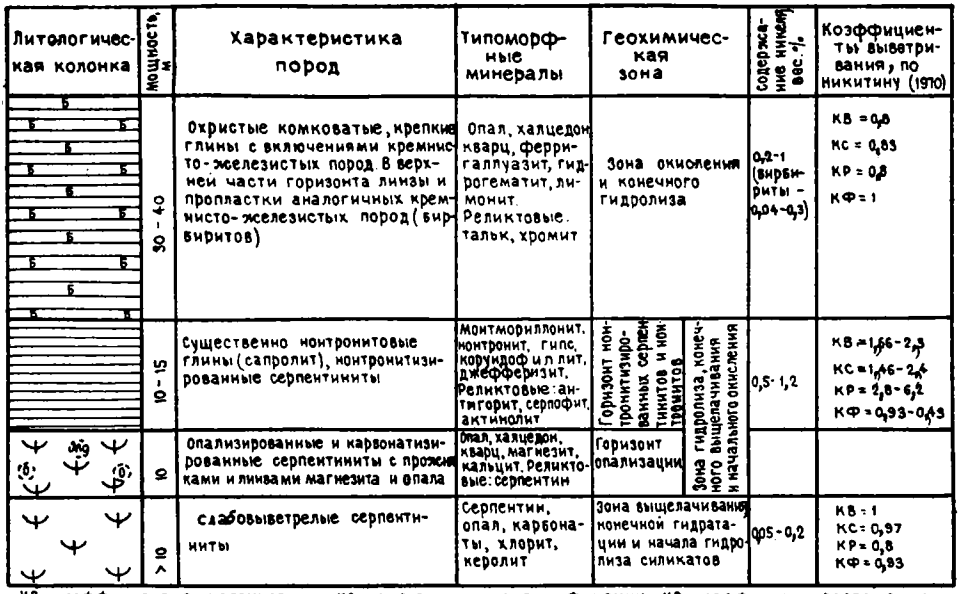
Оруденение заслуживает дополнительного изучения.

Силикатно-никелевая формация

Остаточные месторождения силикатно-никелевой формации связаны с корой выветривания серпентинитов, образовавшейся в обстановке тропического и субтропического климата мезозоя и кайнозоя.

Рудопроявления никеля в северной части Чу-Илийского рудного пояса связаны с корой выветривания ультраосновных массивов. По морфогенетическим особенностям коры выветривания относятся к площадному и в меньшей степени к смешанному, линейно-площадному, типам с весьма неровной нижней поверхностью.

Рудопроявление *Пстан.* Массив Пстан сложен преимущественно апогарцбургитовыми и аполерцолитовыми серпентинитами, по которым развита площадная кора выветривания керолит-нонтронит-охристо-кремнистого типа мощностью до 70 м (в районе вершины горы). Степень сохранности коры выветривания характеризуется значительной неравномерностью. Суммарная площадь фрагментарных участков, сохранившихся от размыва, около 4,2 км^2. На остальной территории от размыва уцелели только породы зоны глинизации и выщелачивания, представленные выщелоченными и нонтронитизированными, частично окремненными серпентинитами. Среди образований коры выветривания встречаются дайкоподобные и линзовидные тела горнблендитов и плагиоклазитов



КВ - коэффициент выщелачивания, КС - коэффициент силицификации, КР - коэффициент разложения, КФ - коэффициент ферритизации

Рис. 17. Сводный разрез коры выветривания ультрабазитов массива Пстан

мощностью до 3 м, практически не затронутые выветриванием. Сводный разрез коры выветривания представлен на рис. 17. Максимальные содержания никеля (до 1,2%) приурочены к зоне конечного выщелачивания и преобладающего развития гидролиза, сложенной нонтронитовыми глинами и нонтронитизированными серпентинитами. Она представляет собой рудоносное тело со средними содержаниями никеля до 0,75%. Среднее содержание никеля в серпентинитах 0,03%. Максимальная мощность рудоносной зоны, включая горизонт опализации, достигает 25 м в районе горы Пстан, а на остальной площади не превышает 7—10 м. Никель в качестве изоморфных примесей входит в состав монтмориллонита, нонтронита, джефферизита (шухардита?), корундофиллита и талька.

Коэффициенты выветривания, вычисленные для отдельных геохимических зон коры выветривания, приведены на рис. 17. Возможно наложение более поздних этапов выветривания на ранее сформированную кору. Этот процесс сопровождался частичным выносом кремнезема, полуторных окислов и привносом оснований. Об этом можно судить по присутствию охристо-кремнистых образований, развитых на гипсометрических уровнях зоны глинизации и выщелачивания первичной коры. При деградации первичной коры в более позднюю эпоху выветривания происходило разубоживание гидросиликатных никелевых руд.

Возраст первой, древней эпохи корообразования большинством исследователей считается триасово-юрским. Более позднее выветривание происходило в верхнеолигоцен-нижнемиоценовый период.

Следует отметить значительные масштабы развития коры выветривания на Пстанском массиве и, что особенно важно, большие площади нонтронитовой коры выветривания (около 58 км^2) при мощности ее от 7 до 25 м. Деградация первичной коры выветривания вызывала не только выщелачивание никеля, но и его переотложение как в более нижние горизонты, так и по латерали. При этом происходило перераспределение никеля. Задачей дальнейшего изучения должно стать выявление участ-

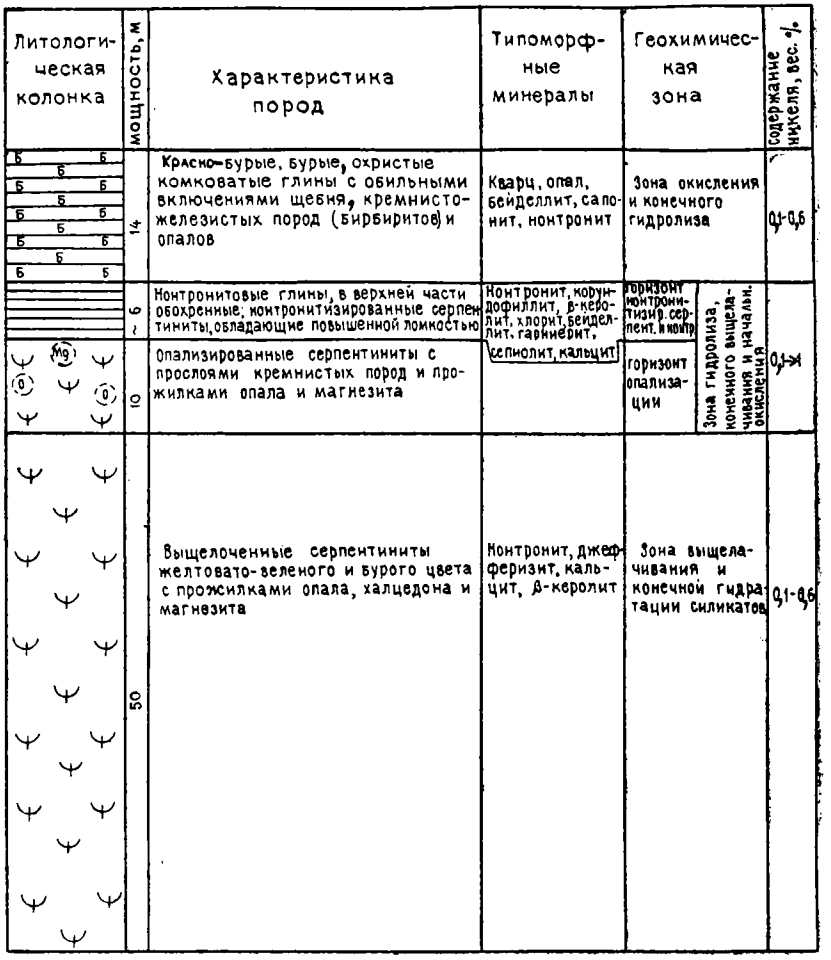


Рис. 18. **Сводный разрез коры выветривания ультрабазитов массива Шибынды**

ков вторично обогащенных никелевых руд (с применением горных и буровых работ).

Рудопроявление *массива Шибынды.* Ультраосновный массив Шибынды расположен западнее колодца Коскудук, на северо-западном продолжении Кипчакбайской ветви Жалаир-Найманского разлома. Площадь полностью перекрыта корой выветривания, местами размытой и затем погребенной под мезозой-кайнозойскими отложениями. Морфогенетический тип коры выветривания площадной, реже линейно-площадной; максимальная мощность, по данным бурения, около 80 м. Сводный ее разрез приведен на рис. 18. На юго-восточном фланге массива, в районе урочища Жанасоркан, опробованием установлены содержания никеля от 0,1 до 0,5%, редко до 1%. Они приурочены к зоне гидролиза и конечного выщелачивания коры выветривания, на которую в верхнеолигоцен-нижнемиоценовое время были наложены вторичные процессы выветривания. Самостоятельные никелевые минералы неизвестны, и никель в качестве изоморфной примеси входит в состав хлорита, гарниерита, корундофиллита, нонтронита, керолита и джефферизита. Происходит незначительное увеличение содержаний никеля в зоне глинизации с глубиной, без

четко выраженной дифференциации никеля в целом по сводному разрезу коры выветривания (рис. 18).

Возраст коры выветривания Шибындинского массива и, следовательно, рудопроявлений гидросиликатного никеля считается триасово-юрским. При вторичном корообразовании позже сформировался деградированный профиль никеленосной коры выветривания. Перспективы обнаружения более богатых силикатных никелевых руд связаны с поисками участков вторичного обогащения при помощи горных и буровых работ.

ВАНАДИЕВАЯ ФОРМАЦИЯ

В пределах Чу-Илийского рудного пояса известна лишь одна ванадиеносная формация — осадочная кремнисто-сланцевая. Высокие концентрации ванадия здесь приурочены к огизтауской, киинтасской, домбралинской и акбастауской свитам позднепротерозойского и раннекембрийского возраста. Оруденение носит сингенетичный характер и тесно связано с породами, обогащенными углистым веществом. Все известные проявления ванадия представляют собой ванадиеносный сланцевый горизонт, характеризующийся чередованием пачек углисто-глинистых и кремнистых сланцев суммарной мощностью в десятки метров при мощности отдельных пачек 0,5—2 м. В пределах рудоносного горизонта выделяются ванадиеносные пласты, вытягивающиеся по простиранию на десятки километров. В углистых сланцах ванадий находится, вероятно, в виде минерала роскоэлита, который ассоциирует с органическим и глинистым веществом.

Источником ванадия, накапливавшегося в палеоводоемах, очевидно, являлись выветривающиеся участки докембрийских пород. Существует и другая точка зрения о том, что ванадиеносность связана с вулканической подводной деятельностью; накопление его происходит в отдаленных фациях.

В геологическом строении района участвуют образования кембрия, слагающие ядро антиклинальной структуры, которые прорваны штокообразными интрузиями диабазовых порфиритов.

Отложения кембрия смяты в круглые сложные складки преимущественно северо-западного простирания. Складчатые структуры разорваны тектоническими нарушениями, оперяющими зонами дробления. По зонам дробления и трещиноватости развиты многочисленные кварцевые жилы, прожилки различной ориентировки мощностью от 0,2 до 2 м, местами с убогой вкрапленностью пирита, халькопирита, атакамита, куприта, тенорита.

Вдоль тектонического контакта с интрузией диабазовых порфиритов в субмеридиональном направлении на протяжении 6 км прослеживается горизонт графитизированных сланцев, претерпевших интенсивный гидротермальный метаморфизм (окварцевание, пиритизация).

Ванадиеносные горизонты имеют сложное внутреннее строение и состоят из переслаивающихся темно-серых кремнистых, углисто-кремнистых и кремнисто-железистых сланцев. С поверхности это темно-серые, черные, часто полосчатые кварцитовидные плотные породы, четко прослеживающиеся в виде маркирующего горизонта мощностью 2—10 м. С поверхности они обычно сопровождаются ореолами рассеяния меди (0,02—0,15%), молибдена (до 0,02%), ванадия (0,1—0,5%), кобальта, никеля. На площади ореолов породы сильно выветрены, часто превращены в рыхлую глинистую массу и кремнисто-железистые ноздреватые образования с лимонитом, в котором отмечается малахит. Размеры ореолов до 1000—1500 м в длину и 100—400 м в ширину.

На рудопроявлении *Домбралы* установлено следующее:

1. Медная минерализация связана с ванадиеносными сланцами (сотые доли процента), а также развита в зонах тектонических трещин, обычно в окварцованных породах (содержание до 0,2—0,5%).

2. Кобальт, молибден, никель являются сопутствующими элементами ванадиеносных горизонтов.

Рудопроявление недоизучено, пройдены единичные выработки.

Рудопроявление *Киинтас* расположено юго-восточнее колодца Кызылауз. Рудное поле находится в южном экзоконтакте Арысского интрузивного массива, в 0,2—1 км. В геологическом строении участка принимают участие метаморфические породы киинтасской и огизтауской свит кембрия. Основную площадь занимают образования киинтасской свиты, представленные сланцами (кварцево-серицитовыми, графито-кремнистыми и др.) и кварцитами (светлыми серицитовыми и черными графитистыми). Литологические разновидности сланцев имеют небольшую мощность и часто перемежаются между собой. Породы зажаты в тектоническом блоке к северу от регионального северо-западного разлома. Породы подверглись значительному выветриванию до глубины 50 м.

Интрузии представлены дайками и дайкообразными телами грейзенизированных гранит-порфиров, вероятно, сателлитами Арысского интрузивного массива, который здесь вскрыт на глубине около 100 м.

Киинтасская антиклиналь осложнена узкими, опрокинутыми к северу мелкими изоклинальными крутыми складками субширотного простирания.

Имеются тектонические нарушения, зоны брекчирования и окварцевания. Намечается шесть таких зон, расходящихся в виде веера с запада на восток. Мощность зон, как правило, составляет первые метры, редко 10—12 м.

На участке выделяются две полосы ванадиеносных сланцев длиной 2700 и 2500 м в субширотной синклинали. Мощность горизонтов варьирует от 6 до 9 м, достигая 20 м. Среднее содержание ванадия (по спектральному анализу) около 0,5% (максимальное до 1,5%).

Кроме ванадия в руде определены молибден, редкие земли, никель, хром, кобальт, медь, свинец, цинк, мышьяк, серебро. В южной полосе сланцев на протяжении 2,5 км распространены еще ореолы рассеяния свинца с содержанием до 3,9%.

Рудная зона с содержанием ванадия более 1% прослежена на 100 м при мощности от 0,4 до 6 м. Падение и простирание ее совпадает с зоной брекчирования, содержание ванадия в которой достигает 0,6%. Рудная полоса с поверхности представляет собой зону окисления свинцово-цинковых руд (англезит, церуссит, вульфенит, ванадинит, миметезит, деклуазит).

Специальных поисково-разведочных работ на ванадий не ставилось, проводились в небольшом объеме поиски свинцово-цинкового оруденения. Выяснилось, что интервалы с высокими содержаниями ванадия (от 0,1 до 1,25%), как правило, не совпадают со свинцово-цинковым оруденением.

Проявление *Юалы* расположено севернее пос. Уланбель, в урочище Юалы.

Среди метаморфических сланцев (кварцево-слюдистых серого и темно-серого цвета с прослоями черных графитизированных сланцев и рассланцованных темно-серых известняков, иногда также графитизированных) отмечаются прослои кремнистых, глинисто-кремнистых ванадиеносных сланцев мощностью 5—12 м, прослеживающиеся на 1500 м.

Породы смяты в крутые изоклинальные складки, осложненные мелкой складчатостью. Основное простирание складок близширотное, паде-

ние крыльев 40—35°. В центре складчатые структуры разорваны тектоническими нарушениями, в которых породы брекчированы, окварцованы и лимонитизированы, содержат равномерную вкрапленность пирита. В зонах дробления еще наблюдаются многочисленные жилы и прожилки, часто с гематитом.

Содержание ванадия в сланцах составляет 0,2—0,6%, иногда достигает 1,25%. Помимо этого встречаются молибден (до 0,03%), медь (до 0,15%), титан (до 1,25%) и никель (до 0,07%).

Северо-восточнее, на контакте сланцев с эффузивами нижнего — среднего девона и осадками карбона расположено Северо-Юалинское рудное поле, где на площади 4,5×2,5 км распространены ореолы рассеяния меди (до 0,07%), молибдена (до 0,001%), ванадия (до 0,07%), кобальта (до 0,01%). Здесь мы можем ожидать обнаружения молибдено-ванадиевых рудоносных горизонтов.

Рудопроявление *Тастау* расположено в пределах Чуйского поднятия. Породы, среди которых преобладают песчаники, порфироиды и различные сланцы, отнесены к акбастауской свите позднего протерозоя. Рудопроявление приурочено к синклинальной структуре, в пределах которой пласты пород смяты в крутые линейные складки (углы падения 60—90°). Повышенные содержания ванадия приурочены к углеродисто-кремнистым сланцам, хорошо выделяющимся на местности в виде протяженных невысоких гряд. Это массивные неяснослоистые породы черного цвета с гранобластовой структурой и линзовидно-полосчатой текстурой. Сланцы состоят из зерен кварца, тонкой вкрапленности углеродистого вещества (до 5—10% от массы породы), серицита и псевдоморфоз лимонита по пириту.

Содержание ванадия колеблется от сотых до первых десятых долей процента. Ширина выходов сланцев варьирует от первых метров до 50 м, а общая длина достигает примерно 30 км. Кроме ванадия в описываемых сланцах содержатся резко повышенные количества ряда элементов (молибден, серебро, хром, никель, кобальт, титан, медь), однако абсолютные их содержания слишком малы (не более сотых долей процента); возможно повышение их концентраций на глубине. Рудопроявление также недоизучено.

МЕДНОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Среди меднорудных проявлений Чу-Илийского рудного пояса выделяются кварцевожильная (и зон окварцевания) с карбонатами медная с молибденом, золотом и др. (шатыркольский тип), кварцевожильная и прожилково-вкрапленная, меднопорфировая, скарновая, сульфидная, медноколчеданная, медистых песчаников и медисто-карбонатная формации. Наиболее хорошо изучены рудные объекты кварцевожильной (и зон окварцевания) медной формации, к которой принадлежат разведанные месторождения Шатыркольской группы. Перспективы меднорудных проявлений других рудных формаций пока недостаточно ясны из-за слабой изученности. Наиболее предпочтительные перспективы получения промышленных рудных объектов имеются среди представителей меднопорфировой формации и формации медистых песчаников.

Кварцевожильная с карбонатами медная формация. К ней относятся разнообразные проявления и месторождения — кварцевые жилы, зоны брекчирования и окварцевания. Большинство из них сосредоточено в горах Кендыктас, где они образуют Шатыркольский рудный район с месторождениями каледонского возраста Шатырколь, Жайсан и Унгурлю, которые пространственно и, видимо, генетически связаны с позднеордовикскими гранитоидами. Другие мелкие жильные проявления (всего

около 150) известны в Чу-Илийских горах, Бетпак-Дале и Западном Прибалхашье.

Они приурочены к разрывным нарушениям среди гранитоидов, вулканогенных и терригенных образований. Кварцевые жилы нередко сопровождаются зонами брекчирования и окварцевания. Ориентировка их самая разнообразная. Иногда маломощные кварцевые жилы и прожилки сгущаются, образуя линейные штокверковые зоны. Кроме чисто кварцевых встречаются жилы, в которых существенную роль играют еще кальцит, барит, турмалин и другие жильные минералы.

Рудная минерализация представлена прожилками, гнездами и вкрапленностью халькопирита, борнита, халькозина, ковеллина, молибденита, пирита и других минералов. Некоторые тела обогащены свинцом и цинком в количестве до 0,5—1%. Часть жил содержит молибден и некоторые другие примесные элементы.

Когда околожильные изменения выражены слабо, рудная минерализация, как правило, не образует промышленных скоплений. Наиболее типичны серицитизация, хлоритизация, окварцевание и карбонатизация. На некоторых рудных объектах отмечаются калишпатизация, актинолитизация и эпидотизация, сменяемые серицитизацией и окварцеванием.

Промышленное значение к настоящему времени установлено для месторождений жильного типа с интенсивной карбонатизацией, со стронцием и наличием магнетита.

Меднопорфировая формация. Рудные проявления меднопорфировой формации известны в Западном Прибалхашье (Сарышаган, Кокбузау, Байгара и др.), Чу-Илийских горах (Кызылсок, Сортантас, Койбас), Бетпак-Дале (Северный Торткудук), в Кендыктасе (Верхнее Тереты) и южнее (Чуйское, Алтыайгыр и Жаланаш). Подавляющее большинство рудопроявлений меднопорфировой формации пространственно и генетически связано с небольшими интрузиями гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, сиенито-диоритов и граносиенит-порфиров. Кроме того, ряд мелких меднопорфировых проявлений установлен в вулканитах среднего и кислого состава. Рудоносные площади обычно приурочены к тектоно-магматическим структурам с магмо- и рудоконтролирующими долгоживущими разломами, вдоль которых возникают обширные зоны повышенной трещиноватости и проницаемости.

Рудовмещающие породы подверглись гидротермально-метасоматической переработке в различной степени, что выражается в окварцевании, серицитизации, пропилитизации, березитизации, аргиллизации и калишпатизации. Измененные породы образуют вокруг рудных тел широкие ореолы. Наиболее важно штокверковое окварцевание.

Рудные залежи представлены штокверками с многочисленными переплетающимися прожилками и вкрапленностью сульфидов. Во многих случаях наблюдается геохимическая зональность. По периферии располагаются полиметаллические проявления и ореолы рассеяния свинца, цинка и других элементов. Кроме того, имеются аномальные содержания молибдена, мышьяка и вкрапленность пирита. На наиболее обогащенных медью участках обнаружены древние выработки.

Гипергенная зональность выражена зоной окисления, реже выщелачивания и вторичного сульфидного обогащения. Иногда наблюдается выщелачивание окисленных руд с поверхности, содержание меди в таких случаях не превышает сотых долей процента и редко достигает 0,1—0,2%, в то время как залегающие на глубине первичные руды имеют промышленные содержания.

Содержание меди в рудах меднопорфировой формации обычно колеблется в пределах 0,1—0,5%, изредка достигая 0,8—1%. Некоторые

проявления содержат молибден до первых сотых долей процента, а также свинец и цинк (до 0,1—0,5%).

Скарновая сульфидная формация. Рудопроявления формации известны в Кендыктасских горах (Аденсу-Акколь, Досмаил, Аксай) и в Западном Прибалхашье (Кызылэспинское, Туранга). Они пространственно приурочены к экзоконтактам диоритовых, гранодиоритовых и гранитных массивов с карбонатными породами.

Важное значение в образовании скарновых проявлений имеет благоприятное сочетание структурных, магматических и литологических факторов. Оруденение обычно приурочено к скарнам на участках, осложненных разрывными нарушениями и пересеченных многочисленными дайками. Морфологию и условия залегания рудных тел определяют многократно подновлявшиеся межпластовые срывы и зоны дробления внутри карбонатных пачек. Отдельные рудные тела сложной формы, а также части рудных тел с резко увеличенной мощностью и повышенными содержаниями полезных компонентов контролируются узлами пересечения или сопряжения разрывов разных направлений.

Рудная минерализация представлена гнездами, прожилками и вкрапленностью халькопирита, борнита, халькозина, молибденита, пирита, самородного золота и других минералов. Содержание меди непостоянно и колеблется в широких пределах — от первых десятых долей до 1—5%. Некоторые скарновые проявления содержат свинец и цинк в количествах до 0,5—1%, молибден до 0,01—0,1%.

Медноколчеданная формация. Рудопроявления медноколчеданной формации известны в Жалаир-Найманской зоне (Майжарылган, Коктас, Таулы и др.), где они приурочены к вулканогенным отложениям ащисуйской свиты кембрия. Медная минерализация локализована в узкой полосе порфиритов на контакте с линзообразными телами габбро и серпентинитов. Меденосные зоны вытянуты согласно с общим простиранием пород.

Руды представлены халькопиритом в тесном срастании с пирротином, пентландитом и пиритом. Рудные линзы и гнезда вытягиваются в длину до 300 м при мощности 5—7 м. Содержания меди в них до 1—3%.

В Кендыктасе проявления медноколчеданной формации (Шатырбай, Бакенсай) приурочены к порфиритоидам и порфироидам, а также к амфиболитам кембрия и протерозоя; размеры их незначительны.

К настоящему времени перспективы медноколчеданной формации неясны, работы по их оценке необходимо продолжить.

Формация медистых песчаников. Проявления их распространены преимущественно в краевых частях и в обрамлении Чуйского прогиба в девонских и особенно в нижнекарбоновых и средне-верхнекарбоновых отложениях. Они известны в Бетпак-Дале (Глубокое, Тесбулак, Жельбулак, Торткудук, Чингильды и др.) и Кендыктасских горах (Жанатурмыс и др.).

Оруденение связано с серыми, зеленовато-серыми песчаниками, располагающимися обычно в виде небольших и маломощных линз среди красноцветных песчаников, алевролитов и конгломератов девона и карбона. Размеры рудовмещающих слоев сероцветных песчаников, как правило, незначительны, мощность их колеблется от 0,2 до 1—5 м, а длина не превышает 100—200 м, изредка достигая 500—800 м. На глубину они быстро выклиниваются. На каждом рудопроявлении отмечено по три-четыре, иногда более минерализованных слоев.

Рудная минерализация представлена вкрапленностью, прожилками и примазками малахита, азурита, хризоколлы в цементе песчаников и по трещинкам. На рудопроявлении Тесбулак отмечены также редкие зерна халькопирита, халькозина, ковеллина и борнита, а на рудопроявлении Торткудук — брошантит, галенит, церуссит, ванадинит и вульфенит.

Содержание меди обычно не превышает 0,5—1,5%. При бурении структурной скважины на Иркудукском валу в Бетпак-Дале (за пределами описываемой площади) выявлено рудопроявление Глубокое. Здесь на глубине от 950 до 1050 м скважиной пройдены три слоя сероцветных песчаников джезказганской свиты с халькопиритовой минерализацией. Опробованный керн с глубины 968 м показал содержание меди 3%. На рудопроявлении Чингильды в сероцветных песчаниках верхнего визе содержание меди иногда достигает 5%.

Следует отметить, что в Южном Казахстане поиски месторождений медистых песчаников производились эпизодически на отдельных проявлениях без регионального анализа.

К медисто-карбонатной формации принадлежит месторождение Кенказган, локализованное в известняках и брекчиях висячего бока Кенказганского надвига. Месторождение небольшое, перспективы выявления более крупных рудных объектов подобного типа пока неясны.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

Кварцевожильная (и зон окварцевания) с карбонатами медная формация (шатыркольский тип)

Данная формация широко проявлена в Кендыктасе (месторождения Шатырколь, Жайсан, Унгурлю, Древний Курдай, Герменды, Алтынказган, Жалысай и др.).

В геологическом строении рудного района принимают участие метаморфические образования докембрия, эффузивно-осадочные отложения нижнего и среднего палеозоя и интрузивные породы, занимающие около 70% площади Кендыктасских гор. Жилы залегают в гранитоидах и реже в метаморфических докембрийских породах (гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы).

Рудовмещающие в основном породы курдайско-шатыркольского интрузивного комплекса, представленные гранодиоритами, биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранитами верхнего ордовика.

Месторождение Шатырколь

Медное месторождение Шатырколь расположено на северо-западном платообразном склоне Кендыктасских гор в пределах одноименного гранитного массива с ксенолитами метаморфических пород (амфиболиты докембрия). Здесь располагается серия минерализованных зон, веерообразно расходящихся от некоторого центра. Каждая из зон сопровождается гидротермальными изменениями, выражающимися главным образом в микроклинизации и последующих серицитизации, цеолитизации, хлоритизации, ожелезнении и карбонатизации.

Площадь рудного района вытянута в северо-западном направлении в виде полосы длиной 30 км при ширине 10 км, в пределах которой расположены месторождения Жайсан (крайний юго-восточный фланг), Шатырколь (центральная часть) и группа рудопроявлений — Майтас, Актасты и Малбике (северо-западный фланг).

Рудное поле Шатырколя сложено в основном биотитовыми гранитами; гранодиориты, биотит-роговообманковые граниты и аляскиты расположены главным образом по его периферии. Структура рудного поля представляется в виде части блока, очерченного глубинными разломами северо-западного направления — Шатыркольским с северо-востока и Сарыбулакским с юго-запада. Внутренняя часть блока дополнительно разбита тектоническими нарушениями второго и третьего порядков субмеридионального, субширотного и северо-восточного направлений.

Месторождение было обнаружено по древним чудским выработкам (карьерам), цепочка которых вытянута вдоль рудных тел, выходивших некогда на поверхность. На участке месторождения площадью около 25 км^2 расположено до десятка обособленных рудных зон различной мощности, протяженности и насыщенности рудными телами, но совершенно однотипных по своему строению. Рудные зоны расположены в гранодиоритах, биотитовых гранитах и контролируются зонами трещиноватости разных направлений (рис. 19). Они представляют собой полосы

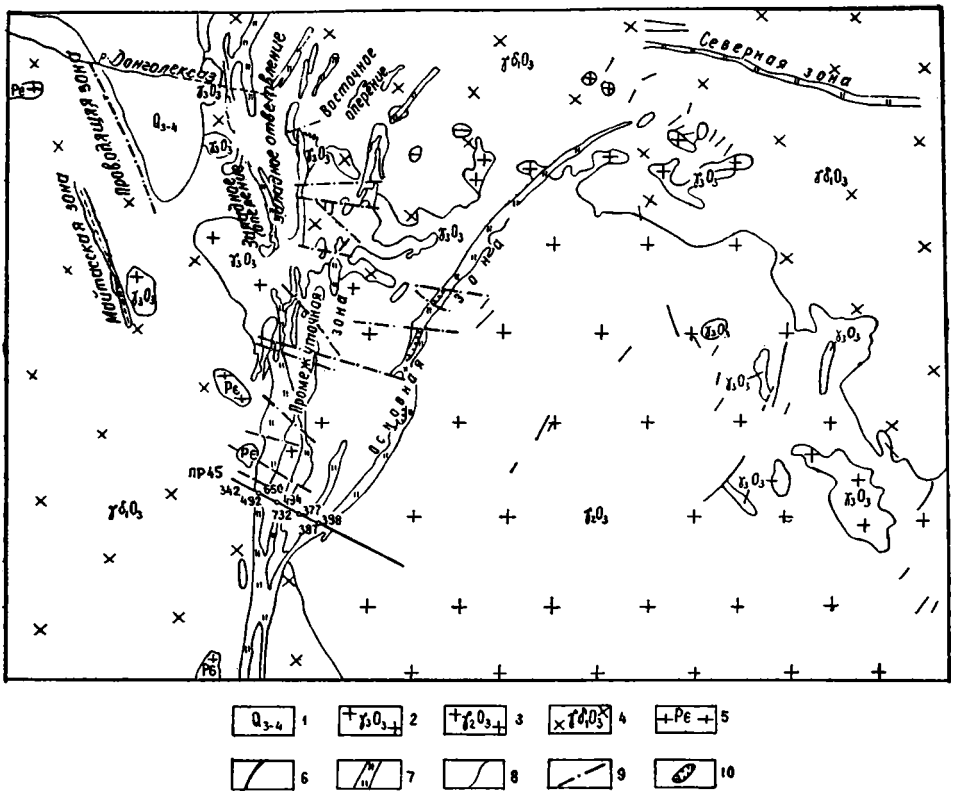


Рис. 19. **Схема геологического строения медного месторождения Шатырколь** *(по В. А. Жогову)*

1 — четвертичные отложения; *2* — граниты мелко-среднезернистые; *3* — граниты биотитовые; *4* — гранодиориты; *5* — амфиболиты докембрия; *6* — дайки кислого и основного состава; *7* — зона гидротермальных изменений; *8* — границы интрузивных тел; *9* — тектонические нарушения; *10* — древние выработки

гидротермально-измененных гранитоидов, включающих рудные тела. Выделены четыре основные рудовмещающие зоны: Основная, Западная, Промежуточная и Северная. Наиболее мощные и богатые медью рудные зоны расположены в биотитовых гранитах, тогда как Северная зона субширотного направления, залегающая в гранодиоритах, оказалась непромышленной. Также менее мощными и бедными оказались части Промежуточной зоны и Западного ответвления, расположенные в гранодиоритах. Главные запасы руд (до 95%) сосредоточены в Основной зоне, почти целиком залегающей в биотитовых гранитах. Рудные зоны (Основная, Промежуточная и Западное ответвление) сходятся на юге месторождения, затухая в гранодиоритах; соединение зон происходит и по падению (рис. 20).

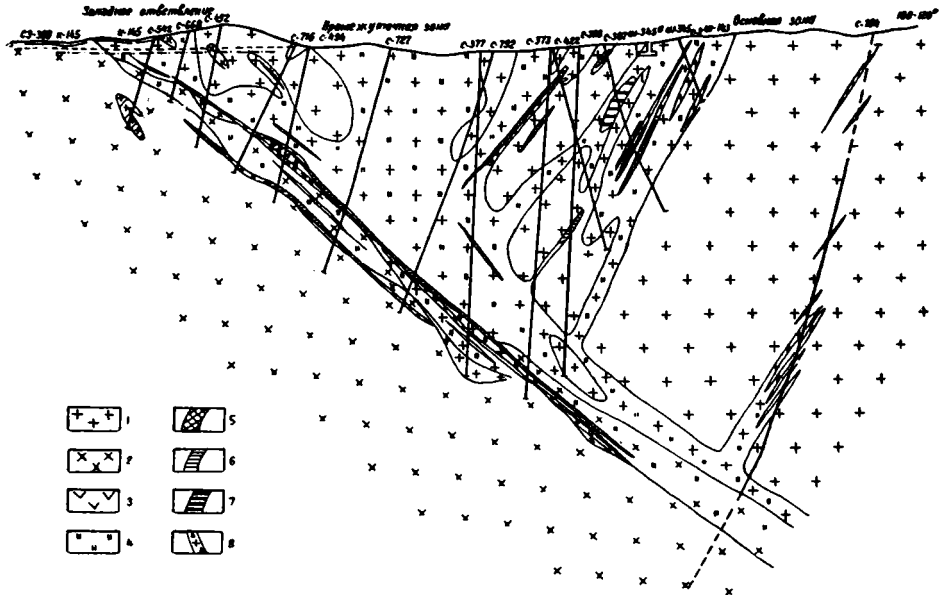


Рис. 20. **Геологический разрез по профилю 45 месторождения Шатырколь** *(по М. А. Васильеву)*

1 — граниты биотитовые; *2* — гранодиориты; *3* — дайки диоритовых порфиритов; *4* — зоны гидротермальных изменений; *5—7* — рудные тела кварц-карбонатного, кварц-магнетитового и гранитного состава; *8* — вкрапленность халькопирита

Основная зона состоит из отдельных жильно-линзовых рудных тел неодинаковой величины, однообразных по форме, условиям залегания и характеру оруденения. Простирание зоны северо-восточное, падение крутое (до вертикального) на северо-запад. Такими же элементами залегания определяется положение в ней отдельных рудных тел.

Рудные тела. В каждой из упомянутых рудных зон насчитывается до 10—15 рудных тел. Это плоские линзы, жилы, расположенные кулисообразно либо параллельно. В Основной зоне рудные тела имеют длину от 200 до 2500 м, мощность 1—30 м, прослежены по падению от 30 до 800 м. Мощность тел резко изменяется на коротких расстояниях. Самыми крупными являются рудные тела 1, 2 и 3. Остальные, находящиеся на южном фланге Основной зоны, имеют небольшие размеры и в большинстве своем не выходят на поверхность. Как в плане, так и в разрезе наблюдаются некоторые осложнения в строении отдельных рудных тел, вызванные пострудными нарушениями незначительных амплитуд.

Каждое рудное тело представляет собой комбинацию из участков и полос, сложенных жильными образованиями и в различной степени оруденелыми измененными гранитоидами. В Основной зоне обе разновидности руд присутствуют в равных количествах. Рудные тела Промежуточной зоны и Западного ответвления, расположенные в гранодиоритах, сложены в основном жильными образованиями. Мощность рудных тел здесь редко превышает 1 м.

Весьма характерно отсутствие переходных разностей между двумя типами оруденения, контакты между которыми такие же резкие, как и с неминерализованными гранитоидами. Центральная осевая часть рудных тел обычно сложена жильным типом руд.

Состав руд, текстуры и структуры. В зависимости от морфологии рудных тел, их минерального состава и структурно-текстурных особен-

ностей (данные Г. Э. Нарвайт, П. С. Саакян и др.) выделяются следующие типы руд: I) кварц-магнетитовые, II) кварц-кальцит-халькопиритовые и III) оруденелые граниты.

Кварц-магнетитовые руды — это серые, темно-серые породы с массивной, реже неясно полосчатой текстурой, осложненной сетью тонких прожилков, состоящих из халькопирита, кварца, кальцита, цеолита, пирита. Основными рудными минералами являются магнетит и халькопирит, сопутствующими — молибденит, пирит, гематит, нерудными — в основном кварц и хлорит, реже кальцит, серицит, флюорит, цеолит, рутил и гранат. Наблюдаются следующие парагенетические ассоциации, последовательно сменяющие друг друга в процессе минералообразования: 1) кварц-магнетит-хлоритовая с пиритом, молибденитом, серицитом и другими минералами, 2) кварц-гематит-халькопиритовая с хлоритом, мусковитом, молибденитом и кальцитом и 3) кальцит-халькопиритовая с флюоритом и гематитом. Отмечается тесная пространственная связь молибденита с магнетитом. Характерной особенностью кварц-магнетитовых руд является их раздробленность и наличие брекчий, сцементированных крупнокристаллическим кальцитом, белым кварцем и халькопиритом, т. е. ассоциации второго типа руд.

Кварц-кальцит-халькопиритовые руды характеризуются большим разнообразием строения минерального состава. Основными рудными минералами являются халькопирит и гематит, сопутствующими — магнетит, пирит, молибденит и другие, в том числе галенит, сфалерит, борнит, нерудными — кальцит, кварц, затем хлорит, серицит, флюорит и цеолит. Выделяются такие последовательные ассоциации минералов: 1) кварц-кальцит-гематитовая, 2) кальцит-халькопирит-магнетитовая с пиритом и молибденитом, 3) кальцит-халькопирит-гематитовая и 4) кальцит-флюоритовая.

Боковые оруденелые граниты представлены двумя разновидностями: 1) красные микроклинизированные оруденелые граниты с магнетитовой минерализацией и 2) зеленоватые серицитизированные граниты с халькопиритовой минерализацией. Каждая из разновидностей вмещает соответственно кварц-магнетитовые и кварц-кальцит-халькопиритовые руды.

1. Красные оруденелые граниты пересечены сложной системой прожилков магнетита мощностью до 2—5 см. Прожилки магнетита образуют нередко настолько густую сеть, что граниты, по существу, представляют собой брекчию, сцементированную магнетитом, которая затем переходит в кварц-магнетитовые руды. Основными минералами прожилков являются магнетит и кварц, второстепенными — халькопирит, молибденит, гематит (мартит), редко пирит и др., нерудными — хлорит и кальцит, т. е. тот же минеральный комплекс, что и в кварц-магнетитовом типе руд.

2. Серицитизированные граниты пересекаются прожилками кварц-кальцит-гематит-халькопиритового состава и наблюдаются на продолжении кварц-кальцит-халькопиритовых руд. Основные минералы прожилков — кальцит, кварц, халькопирит и гематит, сравнительно часто наблюдаются хлорит и мусковит (серицит) и очень редко пирит, магнетит и молибденит.

Для всех типов руд главными рудообразующими минералами являются магнетит, халькопирит, кальцит, кварц, серицит и хлорит. В незначительных количествах присутствуют гематит, пирит, молибденит, галенит, цеолит, флюорит, адуляр, альбит, пренит, рутил, эпидот и барит. Под микроскопом в единичных зернах обнаружены еще сфалерит, борнит, маггемит, касситерит, золото, линнеит (?), тетраэдрит (?), пирротин (?) и пумпеллиит (?). Постоянно присутствуют во всех типах руд

Fe, Mo, Cu, Si, Ca, Mg, K. В кальцит-халькопиритовых рудах, кроме того, обнаружены Pb, Zn. В качестве элементов-примесей в ничтожно малых количествах содержатся In, Ge, Re, Ga, Se, Te. Se присутствует в пирите (280 г/т), халькопирите (80 г/т) и лимоните (до 90 г/т) и отсутствует в породообразующих минералах.

Наиболее распространены гипидиоморфнозернистая и ксеноморфная структуры. Текстура кварц-магнетитовых и кальцит-халькопиритовых руд полосчатая, прожилковая, массивная и крустификационная, а в минерализованных гранитах полосчатая или брекчиевидная.

Массивная текстура чаще свойственна мощным жилам. Крустификационная текстура особенно отчетливо проявляется в маломощных кварц-магнетитовых жилах, где мелкозернистый магнетит располагается по стенкам, а более крупнозернистый кварц — в середине жил. Полосчатая текстура наблюдается в трещиноватых гидротермально-измененных гранитах. В полосчатых рудах наблюдаются также сланцеватость и деформация зерен рудных минералов. Брекчиевая текстура руд характерна для зон дробления.

Околорудные изменения выражаются главным образом в серицитизации, покраснении и цеолитизации. Хлоритизация и кальцитизация сопровождают серицитизацию и цеолитизацию; второстепенное значение имеют пренитизация и эпидотизация, редко наблюдаются адуляризация и флюоритизация. Все породы Шатыркольского рудного поля в различной степени изменены — калишпатизированы, серицитизированы и альбитизированы, что обусловлено автометаморфизмом в отличие от предрудного метасоматоза вдоль зон трещиноватости. Вслед за серицитизацией гранитов и эпидотизацией гранодиоритов последовал процесс гидротермального рудоотложения, в котором основным механизмом рудообразования было выполнение открытых полостей.

Некоторые генетические вопросы. По данным свинцово-изохронного датирования, по породообразующим минералам возраст гранитов и гранодиоритов определен в 490 млн. лет, а по калий-аргоновому методу (по биотитам и серицитам) — 475±5 млн. лет, таким образом, подтверждается верхнеордовикский возраст пород курдайско-шатыркольского комплекса (Найденов и др., 1973).

Генетическая связь оруденения месторождения Шатырколь с конкретными интрузиями однозначно не установлена. Радиохронологический возраст оруденения составил 320±25 млн. лет, а по другим определениям — 285±10 млн. лет. Возможно, что оруденение связано с более молодыми карбоновыми гранитами, широко проявленными в обрамлении Шатыркольского массива, при их термическом воздействии на ордовикские гранитоиды.

Подчеркнем некоторые отличия морфологии, строения и состава трех основных типов руд и их размещения на месторождении.

Тела массивных кварц-магнетитовых руд часто имеют невыдержанную форму, в отдельных случаях изометрическую; наблюдается тупое выклинивание отдельных тел среди слабо измененных гранитов, контакты рудных тел с гранитами и с другими типами руд выражены отчетливо резко. Магнетит мелкозернистый, неравномерно мартитизированный. Все перечисленные особенности магнетитовых рудных тел показывают, что это не жильные тела, выполняющие какие-либо трещины, признаки метасоматического замещения гранитов магнетитом отсутствуют. Отсюда возникает предположение о ксенолитовой природе магнетитовых руд. В то же время линзообразные формы некоторых кварц-магнетитовых тел недостаточно согласуются с предположением об их ксеноморфной природе.

Оруденелые граниты (густая сеть кварц-кальцит-халькопиритовых

прожилков в трещиноватых гранитах) имеют резкие контакты с телами магнетитовых руд. В них содержатся также прожилки гематита, магнетита в ассоциации с халькопиритом и другими компонентами. Магнетитовые скопления часто имеют изометрические формы, как правило, перемяты, по-видимому, это останцы ранних кварц-магнетитовых тел.

Жильный кварц-кальцит-халькопиритовый тип руд характеризуется признаками эпигенетического образования в зонах разломов. Это плоские линзующиеся тела мощностью до 10 м. Они сопровождают оруденелые граниты, часто образуя постепенные переходы; строение крупнозернистое, пятнистое. Широко распространены в Западной рудной зоне, прослеживающейся вдоль контакта гранодиоритов и биотитовых гранитов и среди гранодиоритов в северной части месторождения.

Особенности морфологии, строения и своеобразие состава каждой из трех разновидностей руд указывают на сложные и переменные условия длительного формирования месторождения, заслуживающие выделения особого шатыркольского типа.

Месторождение Жайсан

Месторождение является вторым по значению объектом шатыркольского типа и расположено в юго-восточной оконечности Шатыркольского рудного поля, в северо-западной части Кендыктасских гор.

Наиболее древние породы протерозоя — гранито-гнейсы, парагнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы, кварциты, сланцы и залегающие с резким угловым несогласием отложения кембрия — конгломераты, песчаники, известняки, фосфоритоносные и ванадиеносные кремнистые сланцы.

Рудовмещающие породы курдайско-шатыркольского комплекса представлены гранодиоритами, биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранитами. В развитии блоковой структуры решающее значение сыграли глубинные разломы юго-восточного фланга Жалаир-Найманской зоны.

К северо-востоку от этой зоны расположены структуры Чу-Илийского антиклинория, к юго-западу — Кендыктасского антиклинория.

Характеристика месторождения. Площадь Жайсанского рудного поля несколькими крупными разрывными нарушениями северо-восточного направления разбита на три блока. В юго-восточной части выделяется опущенный блок (грабен), заключенный между Жайсанским и Койтасским разломами. Это, по существу, площадь самого месторождения Жайсан. Далее к северо-западу выделен приподнятый блок между Койтасским и Дайковым разломами, занимающий южную часть участка Асыржайляу. Относительно последнего северо-западная часть участка является опущенной. Горизонтальная амплитуда смещения блоков достигает 800—1000 м.

Вмещающие породы месторождения представлены интрузивными образованиями курдайско-шатыркольского комплекса, объединяющего гранодиориты, биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, которые секутся многочисленными дайками кислого, среднего и основного состава. Гранодиориты слагают преимущественно северо-восточную и крайнюю восточную части месторождения (рис. 21). На остальной площади распространены биотитовые граниты. В зоне контакта этих пород обычно залегают биотит-роговообманковые граниты в виде тел неправильной формы.

Месторождение Жайсан было также обнаружено по древним чудским выработкам, цепочка которых пролегла по выходам рудных тел на поверхность. На месторождении выделяется несколько средних по раз-

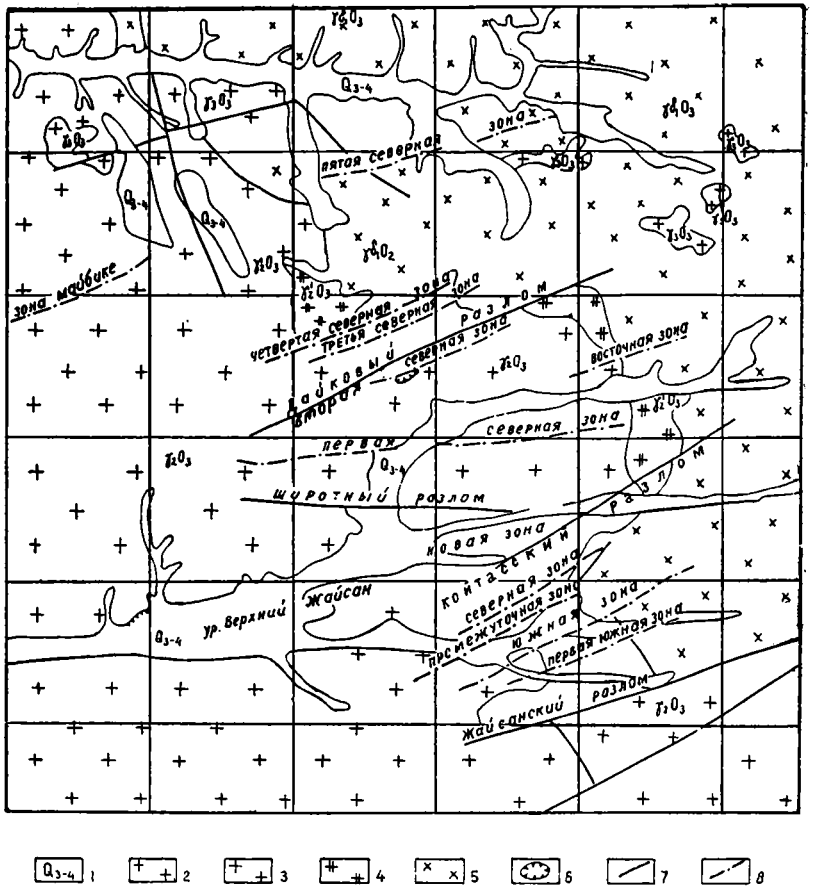


Рис. 21. **Схема геологического строения медного месторождения Жайсан** *(по С. Г. Котову)*

1 — четвертичные отложения; *2* — граниты мелко- и среднезернистые; *3* — граниты крупнозернистые биотитовые; *4* — граниты биотит-роговообманковые; *5* — гранодиориты; *6* — древние карьеры; *7* — зоны разломов; *8* — рудные зоны

мерам тектонических зон северо-восточного и близширотного простирания, к которым приурочено медное оруденение. Зоны сопровождаются дроблением, смещением пород и характерными гидротермальными изменениями. К наиболее крупным относятся Южная, Промежуточная и Северная рудные зоны, которые размещаются в области контакта между гранитами и гранодиоритами. В гранодиоритах встречаются только мелкие рудоносные зоны. Рудоносные зоны в гранитах, удаленные от контакта, также не представляют практического интереса.

Рудные тела. Южная, Промежуточная и Северная зоны почти параллельны и прослеживаются в северо-восточном направлении с азимутом простирания, меняющимся от 54 до 70°, падение крутое (65—80°) на северо-запад. Бóльшая их часть залегает в гранитах и лишь северо-восточные фланги выходят в гранодиориты, где они, уменьшаясь в мощности, ветвятся и затухают.

В пределах указанных трех рудных зон установлено 15 рудных тел, в том числе в Южной зоне — 10, в Промежуточной — 2 и в Северной — 3, причем в каждой из них имеется лишь по одному крупному рудному

телу (соответственно № 1, 17 и 16), которые содержат более 90% всех запасов меди. Рудные тела Южной зоны в большинстве своем имеют выход на поверхность, тогда как в пределах Промежуточной и Северной зон они скрыты на глубине (рис. 22).

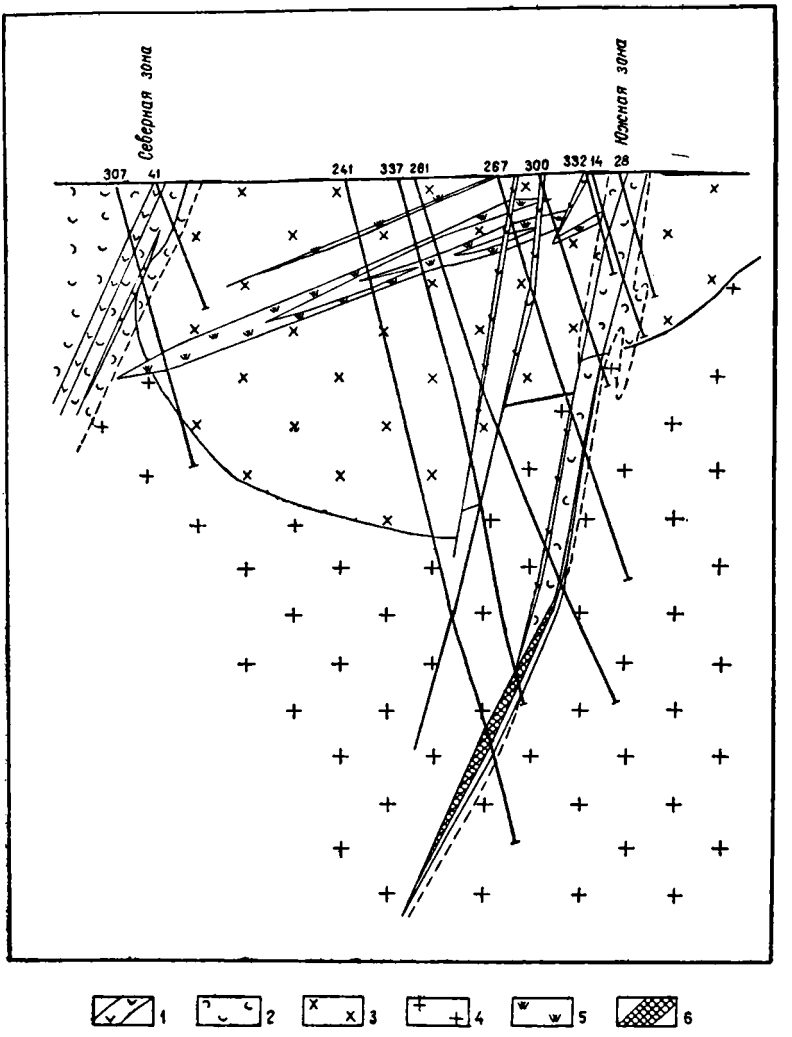


Рис. 22. Геологический разрез по поперечному профилю через месторождение Жайсан *(по М. А. Васильеву)*

1 — дайки диоритовых порфиритов; *2* — зоны гидротермальных изменений; *3* — гранодиориты; *4* — граниты; *5* — дайки пегматоидных гранитов; *6* — рудные тела

В отличие от Шатыркольского месторождения рудные тела Жайсана, как правило, не имеют столь ясно выраженного зонального строения. Большинство рудных тел имеет спокойный линзовидный характер выклинивания, переходящий в рудные прожилки мощностью 10—30 см.

Основные рудные тела характеризуются значительной протяженностью и малыми мощностями. Длина их изменяется от 100 до 600—1000 м, по падению они прослеживаются от 100 до 500 м, в отдельных

случаях до 800 м (профиль 8 Южной зоны). Мощности рудных тел также изменчивы.

Другие более мелкие зоны — Первая Южная, Новая, Асыржайляу, Майбике — располагаются в южной и главным образом в северо-западной частях месторождения и пока не представляют интереса.

Состав руд, текстуры и структуры. По своему характеру рудные тела Жайсана аналогичны шатыркольским. Основные минералы — кальцит, кварц, магнетит, халькопирит и гематит, второстепенные — пирит, молибденит, галенит, сфалерит, цеолит, флюорит. В зоне окисления встречаются малахит, азурит, хризоколла, а также халькозин, борнит и ковеллин, самородная медь, куприт, тенорит, брошантит, повеллит, гидрогетит, гетит. Очень редко под микроскопом можно наблюдать линнеит, который развит в ассоциации с молибденитом. Промышленное значение в рудах имеет медь, попутными компонентами являются молибден и железо; золото и серебро присутствуют в ничтожных количествах.

Медное оруденение на Жайсане представлено двумя типами руд — кварц-магнетитового и кварц-кальцит-халькопиритового состава, выполняющими трещины и имеющими форму жил, линз и прожилков с частым изменением мощности. Только в отдельных раздувах крупных тел наблюдается зональное строение, обусловленное сочетанием жильного (в центре) и прожилкового оруденения. При этом в центральной части тел чередуются кварц-магнетитовые и кальцит-халькопиритовые руды.

Прожилковые руды, окаймляющие жилы с одной-двух сторон или с флангов, представляют собой в той или иной степени гидротермально-измененные гранитоиды, пронизанные сетью прожилков кварц-магнетит-халькопиритового и кварц-кальцит-халькопиритового состава. В целом по месторождению жильные руды составляют 66%, прожилковые — 34%. Содержание меди в жильных рудах более чем в два раза выше, чем в прожилковых.

В рудах преобладают гипидиоморфные, аллотриоморфные и пластинчато-зернистые структуры, осложненные коррозионными и раскрошенными, катакластическими и кристаллобластическими структурами. Встречаются пучковидно-волокнистые, решетчатые и зональные структуры замещения. Текстуры руд массивные, брекчиевые, грубополосчатые, реже тонкополосчатые.

Околорудные изменения вмещающих пород выразились главным образом в серицитизации, хлоритизации и калишпатизации, которая относится к самому раннему и наиболее высокотемпературному процессу гидротермального метасоматоза вмещающих пород. Последующим этапом изменения боковых пород была серицитизация, сопровождаемая хлоритизацией. Встречаются раздробленные, нацело переработанные граниты, представляющие собой серицитовые метасоматиты с кварцем, хлоритом, кальцитом. Серицитизация сопровождала отложение основной массы халькопирита во время второй кальцит-халькопиритовой стадии минерализации. К изменениям боковых пород, имеющим незначительное распространение и, возможно, не связанным с рудными гидротермами, относятся цеолитизация с кальцитизацией, пренитизацией и эпидотизация.

Возраст оруденения, генезис. Все рудоносные зоны Шатыркольского района относятся к системам оперяющих трещин крупных разломов Жалаир-Найманской тектонической зоны, расположенной северо-восточнее Жайсанского месторождения.

Гидротермальные растворы, продуктами которых залечены трещины оперения, являются, возможно, дериватами мелких герцинских интрузий среднего состава, на что указывает наличие штокообразных тел габбродиоритов и диоритовых порфиритов с включениями минералов меди сре-

ди красноцветных песчаников нижнего карбона. По аналогии с Шатыркольским месторождением верхней радиохронологической границей оруденения, возможно, является верхний карбон.

Дайки микродиоритов и диабазовых порфиритов, которыми сопровождаются рудные тела, в формировании месторождения играли, очевидно, лишь структурную роль. Тот факт, что они могли быть источником оруденения, маловероятен, так как на соседних месторождениях (Шатыркольском и Унгурлинском) таких даек много, но рудными телами они не сопровождаются.

Формирование рудных тел было длительным и многообразным, что отчетливо подтверждается брекчиевидно-полосчатым характером руд и сложным взаимоотношением рудных компонентов.

В первую стадию происходило выпадение из растворов кварца, подавляющая часть которого отлагалась на западных флангах и в центральных частях Южной, Промежуточной и Северной зон. Вторая стадия рудообразования характеризуется кристаллизацией магнетита, который равномерно распределяется на всех участках зон, почти полностью замещая кварц на их западных флангах. В третью стадию происходило выпадение из растворов гематита, пирита и в небольшом количестве кварца. Четвертая стадия сопровождалась отложением кальцит-халькопиритовых руд с молибденитом, хлоритом, флюоритом, мусковитом, цеолитом, рутилом, адуляром и гранатом. Пятая стадия является заключительной, в это время образовались безрудные кальцитовые жилки.

Кварцевожильная и прожилково-вкрапленная медная формация

Рудопроявление Копалинское

Рудопроявление Копалинское находится северо-восточнее ст. Анархай, на территории Красногорского района Джамбулской области.

Рудопроявление приурочено к зоне Копинского глубинного разлома. В этом же районе установлены рудопроявления Кстау, Аралтау, Тасбастау, Акдаласай, Қызылкайнар и др. В совокупности они образуют Копалинское рудное поле площадью около 60 км^2.

Участок рудопроявления сложен гнейсами и амфиболитами нижнего — среднего протерозоя и осадочными породами андеркенской свиты верхнего ордовика, представленными конгломератами (внизу разреза), гравелитами, песчаниками, алевролитами и маломощным горизонтом известняков (в верхней части разреза). Эти два разновозрастных комплекса находятся в контакте по разлому.

Копинская зона разломов проходит в субширотном направлении и имеет северное падение под углами 75—85°, почти всюду она сопровождается окварцеванием. На участке рудопроявления широко развиты дайки диоритовых и диабазовых порфиритов, диоритов, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров.

На рудопроявлении выделены две рудоносные зоны — Центральная и Южная, несущие золото-медное оруденение. Центральная зона изучена на протяжении около 5 км, Южная — 1 км. Мощность их колеблется от первых метров до 50—60 м в раздувах, содержание меди обычно низкое (0,1—0,5%), однако в отдельных пересечениях достигает 2—4%.

Оруденение связано с многочисленными кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками и жилами, несущими неравномерную прожилковую, вкрапленную и мелкогнездовую минерализацию пирита, халькопирита, арсенопирита. В незначительных количествах встречены халькозин, борнит, ковеллин. На поверхности и в зоне окисления развиты гид-

роокислы железа и малахит. Оруденение локализуется в основном в серицитизированных гнейсовых породах протерозоя, непосредственно на контакте с основным швом Копинского разлома, который обычно выполнен тектонической глиной и брекчией мощностью до 2—3 м. Значительно реже встречаются маломощные рудные кварцевые и кварц-карбонатные жилы в лежачем боку Центральной зоны среди песчано-сланцевой толщи верхнего ордовика. В связи с этим возраст оруденения определяется как послеордовикский.

Рудные кварц-карбонатные и кварцевые жилы крайне невыдержаны по мощности и длине, расположены кулисообразно. Мощность их меняется от 0,1—0,2 до 2—3 м, редко до 5—6 м, протяженность — от первых метров до 10—20 м, редко до 200—300 м.

Центральная зона изучена отдельными скважинами до глубины 200—300 м. Содержание меди с глубиной не увеличивается. Распределение оруденения крайне неравномерное. Отдельные рудные тела плохо увязываются по простиранию и падению. Помимо меди в рудах установлены золото и серебро. Распределение их также крайне неравномерное.

Перспективы рудопроявления пока не определены, ценность руд может повыситься в связи с наличием в них золота и серебра.

Рудопроявление Кызымчек

Участок медной минерализации Кызымчек расположен в Джамбулской области, западнее ст. Мынарал. Здесь в 1963 г. были найдены древние выработки, протягивающиеся в субширотном направлении на 360 м при ширине от 5 до 50 м.

Площадь рудопроявления сложена породами гранитоидного состава. В западной части участка обнажаются розовато-серые двуслюдяные, часто порфировидные граниты, которые прорывают Каракамысскую интрузию, сложенную в зоне контакта кварцевыми диоритами. В контакте диориты частично ассимилированы гранитами и пиритизированы, причем в гранитах наблюдаются корродированные ксенолиты диоритов. Граносиениты слагают небольшие штоки, рвущие граниты. Жильные породы представлены дайками гранит-аплитов, габбро-диабазов и кварцевыми жилами. Простирание даек в основном северо-восточное и субмеридиональное. Наиболее крупными разрывными нарушениями на площади участка являются северо-западные. Они разделяют участок на три блока, из которых центральный опущен относительно краевых (рис. 23).

Меденосный участок Кызымчек вытянут в северо-восточном направлении на 2,5 км при ширине 0,6 км. Минерализация приурочена к калишпатизированным кварцевым диоритам и гранитам. Оруденение локализуется в жилах и прожилках кварца, которые сопровождаются тонкими оторочками интенсивной калишпатизации. Прожилки кварца местами почти нацело сложены халькопиритом, а в кварцевых жилах наблюдаются небольшие гнезда и вкрапления рудных минералов.

Кварцевые и кварц-пиритовые жилы полого падают на юго-восток и юго-запад (5—25°). Встречаются жилы с северо-западным и северо-восточным падением и почти горизонтальные. По простиранию они часто выклиниваются, а затем появляются вновь. Рудные минералы представлены халькопиритом, шеелитом, молибденитом, пиритом и их вторичными минералами. В незначительных количествах встречаются базобисмутит, галенит.

Обычно жилы содержат убогую минерализацию: 0,01—0,04% трехокиси вольфрама, 0,05—0,4% меди, иногда до 0,1% висмута, 2—17 г/т серебра; изредка встречаются гнезда шеелита.

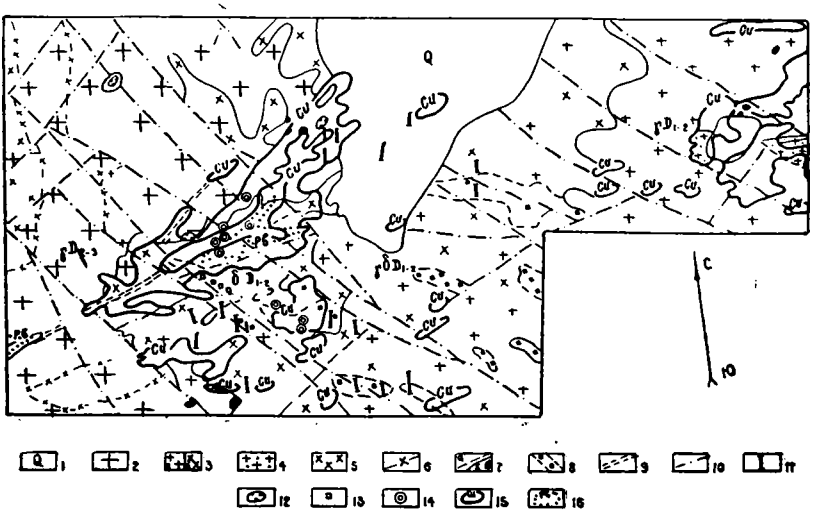


Рис. 23. **Схема геологического строения участка Кызымчек**

1— современные отложения; *2* — крупнозернистые порфировидные граниты; *3* —биотит-роговообманковые граниты (*а*), среднезернистые гранодиориты (*б*); *4* — среднезернистые граниты с вкрапленной сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит); *5* — мелкозернистые диориты, кварцевые диориты; *6* — дайки кварцевых порфиров; *7* — кварцевые жилы (*а*); кварцевые тела (*б*); *8* — зоны убогой сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации по данным ВП; *9* — зоны гидротермального изменения с убогой минерализацией; *10* — разрывные нарушения; *11* — канавы; *12* — древние карьеры; *13* — шурфы; *14* — скважины колонкового бурения; *15* — изопроценты содержания меди по данным металлометрии(в тысячных долях процента); *16* — изоконцентрации содержания свинца по данным металлометрии (в тысячных долях процента)

Сульфидная минерализация сопровождается ореолами меди, вольфрама, висмута, свинца и молибдена. Целесообразно провести поиски прожилково-вкрапленного молибденово-медного оруденения в пределах массива диоритов и гранодиоритов.

Рудопроявление Грейзеновое

Рудопроявление расположено в Джамбулском районе Алма-Атинской области, севернее ст. Копа. Оно находится в центре крупного Айдарлинского интрузивного массива среднекаменноугольного возраста в сложном структурном узле, где залегают породы всех интрузивных фаз.

Породы первой фазы — габбро-кварцевые диориты, второй (основной) — средне-крупнозернистые лейкократовые и биотитовые граниты, третьей — мелкозернистые порфировидные лейкократовые и биотитовые граниты, четвертой — микрограниты и гранит-порфиры.

Прожилково-вкрапленное медно-молибденовое оруденение расположено в гранит-порфирах, порфировидных гранитах и гранодиоритах. Здесь породы окварцованы, карбонатизированы, серицитизированы, хлоритизированы и интенсивно пиритизированы. Участками наблюдаются калишпатизация и грейзенизация. Оруденение представлено халькопиритом, молибденитом, реже вольфрамитом и висмутином. Оно локализуется в линейных зонах гидротермально-измененных гранитоидов размером 600×10 и 400×5 м. Содержание меди не превышает 0,2—0,3%. Методом вызванной поляризации в пределах рудопроявления установлены две контрастные аномалии. Поисковым бурением промышленных скоплений в их пределах пока не установлено, хотя аномалии значительны по площади.

Верхне-Терективское рудопроявление

Верхне-Терективское рудопроявление меди находится на территории Чуйского района Джамбулской области, восток-юго-восточнее месторождения Шатырколь. Оно расположено в зоне Терективского разлома, в приконтактовой части верхнеордовикского Терективского массива гранодиоритов с древними метаморфическими породами.

Метаморфические породы, слагающие центральную и северную части площади, представлены толщей переслаивающихся парагнейсов, гранито-гнейсов и амфиболовых сланцев, толща смята в сложные складки высокого порядка, вплоть до плойчатости, при сохранении общего северо-западного простирания структур, с углами падения 70—85°, а иногда вертикальными. На юго-западе обнажены крупнозернистые порфировидные гранодиориты и порфировидные кварцевые сиенит-диориты курдайского комплекса северо-восточной части Терективского массива. В северо-западной части площади обнажены два массива мигматит-гранитов, а на северо-востоке — средне-крупнозернистые ортогнейсы и мигматиты.

Среди графитоносных сланцев встречаются скарноиды в виде линз и прослоев мощностью от нескольких сантиметров до 0,5—2,5 м. В толще плагиоклаз-амфиболовых сланцев отмечаются тела эпидозитов.

В зоне разлома породы метаморфической толщи подверглись интенсивному дроблению, серицитизации, хлоритизации, окварцеванию, карбонатизации и пиритизации. Имеются согласные и реже секущие жилы кварца мощностью до 20—30 см. Нередко к таким зонам приурочивается рудная минерализация в виде пирита, халькопирита, сфалерита, золота, ильменита и магнетита.

Рудная зона, а также ее юго-восточное продолжение (участок Байметдинсай) на расстояние 4 км разведана канавами, а также 47 скважинами до глубины 200—500 м. Рудные тела установлены в центральной части зоны. Они прослеживаются до глубины 250 м и представлены мелкими линзами интенсивно окварцованных и серицитизированных графит-плагиоклазовых гнейсов с вкрапленностью и прожилками пирита и халькопирита. Всего выделено семь рудных тел мощностью 0,6—3,5 м с содержаниями меди 0,2—3,5%. Повышенное содержание меди (0,14—0,44%) отмечено также в дайках диабазовых порфиритов. Наряду с медью в рудных телах установлены повышенные содержания свинца (0,01—0,1%) и серебра (0,003—0,008%).

Рудопроявление интересно в генетическом отношении и заслуживает дополнительного изучения.

Рудопроявление Ушкызыл

Рудопроявление Ушкызыл расположено на территории Чуйского района Джамбулской области, севернее ст. Чокпар.

Площадь участка сложена красноцветными песчаниками верхнего девона — нижнего карбона, разбитыми серией разрывных нарушений северо-западного и субмеридионального направлений. Здесь широко развиты дайки диоритовых порфиритов, мощность которых колеблется от 2—5 до 10 м, падение крутое на юго-восток под углами 80—87°. Минерализация с поверхности представлена малахитом, азуритом, самородной медью, а на глубине — вкрапленным халькозином, халькопиритом, изредка купритом. Оруденение встречается не повсеместно, а лишь на отдельных интервалах и прослежено по основной дайке на 500 м, содержание меди от 0,1 до 3,58%.

Рудовмещающие породы окварцованы, хлоритизированы и содержат редкую сеть кварцевых и кварц-карбонатных прожилков. Вдоль

контактов даек с песчаниками устанавливаются пострудные нарушения.

Оруденение отмечается ореолами рассеяния меди интенсивностью 0,01—0,03% и аномалиями вызванной поляризации.

Рудопроявление Сарыбулак

Рудопроявление меди Сарыбулак расположено в среднем течении р. Сарыбулак, южнее месторождения Шатырколь.

Площадь рудопроявления сложена метаморфическими и интрузивными породами. Метаморфические породы, условно относимые к среднему протерозою, представлены гранито-гнейсами, сланцами, амфиболитами, мраморами и гнейсами. Они слагают изоклинальные складки, смятые в крыльях до мелкой плойчатости и гофрировки, преимущественно северо-западного (315—330°) простирания с крутым падением крыльев.

Через весь участок в северо-западном направлении проходит полоса кварцево-хлоритовых и кварцево-слюдяных сланцев с прослоями углистых сланцев мощностью до 50 м и линз мраморов. Осадочно-метаморфические образования прорваны небольшими телами ультрамафитов, габбро, гранодиоритов и гранитов.

На северо-западе и юго-востоке обнажаются верхнеордовикские гранодиориты курдайского комплекса, имеются массивы девонских гранитов; повсеместно отмечаются дайки порфиритов, гранитов. Кварцевые жилы встречаются редко, они маломощны и быстро выклиниваются. Имеется много разрывных нарушений.

Медное оруденение в виде мелкой редкой вкрапленности халькопирита отмечается в зонах пиритизации в кварцево-слюдистых сланцах. Минерализация локализована в кварцевых жилах и прожилках, содержание меди не превышает 0,1%. Рудопроявление отмечается аномалией вызванной поляризации и ореолами рассеяния меди (до 0,02%), свинца (до 0,02%).

Восточная рудоносная зона прослеживается в сланцах вдоль контакта с гранито-гнейсами в северо-западном (340°) направлении на 1700 м; породы здесь раздроблены, хлоритизированы и слабо окварцованы. Мощность зоны 1,5—7,5 м, падение на северо-восток под углом 70°.

На южном фланге ореолы рассеяния меди прослеживаются на 1600 м в углисто-графитовых сланцах, а также в зонах повышенной концентрации пирита и пирротина, рудные линзы имеют небольшие размеры, концентрация меди не превышает 0,1%.

Западная зона среди сланцев вытянута в субмеридиональном направлении вдоль ручья Западный Каратаспе на 1600 м. Мощность ее от 1—5 до 18—20 м.

В южном конце она отчетливо приурочивается к углистым и графитистым сланцам. Сульфидная минерализация в виде халькопирита, галенита, сфалерита, арсенопирита и пирротина сосредоточена в кварце. Вероятно, это регенерированное стратиформное оруденение.

Рудопроявление Мунлу

Типичным представителем кварцевожильной медной формации является рудопроявление Мунлу, расположенное западнее одноименной горы, в северной части Чу-Илийского пояса.

Рудопроявление приурочено к восточной эндоконтактовой зоне Мунлинского гранитного массива кылчинского интрузивного комплекса (формация гранитов нормального ряда). Оруденение связано с кварцевой жилой, приуроченной к разрывному нарушению северо-восточного простирания. Протяженность жилы по простиранию 800 м, мощность ее варьирует от 0,8 до 6 м и более, падение на юго-восток под углом 60°.

Участками жила ветвится или сопровождается дополнительными кварцевыми прожилками. Жила сложена серым кварцем с обильной вкрапленностью сульфидов. Рудовмещающие граниты окварцованы. Оруденение в пределах жилы неравномерное, наиболее богатая минерализация приурочена к брекчированной северо-восточной оконечности жилы в ее призальбандовой части. Оруденение представлено пленками и гнездами малахита, реже лимонита и реликтовыми зернами пирита. Минералогия первичных руд не изучена. В окисленных рудах установлены высокие содержания меди и свинца. В качестве сопутствующих элементов присутствуют висмут, молибден, вольфрам, серебро, золото и германий. В невыветрелых сульфидно-кварцевых породах максимальное содержание меди равно 0,06%, свинца — 0,19%. В рудовмещающих гранитах содержания меди и свинца составляют сотые доли процента. Район рудопроявления требует доизучения.

КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Скарновая сульфидная формация

Рудопроявление Аденсу-Акколь

Рудопроявление находится в юго-восточной части Чу-Илийского региона. Было обнаружено по древним чудским выработкам, описано в 1949 г.

В геологическом строении участка принимают участие терригенные породы доланкаринской и кызылсайской свит верхнего ордовика, прорванные изометричным массивом гранодиоритов нижнего карбона.

Массив гранодиоритов размером 4,2×3,5 км обнажается в центральной части площади. В приконтактовой зоне гранодиориты интенсивно хлоритизированы, серицитизированы, эпидотизированы, местами окварцованы и обогащены актинолитом.

Диориты и плагиограниты встречаются в виде небольших линейных тел и даек как в массиве гранодиоритов, так и в осадочных породах. Широко распространены тектонические нарушения в виде широтной и северо-западной систем разломов (Тышкан-Акбастау-Аккольская зона разломов).

В контакте с интрузией вмещающие песчаники и алевролиты ороговикованы, местами окварцованы, ожелезнены, а известняки скарнированы и мраморизованы. Наиболее интенсивное скарнирование и ороговикование пород наблюдается в останце (1,5×0,4 км) осадочной кровли, сохранившемся в центральной части массива (рис. 24).

Останец вытянут в меридиональном направлении и вмещает медное, свинцово-цинковое и редкометальное оруденение. Здесь выделены Западная и Восточная зоны скарнирования пород длиной соответственно 1200 и 800 м, мощностью от 20 до 130 м. В них отмечено 12 изолированных скарновых тел размерами от 30×50 до 75×225 м. Скарны существенно гранатовые, мелко- и среднезернистые, местами полосчатые с актинолитом, эпидотом, хлоритом, кварцем, кальцитом и рудными минералами. На участке рудопроявления как среди ксенолитов осадочных пород, так и в экзоконтакте гранодиоритов фиксируются кварцевые жилы (мощностью 1—2 м), зоны хлоритизации, ожелезнения, окварцевания и грейзенизации с кварц-карбонатными прожилками. Мощность зон до 20 м.

Оруденение комплексное, сформировавшееся в несколько этапов. Свинцово-цинковая минерализация встречается в основном в кварцевых и кварц-карбонатных прожилках, а также отмечается в виде небольших

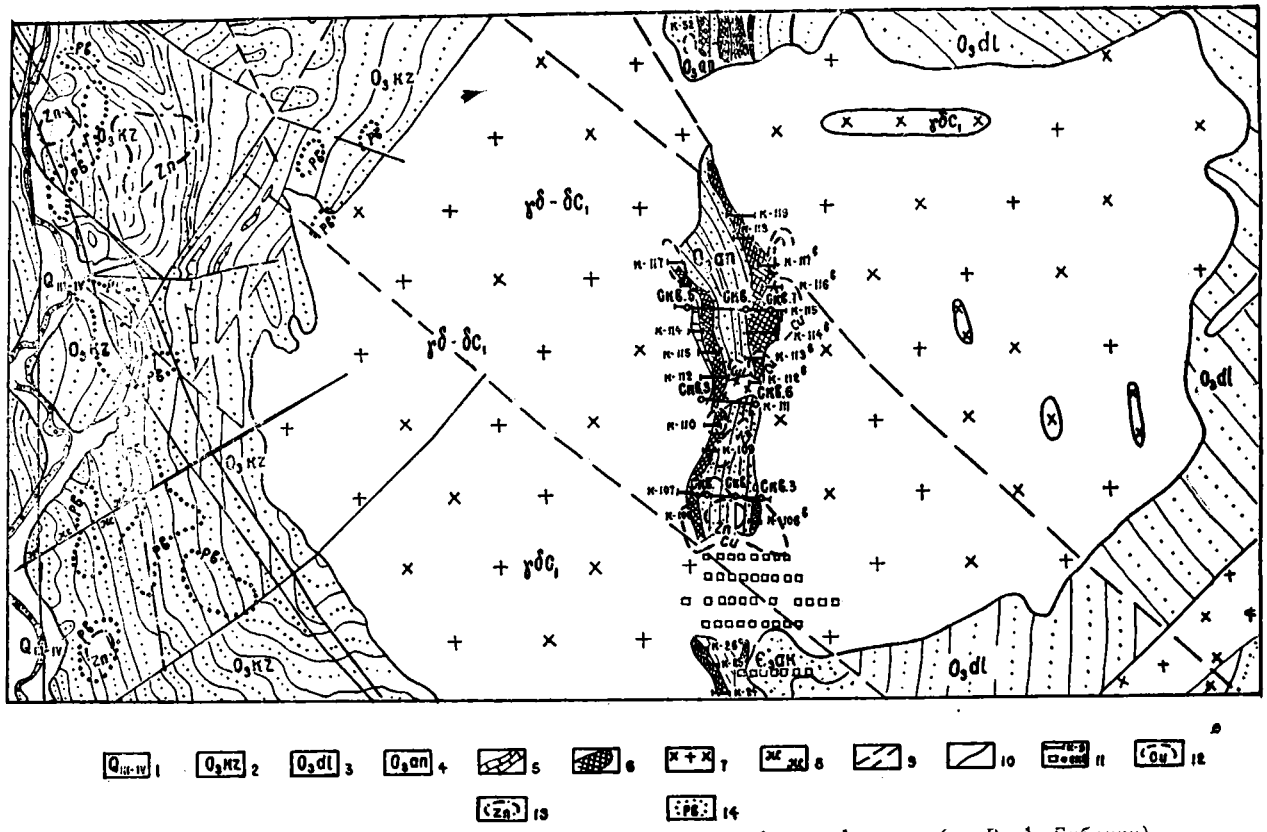


Рис. 24. **Схема геологического строения рудопроявления Аденсу-Акколь** *(по Б. А. Бублику)*

1 — четвертичные отложения; *2* — песчаники, алевролиты, конгломераты кызылсайской свиты; *3* — мелкозернистые песчаники доланкаринской свиты; *4* — песчаники, алевролиты, известняки андеркенской свиты; *5* — известняки; *6* — скарнированные породы; *7* — диориты, гранодиориты; *8* — ожелезнение; *9* — разрывные нарушения; *10* — граница литологических разностей пород; *11* — горные выработки; *12* — ореолы меди; *13* — ореолы цинка; *14* — ореолы свинца

гнезд в скарнах. Она представлена вкрапленностью и прожилками галенита и сфалерита.

Медное оруденение устанавливается как в скарнах, так и в измененных гранодиоритах. В скарнах оруденение проявлено локально, слагая небольшие участки. Здесь установлены магнетит, железная слюдка, халькопирит, борнит, галенит, шеелит, касситерит, малахит, азурит, церуссит, вульфенит и т. д. В гранодиоритах оруденение фиксируется в зоне протяженностью до 1000 м. Отдельные рудные тела достигают длины 100—300 м, мощности 1—7 м. Из рудных минералов отмечены халькопирит, галенит и пирит. Они развиты в виде прожилков и вкрапленности и приурочены обычно к участкам серицитизации и окварцевания гранодиоритов. В скарновых телах и зонах грейзенизации отмечены редкие включения шеелита и касситерита, а также повышенные содержания молибдена и олова.

Рудопроявлению как скарновому объекту дана отрицательная оценка. Однако представляет интерес медное и свинцово-цинковое оруденение, пространственно разобщенное и не связанное со скарнами. Медная минерализация, близкая к шатыркольскому типу, локализована в гранодиоритах Аккольского массива. Интерес представляют северная и восточная части массива, а также гранодиориты к востоку от останца, где выделены металлометрические ореолы меди и по отдельным скважинам подсечено меднопорфировое оруденение на глубине.

На свинцово-цинковое оруденение перспективными являются участки развития песчаников ордовика к западу и востоку от Аккольского массива. Здесь установлены крупные ореолы рассеяния свинца интенсивностью до 0,7%, а также зонки брекчирования с кварц-кальцитовыми прожилками и вкрапленностью галенита.

В целом на медь, свинец и цинк перспективной считается крупная Тышкан-Акбастау-Аккольская рудоконтролирующая зона широтных разрывных нарушений.

Рудопроявление Досмаил

Рудопроявление меди Досмаил находится севернее разъезда № 83. В геологическом строении принимают участие породы кембрия, ордовика и прорывающие их нижнекаменноугольные интрузии. Разломы северо-восточного и северо-западного направлений разбивают площадь на ряд блоков.

На контакте гранодиоритов и известняков ордовика прослежена зона скарнирования и мраморизации шириной до 50 м. В ней выделено рудное тело, представленное гранатовыми скарнами с халькопиритом, магнетитом и лимонитом. Предполагаемая длина рудного тела 200—500 м, мощность 20—30 м. Скважины показали резкое снижение содержаний меди с глубиной.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Медноколчеданная формация

Терисбутакское рудное поле

Рудное поле расположено северо-западнее ст. Хантау, в месте пересечения гор р. Сарыбулак. Участок сложен осадочными породами нижнего палеозоя и каледонскими интрузивами. Самые древние образования представлены сланцами джамбулской и метаморфизованными диабазами (с телом кварцевых порфиров) ащисуйской свит (рис. 25). Северо-восточную часть участка занимают песчаники, алевролиты и известняки

карадока. Узкие массивы габбро, габбро-диоритов вытянуты в северо-западном направлении. Серпентиниты и серпентинизированные пироксениты слагают мелкие линзовые тела среди габброидов, имеется несколько жилоподобных зон лиственитов.

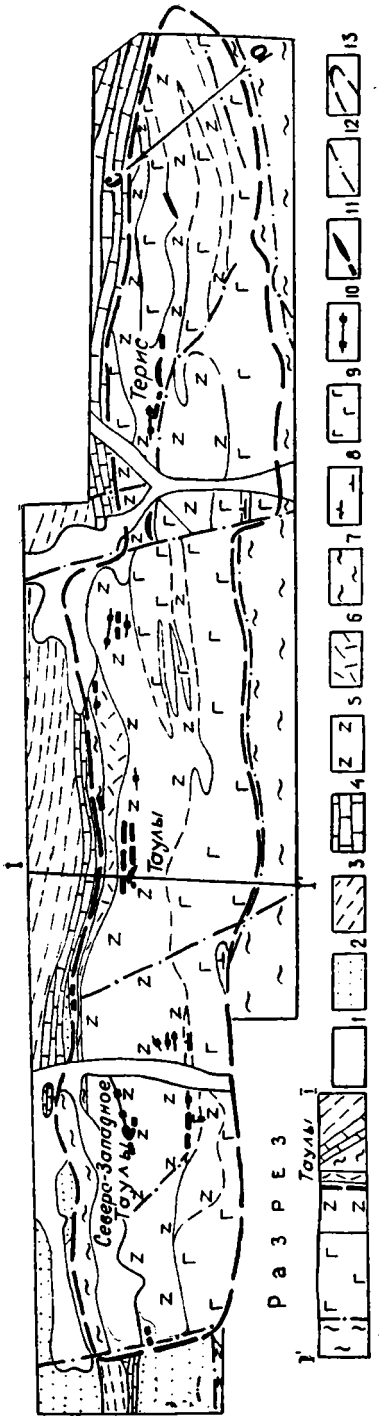


Рис. 25. **Схема геологического строения Терисбутакского меднорудного поля** (*по И. М. Жикину, В. И. Волобуеву*).

1 — современные отложения; *2—4* — осадки карадока: *2* — песчаники, *3* — алевролиты, *4* — известняки; *5, 6* — ащисуйская свита: *5* — метаморфизованные диабазы и диабазовые порфириты, *6* — кварцевые порфиры; *7* — кварц-серицит-хлоритовые сланцы с линзами кварцитов джамбулской свиты; *8* — серпентиниты и пироксениты; *9* — мелко- и среднезернистые габбро и габбро-диориты; *10* — зоны пиритизации; *11* — зоны пиритизации и рассланцованные порфириты с медной минерализацией; *12* — разрывные нарушения; *13* — границы рудного поля

Рудное поле охватывает северо-восточное крыло центрального блока Жалаир-Найманского антиклинория. Породы смяты в крутые складки, вытянутые в северо-западном направлении. В зоне смятия преобладают также северо-западные разломы и зоны рассланцевания. Более поздние дизъюнктивы вытянуты на СВ — 25° и смещают структуры по горизонтали до 500 м.

В порфиритах ащисуйской свиты и массиве полосчатых габбро и габбро-диоритах развиты повышенные концентрации меди. Терисбутакское рудное поле охватывает узкую полосу порфиритов и габбро с линзами серпентинитов и лиственитов шириной около 1 км и длиной 10 км. Граница его на северо-востоке проходит по контакту отложений ордовика и кембрия, а с юго-запада — по контакту габбро с осадками джамбулской свиты. Вдоль северо-восточного контакта кембрийских порфиритов почти на одной линии находятся рудопроявления Терис, Таулы, Северо-Западное Таулы и другие точки с медью и цинком.

Меденосные зоны вытянуты согласно простиранию пород. Длина их варьирует от 150 до 1500 м, а мощности достигают 10—26 м. Породы в них метаморфизованы до стадии эпидот-актинолитовых сланцев: содержат хлорит, альбит, сидерит и интенсивно пиритизированы. Характерны значительные мощности изменения пород и линзовое распределение оруденения. Линзы и гнезда

бедных руд расположены среди пород с рассеянной медной минерализацией. Оруденение прожилково-вкрапленное и колчеданное. Тонкозернистая руда большей частью содержит пирит, халькопирит, реже халькозин, магнетит, ильменит. На Таулы и Северо-Западном Таулы вскрыто вкрапленное и колчеданное пирит-халькопирит-пирротиновое оруденение с пентландитом.

Длина рудных линз достигает 300 м при мощности до 14 м. По падению они также прерывисты. Помимо меди в руде присутствует до 0,02% кобальта, иногда до 10% магнетита и до 1,2% двуокиси титана.

Оценочными работами доказано отсутствие на площади промышленных залежей меди до глубины 200 м. Впервые в районе установлено развитие вместе с пиритом и халькопиритом пирротина и пентландита, которые являются важным поисковым признаком для обнаружения в Жалаир-Найманской зоне сульфидов никеля и кобальта *.

Рудопроявление Майжарылган

Рудопроявление меди Майжарылган расположено северо-западнее ст. Хантау.

Площадь рудопроявления приурочена к линейно-вытянутой в северо-западном направлении асимметричной крутой синклинальной складке, разбитой разрывными нарушениями северо-восточного направления. В ядре синклинали обнаружены средне-мелкозернистые полосчатые габбро Койжарылганского массива. Вмещающими являются диабазы и диабазовые порфириты ащисуйской свиты верхнего кембрия, которые сменяются рассланцованными песчаниками джамбулской свиты. Габбро и диабазы на контакте интенсивно катаклазированы, рассланцованы и окварцованы.

Рудные тела пирит-халькопиритового состава отмечаются по экзоконтакту габброидного интрузива с диабазовыми порфиритами и охватывают его полудугой с юга, запада и северо-запада. Они приурочены к зонам тектонических нарушений, обрамляющим Койжарылганский массив. Мощность тел 0,7—4,6 м, длина от 15—20 до 70—80 м при общей длине зоны (по дуге) до 700 м.

Рудные тела с поверхности представлены ржаво-бурой лимонитовой шляпой с вторичными минералами меди. Рудные минералы — лимонит, халькозин, тенорит, малахит, азурит, хризоколла, гетит, смитсонит, пирит, халькопирит и сфалерит. Текстура руд массивная и полосчатая. Содержания меди изменяются от десятых долей процента до 3—5%.

В изученной части рудопроявления установлены мелкие рудные тела, глубокие горизонты не изучены.

Рудопроявление Коктас

Рудопроявление Коктас расположено северо-западнее залива Сарышаган. Оруденение находится в туфогенно-эффузивной толще нижнего — среднего девона.

Большая часть площади (2×1,5 км) сложена порфиритами, туфами и альбитофирами (рис. 26), встречаются дайки порфиритов. Медь обнаружена на двух участках, расположенных в 650 м друг от друга. На восточном участке, на площади 300×100 м, в туфопесчаниках и грубообломочных туфах находится 10 согласно залегающих линз окисленных медных руд (0,2—1% Cu) длиной до 80 м и мощностью 1—4 м. В двух телах мощностью 3 м содержится 2,4—3,9% меди. В одном случае руда обна-

* Видимо, в зоне смятия сочеталось собственно колчеданное вулканогенное и ликвационно-гидротермальное оруденение габбро-гипербазитов.— *Прим. ред.*

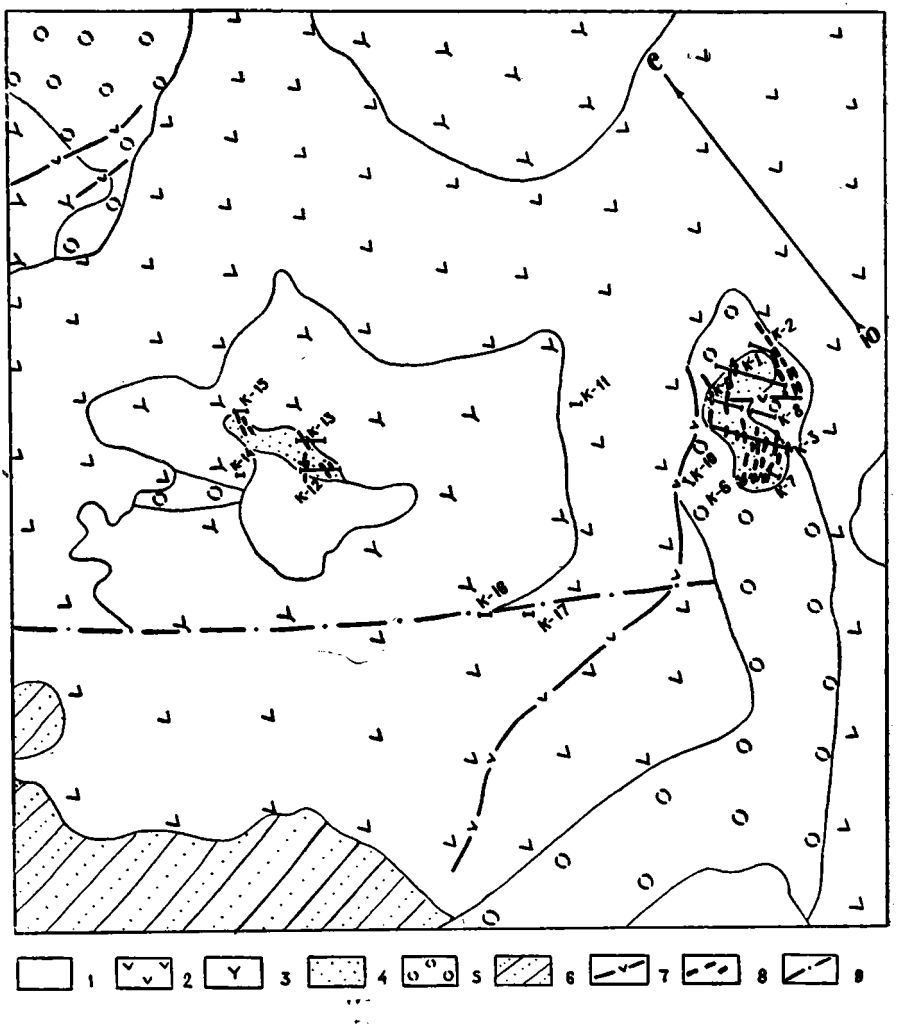


Рис. 26. **Схема геологического строения рудопроявления Коктас** *(по В. И. Волобуеву)*

1 — современные отложения; *2* — порфириты; *3* — альбитофиры; *4* — туфопесчаники; *5* — грубообломочные туфы; *6* — ороговикованные, эпидотизированные туфы; *7* — дайки порфиритов; *8* — выходы окисленных медных руд; *9* — разрывные нарушения

ружена в миндалекаменных порфиритах. В боковых породах фиксируется 0,05—0,1% металла, а на протяжении 59 м канавы № 3 среднее содержание меди составило 0,47%. Рудные минералы — хризоколла, малахит, куприт, самородная медь, халькозин, ковеллин, тенорит, халькопирит, пирит, гематит, галенит, шеелит, вульфенит.

Второй участок размером 200×75 м вытянут на север. Медная минерализация отмечается в грубообломочных туфах и туфопесчаниках, залегающих среди песчаников. Наряду с северо-восточными линзами с 0,25—0,95% меди и мощностью до 5 м встречаются гнезда вторичных минералов меди.

Рудопроявление изучено слабо. Приуроченность к вулканогенной толще и преимущественно согласное залегание рудных тел в туфопесча-

никах дает основание предполагать вулканогенно-гидротермальный генезис и принадлежность оруденения к медно-колчеданной формации. Возраст оруденения принимается как нижне-среднедевонский.

Прожилково-вкрапленная (меднопорфировая) формация

Месторождение Сарышаган

Месторождение расположено у одноименного залива оз. Балхаш, в юго-западной экзоконтактовой зоне Сарышаганского гранитного массива. Участок сложен преимущественно алевролитами, песчаниками, конгломератами, реже кислыми эффузивами и туфами силурийского возраста, которые смяты в близширотные складки и падают на юг под уг-

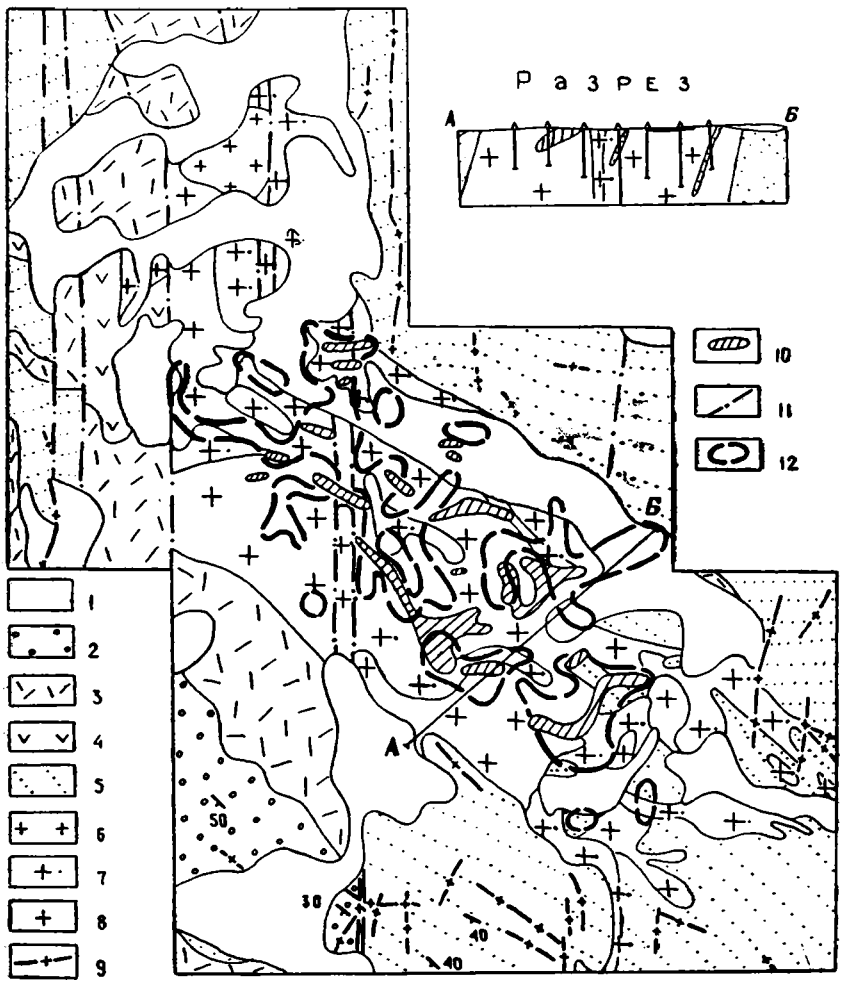


Рис. 27. **Схема геологического строения месторождения Сарышаган** *(по В. И. Волобуеву)*

1 — современные суглинки; *2* — конгломераты и туфы нижнего девона; *3* — кварцевые порфиры среднего девона; *4* — кварцевые порфириты среднего девона; *5* — песчаники силура; *6* — мелкозернистые граниты; *7* — кварцевые плагиопорфиры; *8* — плагиогранит-порфиры; *9* — дайки гранитоидов; *10* — участки окварцевания; *11* — разрывные нарушения; *12* — участки медного оруденения

лом 35°. Эти породы интенсивно ороговикованы и эпидотизированы. На них с юга налегают красноцветные конгломераты, туфы и кварцевые порфиры нижнего — среднего девона.

На границе пород силура и девона внедрился шток гранитоидов, вытянутый на СЗ — 310° на 2,5 км при ширине до 1 км. Небольшие размеры его, сложный петрографический состав и наличие в нем останцов вмещающих пород свидетельствуют о том, что на поверхности вскрыта только апикальная часть массива, погружающегося на юго-восток (рис. 27). Интрузив сложен в основном плагиогранит-порфирами и более молодыми кварцевыми плагиопорфирами, в меньшей степени мелкозернистыми гранитами, кварцевыми порфирами и кварцевыми диоритовыми порфиритами.

Породы штока окварцованы, пиритизированы, серицитизированы и каолинизированы. Окварцеванию подвергнуты главным образом плагиогранит-порфиры, реже роговики. Размеры кварцевых прожилков и линз различны. Наиболее крупные имеют северо-западное и широтное простирание, падение от вертикального до 30° на юг. Встречаются и горизонтальные прожилки. Участки окварцевания вытянуты в северо-западном и северо-восточном направлениях. Породы разбиты многочисленными нарушениями на узкие блоки. Наиболее раздробленная северо-западная часть штока несколько приподнята относительно центральной.

Медное оруденение локализуется в штоке гранитоидов, главным образом в плагиогранит-порфирах. Среди рассеянной минерализации, распространенной на площади 2×1 км, выделяются участки развития кварцевых прожилков, содержащие 0,1—0,50% меди и 0,005—0,02% молибдена. Форма обогащенных медью тел не изучена. Для оценки пробурено 15 преимущественно вертикальных скважин глубиной от 55 до 280 м, пройденных несколько в стороне от аномалий, ими вскрыта рассеянная медная минерализация.

Зона окисления маломощная — до 20 м. Оруденение представлено хризоколлой, в нижней части — малахитом, теноритом. Содержания меди колеблются от 0,06 до 0,88%. Зона вторичного сульфидного обогащения отсутствует, и до глубины 49—77 м залегают первичные сульфидные руды со слабо выраженным обогащением (0,25—2,62% меди, до 0,019% молибдена). Бедное оруденение представлено обычно вкрапленными, а в местах обогащения — тонкопрожилковыми и тонковкрапленными (0,01—1,0 мм) рудами. Глубже вскрывалась рассеянная минерализация (0,04—0,61% меди и отдельные интервалы с 0,4% меди и 0,04—0,07% молибдена).

Жильные минералы: кварц, кальцит, карбонаты, полевой шпат, флюорит, барит, гипс. Рудные минералы: пирит, халькопирит, борнит, молибденит, сфалерит, галенит, пирротин. В зоне окисления распространена почти вся гамма вторичных минералов меди, гидроокислы железа и марганца.

Выделяются четыре главных этапа гипогенного минералообразования. Сначала в плагиогранит-порфирах отложилась рассеянная вкрапленность пирита, молибденита, халькопирита и борнита. Во второй этап по мелким трещинам вместе с кварцем отложились пирит, а затем халькопирит и молибденит. Прожилки кварца разновременны: сначала образовались прожилки с халькопиритом и молибденитом, затем с халькопиритом, а в последнюю очередь с полевым шпатом и молибденитом. В третий этап в эндоконтактах массива проявилась интенсивная прожилково-вкрапленная пиритизация в сопровождении цинка, реже меди, молибдена, свинца.

В результате трехстадийного минералообразования устанавливается отчетливая геохимическая зональность в распределении металлов: в

плагиогранит-порфирах отложились медь и молибден, а в северо-восточном и юго-западном эндоконтактах массива — цинк. К самому позднему, четвертому этапу относится молибденит, отложившийся по зонкам милонитизации, скольжения и тектонического дробления.

Месторождение характеризуется низким содержанием меди и сложной формой рудных тел, недоизучено с поверхности и почти не разведано на глубину.

Рудопроявление Байгара

Рудопроявление расположено юго-западнее горы Байгара, на сопряжении Жалаир-Найманской зоны с субширотными и северо-восточными разрывными нарушениями.

В основании разреза залегают сланцы и песчаники нижнего — среднего карадока. Они несогласно перекрыты терригенными отложениями верхнего карадока, включающими горизонт крупногалечных базальных конгломератов мощностью от 100 до 300 м с хорошо окатанной галькой, в составе которой преобладают лейкократовые граниты.

Интрузивные образования представлены субпластовыми субвулка-

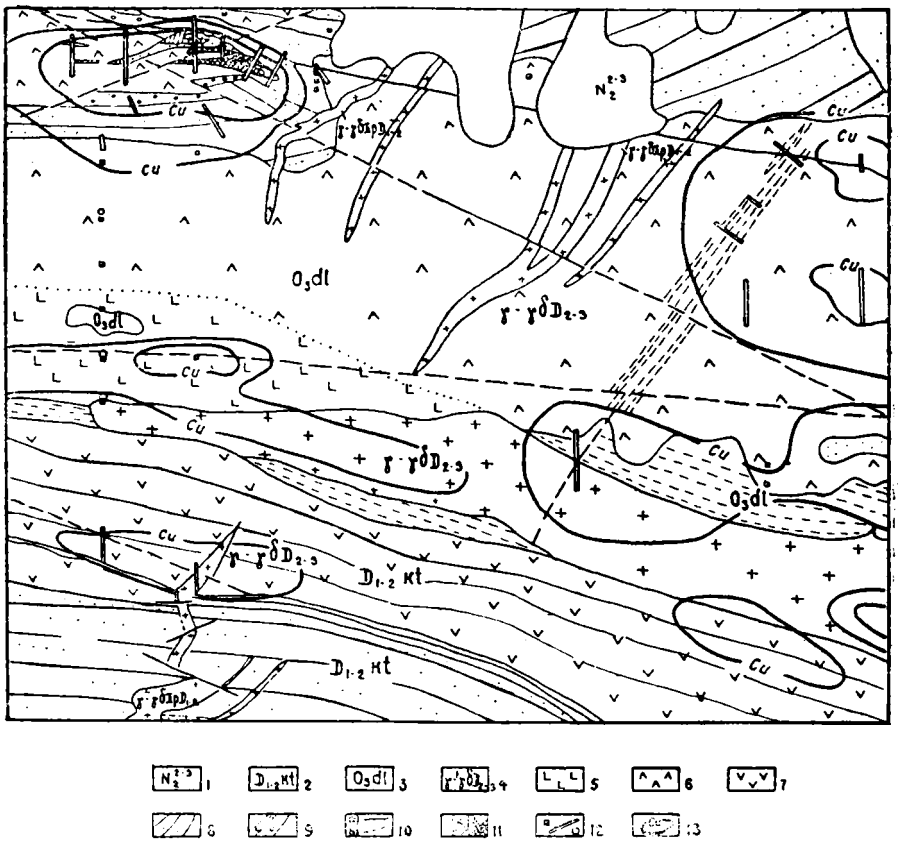


Рис. 28. **Схема геологического строения участка Байгара** *(по А. Г. Кузнечевскому)*

1 — пески, галечники, гравий плиоцена; *2* — красноцветные песчаники, андезитовые, базальтовые порфириты коктасской свиты нижнего — среднего девона; *3* — конгломераты, песчаники, диабазовые и диорит-порфириты доланкаринской свиты верхнего ордовика; *4* — граниты, гранодиориты; *5* — диабазовые порфириты; *6* — диорит-порфириты; *7* — андезитовые и базальтовые порфириты; *8* — песчаники; *9* — конгломераты; *10* — разрывные нарушения: *а* — прослеженные, *б* — предполагаемые; *11* — зоны медной минерализации с содержанием меди (%): *1*—0, 1—0,5; *2*—0, 5—1, 0; *3*—>1, 0; *12* — горные выработки; *13* — изоконцентрации меди по данным спектрального анализа металлометрических проб

ническими телами диоритов, диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, а также штоками микрогранитов девонского возраста (рис. 28).

Медная минерализация приурочена к зонам гидротермально-измененных пород северо-западного направления, проходящим в песчаниках и конгломератах верхнего карадока и вдоль контакта их с диоритами. Всего установлены четыре рудные зоны мощностью от 2 до 13 м, длиной до 180 м. Минерализация прожилково-вкрапленного типа локализуется в интенсивно пиритизированных, хлоритизированных, окварцованных зонах дробления и представлена с поверхности малахитом, хризоколлой, азуритом, охрами свинца и мышьяка. Мощность зоны окисления по данным бурения 60—70 м. Ниже развита небольшой мощности зона цементации, типичными минералами которой являются халькозин и самородная медь.

Рудопроявление оценивалось канавами и скважинами; рудные тела мелкие.

Точки медной минерализации Койбас I, Койбас II

Точка минерализации Койбас I расположена северо-западнее, а Койбас II — северо-восточнее пос. Тышканбай. Площадь сложена красноцветными песчаниками и алевролитами верхнего девона — нижнего карбона, прорванными дайками диоритовых и диабазовых порфиритов, а также силлообразными телами плагиогранит-порфиров.

Рудная минерализация развилась по многочисленным трещинам, параллельным основным тектоническим нарушениям северо-западного (Койбас I) и северо-восточного (Койбас II) направлений, развитым в телах плагиогранит-порфиров. Минерализация весьма неравномерная, концентрируется вблизи разломов. Вдоль нарушений породы хлоритизированы, окварцованы и ороговикованы. Мощность рудоносных силлообразных тел 1—30 м, длина до 200 м.

До глубины 20—25 м в минерализованных плагиогранит-порфирах отмечается наличие халькопирита, халькозина, малахита, хризоколлы и гидроокислов железа. На более глубоких горизонтах начинает преобладать пирит и уменьшается количество халькопирита и ковеллина. Содержание меди до 0,01%. Лишь незначительное увеличение содержания отмечено по одной из скважин на участке Койбас II, где на мощность 4,93 м содержание меди составляет 0,48%.

Рудопроявление Кокбузау

Рудопроявление расположено западнее залива Сарышаган, северо-восточнее горы Сымтас. Оно находится в широтно вытянутом узком (2—2,5 км) блоке кислых эффузивов, разделяющем Джамантузский диоритовый и Сымтасский гранодиоритовый массивы. Ближайшие выходы биотит-роговообманковых гранодиоритов и гранитов отстоят всего на 0,5 км к югу. Участок Кокбузау сложен кварцевыми альбитофирами, кварцевыми порфирами, туфами кислых эффузивов и порфиритами нижнего — среднего девона.

Оруденение локализуется в центральной части полукольцевого изгиба тела кварцевых порфиров шириной около 200 м. Порфиры каолинизированы, серицитизированы и пиритизированы. В северо-западной части площади имеется тело площадью 10 000 м² нацело окварцованных пород. По результатам купрометрической съемки на территории в 0,145 км² установлено 0,1—0,36% меди и 0,001—0,14% молибдена. Визуально медная зелень в виде налетов и пленок по трещинам наблюдалась только в шести шурфах. В образцах в основном видны гидроокислы железа, до 15% пирита, магнетит, рутил, изредка отмечались реликты куприта и халькопирита. Все это свидетельствует о хорошо выраженной зоне окисления и выщелачивания.

Необходимо доизучение поверхности и выяснение характера зоны вторичного обогащения и первичных сульфидных руд.

Участок 24

Участок находится западнее залива Сарышаган. Сложен он эффузивными и осадочными породами девона. В низах разреза залегают скрытокристаллические фельзит-порфиры, на которые налегают пестроокрашенные кварцевые порфиры и их туфы. Юго-западный блок размером 1×0,8 км сложен тонкоплитчатыми алевролитами и песчаниками. Вдоль северо-западного разлома кварцевые порфиры и туфы интенсивно изменены гидротермальными процессами: каолинизированы, серицитизированы, пиритизированы и окварцованы. Окварцевание проявлено в виде сплошного замещения либо представлено густой сетью пересекающихся прожилков. К гидротермально-измененным порфирам на площади 0,2 км² приурочены повышенные концентрации меди (0,01—0,26%) и до 0,005% молибдена.

Меденосная площадь отметилась положительной магнитной аномалией, расшифрованной как скрытое дайкообразное тело.

На рудопроявлении на глубине возможно вскрытие прожилково-вкрапленных молибденово-медных руд.

СТРАТИФОРМНЫЕ ФОРМАЦИИ

Формация медистых песчаников

Бетпак-Далинское поднятие, сложенное протерозойскими и палеозойскими образованиями, по периферии обрамляют мощные толщи карбонатных и терригенных отложений каменноугольного возраста. Они слагают ряд крупных наложенных прогибов.

В Южной Бетпак-Дале установлено 10 рудопроявлений медистых песчаников. Медное оруденение локализуется в основном в полимиктовых серых песчаниках и известно во всех ярусах каменноугольной системы и в верхах девона. Так, в пределах Чуйской структуры рудопроявления медистых песчаников расположены в визейском и намюрском ярусах. В Каратузской брахисинклинали они приурочены к турнейскому ярусу, к среднему и верхнему карбону. В Тесбулакской структуре медистые песчаники известны в намюрском ярусе, а в районе Тогузгумалакской мульды — в отложениях живета.

Рудопроявление *Чингильды* приурочено к низам турне Каратузской брахисинклинали. Медное оруденение локализуется в трех горизонтах полимиктовых сероцветных песчаников. Рудоносные песчаники чередуются с красноцветными песчаниками и алевролитами. Они образуют продуктивную пачку мощностью 50 м, залегающую под маркирующим горизонтом известняков. Пласты и линзы сероцветных песчаников имеют длину по простиранию от 100 до 500 м и мощность 1—2 м, с перерывами они прослежены вдоль крыльев структуры на 52 км. С поверхности оруденение представлено малахитом, азуритом, хризоколлой, борнитом и халькозином. Иногда отмечается приуроченность медной минерализации к органическим остаткам. Если на поверхности содержание меди составляет 0,5—1,5%, то на глубине оно резко снижается.

Рудопроявление *Каратуз*. Медное оруденение приурочено к двум горизонтам полимиктовых сероцветных песчаников в таскудукской свите среднего и верхнего карбона. Нижний горизонт в основании свиты имеет мощность 1 м, верхний — мощностью 1,5 м залегает выше по разрезу на 90 м. Оруденение с поверхности представлено малахитом, хризоколлой и азуритом и прослежено с перерывами по простиранию на 17 км. В еди-

ничных скважинах в сероцветных песчаниках на глубине медного оруденения не установлено.

Рудопроявление *Тесбулак* расположено в северо-восточном крыле одноименной синклинали. В низах отложений намюрского яруса, в пестроцветной пачке мощностью 100 м, выделяется шесть горизонтов мелкозернистых серых песчаников с бедным медным оруденением. Оруденение с поверхности представлено малахитом и хризоколлой и прослежено по простиранию на 400 м. Мощность слоев серых песчаников от 0,3 до 1,7 м. По данным поисковых скважин, на глубине в сероцветных песчаниках отмечается очень редкая вкрапленность халькопирита, содержание меди не превышает 0,1%.

Заслуживает внимания рудопроявление *Торткудук*, расположенное у одноименного колодца к востоку от Тогузгумалакской синклинали. Участок сложен переслаивающимися красноцветными и сероцветными песчаниками, алевролитами и конгломератами живета (падение на юг под углом 10—15°). Горными выработками вскрыты два пласта серых полимиктовых песчаников и один пласт межформационных конгломератов с медным оруденением. Выше и ниже по разрезу наблюдаются красные алевролиты. Медная минерализация на поверхности представлена в основном малахитом, изредка отмечаются азурит и хризоколла в виде вкрапленности в цементе или корочек по плоскостям трещин. Мощность рудных пластов порядка 0,5 м. Оруденение в песчаниках прослежено по простиранию до 0,5 км, а в конгломератах до 0,3 км. Содержание меди от первых десятых долей до одного процента.

Хотя медная минерализация бедна, но, учитывая довольно широкий возрастной диапазон распространения медного оруденения (от верхнего девона до верхнего карбона) в пределах Чуйского поднятия, она может иметь поисковое значение. Из-за слабой изученности перспективы медистых песчаников в настоящее время недостаточно ясны.

Медисто-карбонатная формация

Месторождение Кенказган

Месторождение Кенказган находится в Жанааркинском районе Джезказганской области, разрабатывалось в глубокой древности большим карьером с поверхности; в литературе известно с 1929 г.

Месторождение расположено на западном замыкании Мийкайнарской синклинали.

На вулканитах кислого состава позднедевонского возраста залегают терригенные и карбонатные отложения фаменского и турнейского ярусов, перекрытые рыхлыми четвертичными образованиями. Алевролиты и карбонатные отложения лежат со структурным несогласием на вулканогенной толще. Ширина выходов светло-серых массивных известняков от 100 до 600—700 м. Непосредственно на месторождении известняки местами катаклазированы, окварцованы, скарнированы и опализированы (рис. 29).

Разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного направлений контролируют зоны динамометаморфизма, окварцевания, серицитизации и последующее развитие коры выветривания. Дорудный Кенказганский надвиг прослеживается в северо-западном направлении вдоль контакта известняков и подстилающих их вулканогенных пород, имеет пологое северо-восточное падение. Карбонатные породы фамена и турне были надвинуты в юго-западном направлении на вулканогенные отложения девона. К этому надвигу пространственно приурочены месторождения Кенказган, Ефимовское и большое число ореолов меди.

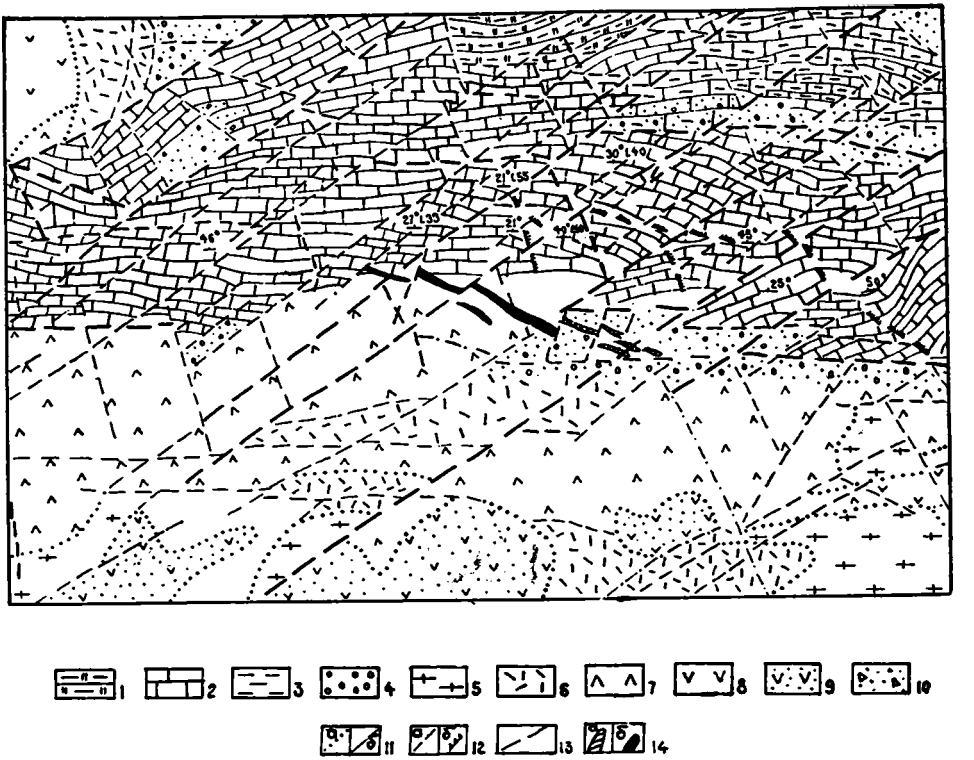


Рис. 29. **Схема геологического строения месторождения Кенказган** *(по Х. А. Яковлеву)*

1 — кремнистые сланцы, мергели, алевролиты, прослои известняков (C_1V); *2* — известняки ($D_3fm—C_1$); *3* — алевролиты (D_3fm); *4* — песчаники, конгломераты (D_3fr); *5* — граносиенит-порфиры; *6* — липаритовые порфиры; *7* — дацитовые порфиры; *8* — андезитовые порфириты; *9* — туфы андезитовых порфиритов; *10* — зоны дробления, впадины, выполненные преимущественно рыхлыми образованиями; *11* — границы распространения пород: *а* — предполагаемые, *б* — установленные; *12* — тектонические нарушения: *а* — предполагаемые, *б* — надвиг с указанием направления падения (зубчатость отмечает верхний блок); *13* — установленные тектонические нарушения; *14* — контуры рудных тел, установленные по результатам разведочных работ 1949—1955 гг.: *а* — окисленные, преимущественно свинцовые, *б* — медные

Оруденение локализовано в известняках висячего бока Кенказганского надвига и в брекчиях. Первичные минералы представлены халькопиритом, борнитом, халькозином, блеклыми рудами, галенитом, сфалеритом, пиритом, а в зоне окисления — малахитом, азуритом, хризоколлой, купритом, самородной медью. Встречаются также ковеллин, церуссит, вульфенит, смитсонит и пиролюзит. Наиболее широко развит пирит, который наблюдается в виде густой вкрапленности, прожилков и скоплений на различных глубинах. Основные текстуры руд — вкрапленные и полосчатые.

В зоне окисления содержание меди достигает 4,2%, свинца — 2,1%. С глубиной содержание полезных компонентов уменьшается. Содержание меди в первичных рудах в различных участках месторождения варьирует от 0,08 до 0,5%, свинца — от 0,2 до 0,8%, цинка — от 0,1 до 0,9%. Молибден отмечается в рудах в незначительных количествах. Серебро распределено очень неравномерно. В рудных интервалах постоянно присутствует барий (0,2—0,5%).

В надрудном горизонте по мере приближения к рудным телам происходит достаточно плавное возрастание содержаний меди, свинца, се-

ребра; в подрудном горизонте содержание их резко падает. В висячем боку рудной залежи свинец постоянно преобладает над медью, а в нижней части рудного тела и в подрудном горизонте медь преобладает над свинцом.

На поверхности рудная зона отмечается вторичными ореолами меди, свинца, цинка, бария, марганца, никеля, кобальта, мышьяка, серебра и кадмия. Ореолы приурочены преимущественно к контакту известняков с эффузивами. Рудные тела залегают почти исключительно в известняках, преимущественно катаклазированных или трещиноватых. Пространственно они приурочены к крупному тектоническому нарушению и складчатым структурам более высоких порядков. В незначительной степени оруденение наблюдается также в подстилающих эффузивах. Рудовмещающие породы окварцованы, опализированы, местами слабо скарнированы. Все перечисленные факты свидетельствуют о гидротермальном происхождении руд. Возраст оруденения, по-видимому, верхнедевонско-нижнекаменноугольный *.

По масштабам месторождение Кенказган мелкое. На прилегающих площадях находятся еще рудопроявление Ефимовское, имеющее аналогичное геологическое строение, и ряд других проявлений и геохимических аномалий. Все они тяготеют к Кенказганскому надвигу. Подобное же тектоническое нарушение возможно и на противоположном борту Мийкайнарской синклинали. Не исключено наличие «слепых» рудных тел, приуроченных к благоприятным структурам в пределах синклинали.

СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Свинцово-цинковые и медно-свинцово-цинковые месторождения характеризуются большим разнообразием минерального состава руд, морфологии рудных тел, комплекса рудовмещающих пород, околорудных изменений и приуроченностью к различным типам региональных структур земной коры. Это обусловило появление множества классификационных схем, основанных на разных признаках — минералогических, морфологических, генетических, формационных и других (В. М. Крейтер, Е. Е. Захаров, Д. И. Горжевский, Ф. И. Вольфсон, П. Ф. Иванкин, Э. Г. Дистанов, И. Г. Магакьян, Г. А. Твалчрелидзе, Ю. В. Богданов, В. В. Архангельская, Т. Н. Шадлун и многие другие).

По свинцово-цинковым и полиметаллическим месторождениям Казахстана имеются классификационные схемы К. И. Сатпаева, И. И. Бока и Л. А. Мирошниченко, Д. И. Горжевского, П. Ф. Иванкина, А. К. Каюпова и В. В. Колесникова, В. Г. Ли, Г. Н. Щербы и многих других. Авторами принята с некоторыми дополнениями и изменениями схема группировки свинцово-цинковых и медно-свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений Казахстана, предложенная В. Г. Ли (Ли, 1973). В основу ее положен формационный признак. Под рудной формацией понимается ряд месторождений полезных ископаемых, обладающих сходными минеральными ассоциациями, образовавшихся в близких геологических условиях независимо от возраста оруденения. При выделении рудных формаций учтена также промышленная значимость месторождений по следующей градации: 1) месторождения, имеющие промышленное значение; 2) месторождения, могущие иметь промышленное значение, и 3) месторождения и рудопроявления, не имеющие промышленного значения, но в силу своей распространенности или специфичности определяющие металлогенический облик того или иного района.

В систематике выделен генетический класс — гидротермальный,

* Оруденение Кенказгана и других проявлений приурочено к одному стратиграфическому горизонту и присутствует вне зависимости от надвиговой зоны.— *Прим. ред.*

включающий три группы: гидротермально-метасоматическую, гидротермально-осадочную и комбинированную (гидротермально-осадочную с наложенным гидротермально-метасоматическим оруденением) *. В Чу-Илийском рудном поясе к указанным группам принадлежат восемь рудных формаций: скарновая медно-свинцово-цинковая, кварцево-серицитовая (березитовая) медно-свинцово-цинковая, кварцево-баритовая свинцово-цинковая, полиметаллическая, вторично-кварцитовая медно-свинцово-цинковая, свинцово-железо-марганцевая, колчеданная полиметаллическая и кремнисто-карбонатно-баритовая медно-свинцово-цинковая ** (табл. 5). В каждой формации выделены минеральные типы, отражающие ведущие минеральные ассоциации рудных и нерудных минералов.

Гидротермально-метасоматическая группа объединяет первые пять рудных формаций. Ведущее значение в ней по потенциальной перспективности принадлежит кварцево-серицитовой (березитовой) медно-свинцово-цинковой рудной формации, к которой отнесены месторождение Қазкудук и подавляющее число рудопроявлений Чу-Илийского рудного пояса. Далее следует кварцево-баритовая свинцово-цинковая формация (Ушкара, Қызылсу), скарновая медно-свинцово-цинковая (Восточное Бие, Аккудук и др.), полиметаллическая (Ортажартас, Жалгыз) и вторично-кварцитовая медно-свинцово-цинковая (Акадыр, Бурлы II).

Гидротермально-осадочная (вулканогенно-осадочная) группа включает свинцово-железо-марганцевую формацию (Мынарал, Марганец I, II, III и др.). Эта подгруппа самостоятельного значения на свинец не имеет, несмотря на значительную латеральную распространенность рудопроявлений.

Ведущей и наиболее перспективной является комбинированная группа (гидротермально-осадочная с наложенным гидротермально-метасоматическим оруденением), включающая колчеданную полиметаллическую (Бурултас, Такырное, Орумбай I и др.) и кремнисто-карбонатно-баритовую медно-свинцово-цинковую (атасуйский тип; Георгиевское, Қенказган и др.) формации.

Скарновая медно-свинцово-цинковая формация

Формация включает 16 небольших объектов, сосредоточенных в основном на двух участках — в зоне экзоконтакта гранитоидов Қаибского и Қаракамысского массивов в средней части пояса и Қурдай-Шатыркольского — на юге. Проявления тяготеют к апикальным частям крупных интрузивов среднего и кислого состава, экзоконтактам малых тел основного и среднего состава. Вмещающие породы представлены песчаниками, алевролитами, кристаллическими сланцами с горизонтами и прослоями известняков, конгломератов, туфов разного возраста. Породы ороговикованы, эпидотизированы, скарнированы, известняки мраморизованы. Скарны гранатовые (гроссуляр-андрадитового ряда), гранат-магнетитовые, пироксеновые, цоизит-тремолитовые, слагают пласты и линзы длиной 300—800 м, мощностью 5—20 м. В контактовой зоне со скарнами и вдоль малых тел основного состава широко развиты эпидозиты (Мынарал III, Эпидозитовое). В скарнах и измененных породах

* Возраст наложенного гидротермально-метасоматического оруденения спорен. Г. Н. Щерба считает его доскладчатым, фаменским, В. Г. Ли, Н. М. Митряева, К. М. Егембаев и др.— постскладчатым, доверхневизейским, В. В. Колесников и др.— верхнепалеозойским.

** При выделении рудных формаций авторы не соблюдают единообразия в их наименовании (процессы, минералы, элементы). Группа вулканогенных месторождений (вулканогенно-осадочные, гиповулканогенные) оказалась расчлененной. Представители ее попали в разные группы.— *Прим. ред.*

по трещинам встречены также жилки кварц-карбонатного состава часто с эпидотом, хлоритом, актинолитом. Главные рудные минералы — галенит, сфалерит, халькопирит, второстепенные — шеелит, касситерит, висмутин, арсенопирит, магнетит, ковеллин.

Рудные тела обычно сложной (столбообразной, линзовидно-жилообразной) неправильной формы и подчинены элементам тектонических структур и характеру контактов осадочных и интрузивных пород. Длина тел составляет обычно несколько десятков метров, мощность — первые единицы метров. В рудах преобладают прожилково-вкрапленные, реже сплошные полосчатые, пятнисто-брекчиевидные структуры.

Полиметаллическое и редкометально-полиметаллическое оруденение по отношению к скарнам более позднее, наложенное и локализовано по системе трещин, тектонических нарушений и вдоль контактовых поверхностей. Содержания свинца и цинка составляют обычно первые единицы процентов, редко достигают 10—15%, меди — 0,5—1,0%. Характерно присутствие олова, вольфрама, висмута, молибдена, часто составляющих десятые доли процента. Элементами-примесями руд являются серебро, золото, мышьяк, кадмий. Выделены условно два минеральных типа: 1) халькопирит-сфалерит-галенит-гранат-эпидотовый с существенно полиметаллической минерализацией (Участок XIV, Эпидозитовое, Аккудук); 2) касситерит-шеелит-халькопирит-галенит-сфалерит-гранат-пироксеновый с редкометально-полиметаллическим оруденением (Юго-Восточный Каракамыс, Восточное Бие). Как генотипы рудопроявления Юго-Восточный Каракамыс и Восточное Бие описаны в главе «Редкометальные формации». Существенно медное со свинцово-цинковой минерализацией рудопроявление Аденсу-Акколь, локализованное как в скарнах, так и в гранодиоритах, освещено в главе «Меднорудные формации».

Кварцево-серицитовая (березитовая) медно-свинцово-цинковая формация

Формация представлена наиболее многочисленной группой, включающей шесть минеральных типов, в которых насчитывается более 270 рудопроявлений и точек минерализации. Они выявлены в породах различной формационной принадлежности и возраста от протерозоя до перми включительно. По промышленному значению рудопроявления являются второстепенными и относятся к мелким, редко средним (Казкудук) объектам. Рудные тела, как правило, локализуются вдоль разрывных нарушений или в узлах их пересечения, нередко в структурах вулкано-тектонического происхождения. Выделенные минеральные типы отличаются составом жильных выполнений и заметным преобладанием тех или иных ведущих минералов.

Вмещающими породами рудопроявлений данной формации являются в основном терригенные, вулканогенные породы и гранитоиды. Важное значение для локализации рудных тел имеют разрывные нарушения разных направлений и оперяющие их трещины скола, отрыва. Трещинные и жильные системы обычно крутопадающие, часто секущие вмещающие породы и складчатые структуры. Преобладающая форма рудных тел — жилы, линзы, плитообразные тела, зоны прожилково-вкрапленного оруденения (штокверкового типа), столбы, гнезда. Рудные тела обычно образованы путем выполнения трещин с подчиненным значением метасоматических процессов. Длина минерализованных зон достигает нескольких сотен метров, реже первых единиц километров, мощность — единиц и до десятков метров. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, в некоторых рудопроявлениях также халькопирит,

Таблица 5

Рудные формации полиметаллов Чу-Илийского рудного пояса

Генетическая группа	Рудная формация	Геологическая формация	Минеральный тип	Основные элементы руд	Элементы-примеси	Вмещающие породы и их возраст	Околорудные изменения	Структурное положение рудных тел	Форма рудных тел	Примеры месторождений, рудопроявлений
Гидротермально-метасоматическая	Скарновая медно-свинцово-цинковая	Кремнисто-карбонатная, карбонатно-терригенная, вулканогенно-терригенная	Халькопирит-галенит-сфалерит-гранат-эпидотовый	Pb, Cu, Zn	Mo, Sn, W	Песчаники, сланцы, гравелиты, известняки, туфы протерозоя, кембрия, ордовика, силура	Скарнирование, эпидотизация, ороговикование	Согласное, субсогласное залегание со стратифицированными породами, экзоконтакты гранитов, диоритов, гранодиоритов	Линзы, гнездообразные тела, столбы	Участок XIV, Антиклинальное, Аденсу-Акколь, Аккудук
			Касситерит-шеелит-халькопирит-галенит-сфалерит-гранат-пироксеновый	Zn, Pb, Sn, W	Cu, Bi, As, Sn, Ag	Алевролиты, песчаники, гравелиты, мраморы, порфироиды докембрия, силура	Эпидотизация, хлоритизация, скарнирование, окварцевание, серицитизация	Субсогласное с вмещающими породами, зоны разломов, узлы пересечений нарушений	Линзообразные тела, столбы	Восточное Бие, Юго-Восточный Каракамыс, Аякжартас
	Кварцево-серицитовая медно-свинцово-цинковая (березитовая)	Разнообразные, преимущественно терригенная, вулканогенно-терригенная, андезито-липаритовая, гранит-гранодиоритовая	Галенит-сфалерит-кварц-серицитовый	Pb, Zn	Cu, Mo, Bi, Ag, Au	Сланцы, алевролиты, песчаники, эффузивы, гранито-гнейсы, гранитоиды докембрия, кембрия, силура, девона, карбона	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация	Зоны дроблений, разрывных нарушений	Жилы, линейные зоны	Тамыртас, Утеген, Тюлькули I, Кенкудук, Беркутье
			Сфалерит-халькопирит-галенит-кварц-серицитовый	Pb, Cu, Zn	Mo, Bi, Sn, W, Au, Ag	То же	То же	То же	То же	Орумбай II, Чепчек, Атакожа, Саганбек, Моинтас, Узунсу
			Арсенопирит-сфалерит-халькопирит-галенит-кварц-серицитовый	Pb, Zn, Cu, As	Sb, Mo, Ag, Co	Песчаники, алевролиты, фельзит-порфиры кембрия, ордовика, девона, карбона	» »	» »	» »	Жылдабай, Адинское, Кумадыр
			Золото-галенит-сфалерит-халькопирит-кварц-серицитовый	Pb, Zn, Cu	Ag, Cd, Mo, Bi, Mn	Эффузивы среднего и кислого состава, субвулканиты кислого состава, эруптивные брекчии верхнего карбона, перми	Серицитизация, окварцевание, пиритизация, каолинизация	Вулкано-тектонические постройки, вулканические жерла, разрывные нарушения	Трубообразные неправильной формы тела, столбы, линзы	Казкудук, Чолак, Адыр, Дружное
			Халькопирит-галенит-сфалерит-флюорит-барит-кварц-серицитовый	Pb, Zn, Cu, Ba	Mo, Ag, CaF_2, Sn	Песчаники, сланцы, гнейсы, кристаллические сланцы, эффузивы, граниты карбона, девона, силура, ордовика, кембрия, протерозоя	Окварцевание, баритизация, ороговикование	Обычно секущие зоны разрывных нарушений, реже экзоконтакты гранитоидов	Жилы, редко линзы, линейные зоны	Карабие, Балатениз, Кашкантениз-ское, Куланское, Северо-Западное Куланское, Карасай, Новое, Кокпас, Ирису, Беке
			Касситерит-шеелит-галенит-сфалерит-кварц-серицитовый	Pb, Zn, Sn, W, иногда Mo	Mo, Bi, As, Cu, Ag	Граниты, адамеллиты, гранодиориты, кварцевые диориты, диабазы, кислые эффузивы и их туфы, песчаники карбона, девона, кембрия	Грейзенизация, окварцевание, серицитизация, эпидотизация	Эндоконтакты массивов гранитоидов, зоны разломов	Жилы, штокверки	Корпыкбай, Жалпакши, Модьярсу II, Узунсу IV, Марьинское
	Кварцево-баритовая свинцово-цинковая	Кремнисто-карбонатно-терригенная	Галенит-сфалерит-кварц-баритовый	Pb	Zn, Ag, Mn	Аркозовые песчаники верхнего девона — нижнего карбона	Окварцевание, баритизация, каолинизация	Согласное с вмещающими породами в конседиментационных грабен-синклиналях высоких порядков	Пластообразные тела, линзы	Ушкара, Кызылсу
	Вторично-кварцитовая медно-свинцово-цинковая	Андезито-липаритовая	Золото-галенит-сфалеритовый	Pb, Zn, Cu	Mo, As	Вулканиты покровной, экструзивной и жерловой фации верхнего карбона — перми	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, пропилитизация и др.	Кольцевые вулкано-тектонические структуры, разрывные нарушения	Штокверки, столбы, жилы простые и сложные	Бурлы II, Акадыр
	Полиметаллическая	Терригенная, вулканогенно-терригенная	Халькопирит-галенит-сфалеритовый	Pb, Zn, Cu	Ag, Mo, Sn, Au, As	Песчаники, гравелиты, конгломераты, сланцы, туфы ордовика, силура, девона, карбона	Эпидотизация, серицитизация, окварцевание, скарнирование	Крылья синклиналей (мульд), тектонические зоны	Линзы, межпластовые тела, иногда жило- и гнездообразные скопления	Бесоба, Ортажартас, Гнездовое, Жалгыз
Гидротермально-осадочная	Свинцово-железо-марганцевая (атасуйский тип)	Вулканогенно-терригенная красноцветная	Коронадит-браунитовый	Pb, Mn	Zn, Au, Ag, Cu, As, Ba	Конгломераты, конгломерато-брекчии, песчаники, кварцевые порфиры, туфы нижнего карбона, верхнего девона	Баритизация, карбонатизация	Крылья синклиналей (мульд)	Линзы, жилообразные тела	Мынарал, Марганец III, Марганец I, Марганец II
			Коронадит-гематит-браунитовый	Pb, Fe, Mn	Zn, Cu, As, Ti, Co, Mo, Bi, Ba	Конгломерато-брекчии, песчаники, алевропесчаники, сланцы, эффузивы кислого состава девона, нижнего карбона	Окварцевание, баритизация	Крылья синклиналей, осевая часть (основание) мульд	Пластообразные тела, линзы, жилы	Куланское Северо-Западное, Куланкетпес Центральный, Контактовое, Сарыкамыс
Комбинированная (гидротермально-осадочная с наложенным гидротермально-метасоматическим оруденением)	Колчеданная полиметаллическая	Углисто-кремнисто-карбонатная, терригенно-вулканогенно-сланцевая	Сфалерит-галенит-пиритовый	Pb, Zn	Cu, Mo, Ag, Mn, V, As, Cd, Bi	Кремнисто-глинистые сланцы, углистые алевролиты, песчаники, яшмокварциты венда, кембрия, ордовика	Окварцевание, карбонатизация, хлоритизация, ороговикование	Крутозалегающие моноклинали, осложненные изгибами, флексурами, замки складок, разломы	Пласто- и линзообразная, столбы, гнезда	Ельшибай II, Жалтас, Кокэспе, Ойкудук, Куязбай
			Сфалерит-галенит-пирротин-пиритовый, иногда в ассоциации с железо-марганцевой и фосфорно-ванадиевой минерализацией	Pb, Zn, иногда Fe, Mn	Cu, Ag, P, V, Mo, Cd, Co	Углисто-глинисто-кремнистые, иногда графитистые, кристаллические сланцы, алевропесчаники, туфопесчаники, туфы, яшмокварциты, доломиты, амфиболиты докембрия, кембрия, ордовика	Окварцевание, биотитизация, серицитизация, тремолитизация, ороговикование, графитизация	Замки и крылья крутозалегающих складок, межформационные нарушения, зоны брекчирования, экзоконтакты гранитоидов	Пластообразная, линзы, штокверковые и жильные тела, столбы	Буруктас, Орумбай I, Кинтас, Таукумское, Буденекудук
			Пирротин-касситерит-сфалерит-галенит-пиритовый	Pb, Zn, Sn	Ag, Mo, As, Cd, Bi, Jn, P	Песчаники, алевролиты, гравелиты, углистые алевролиты ордовика	Серицитизация, хлоритизация, окварцевание	Крылья линейных складок, разрывные нарушения	Плито- и жилообразные тела, субсогласные линзы	Такырное, Юго-Восточное Такырное
	Кремнисто-карбонатно-баритовая медно-свинцово-цинковая (атасуйский тип)	Терригенно-карбонатная, вулканогенно-терригенно-карбонатная	Галенитовый	Pb	Zn, Cu, Ag, Mn, TR	Известняки, доломиты верхнего девона — нижнего карбона	Омарганцевание, баритизация	Согласные залежи, согласные и дискордантные зоны брекчирования, зоны сместителей грабен-синклиналей	Пластовые и пластообразные залежи, линзы	Георгиевское, Бестау Западное, Северное, Аштык, Сарытау
			Галенит-сфалеритовый	Pb, Zn	Cu, Ag, Mn	Известняки, доломиты, редко песчаники, конгломераты верхнего девона — нижнего карбона	То же	То же	Пластообразные залежи, линзы	Жанатас, Ескикудук, Кыпшак, Бузылган
			Галенит-сфалерит-халькопиритовый	Pb, Zn, Cu	As, Sb, Ag, Cd	Кремни, известняки, доломиты верхнего девона — нижнего карбона	Окварцевание, баритизация, карбонатизация	Согласные залежи, согласные зоны брекчирования	То же	Кенказган, Ефимовское
			Галенит-сфалерит-халькопирит-молибденитовый	Pb, Zn, Cu, Mo	As, Sb, Ag, Ni, Co	Липаритовые порфиры и их туфы, граносиенит-порфиры, терригенно-известковистые породы верхнего девона — нижнего карбона	Окварцевание, серицитизация	Штокверковые зоны, редко согласные залежи	Линзообразная, штокверковые зоны	Бузылган

арсенопирит, самородное золото, касситерит, шеелит. Некоторые различия проявляются в составе нерудных минералов: в одних рудопроявлениях главным является кварц, а в других — барит, флюорит, карбонаты. Руды преимущественно прожилковые, прожилково-вкрапленные, брекчиевидные, иногда встречаются участки сплошных агрегативных скоплений галенита, сфалерита. Содержание свинца и цинка обычно высокое. Элементы-спутники руд — серебро, висмут, молибден, сурьма, кадмий, кобальт.

Галенит-сфалерит-кварц-серицитовый тип

К данному типу отнесено около 40 проявлений, в том числе Тамыртас, Тасбулак, Торткуль, Суукадыр, Тюлькули, Кенкудук, Утеген, Беркутье, Коккайнар и др., распространенных в различных частях пояса.

Рудопроявление Беркутье (синоним Северное)

Рудопроявление находится к западу-северо-западу от ст. Сарышаган, в юго-восточной части Западно-Балхашского синклинория.

Район рудопроявления сложен вулканогенными образованиями среднего состава и грубообломочными породами коктасской свиты нижнего — среднего девона, а также кислыми вулканитами угузтауской свиты среднего девона. В них залегают мелкие субвулканические интрузии бетпак-далинского среднедевонского комплекса, представленные липаритовыми и дацитовыми порфирами. Характерны германотипная складчатость и крайне сложный, мозаичный рисунок дизъюнктивной тектоники.

На участке рудопроявления развиты в основном липаритовые порфиры и их туфы, относящиеся к угузтауской свите. На юго-востоке распространены сероцветные полимиктовые песчаники, а на северо-западе, среди кислых вулканитов, залегает штокообразное тело дацитовых порфиров. Структура участка вследствие слабой его обнаженности остается нерасшифрованной.

На площади 7×2 км выявлены три группы вторичных ореолов рассеяния свинца интенсивностью 0,01—0,15%, причем некоторые из них сопровождаются ореолами меди. Наиболее изучен один из ореолов на северо-западе участка — он приурочен к штоку окварцованных и серицитизированных дацитовых порфиров, максимальные содержания свинца в его эпицентре равны 0,07—0,15%. Здесь выделяется ряд северо-восточных зон каолинизации, ожелезнения и омарганцевания. Видимая мощность главной зоны 75—100 м, длина по простиранию 200 м. Содержания свинца и цинка в ней достигают 0,5—1%, в повышенных количествах установлены медь, молибден и серебро. Руды окислены, главные их минералы — ванадинит, вульфенит и англезит, изредка отмечаются малахит и хризоколла.

Целесообразно дальнейшее детальное изучение рудопроявления как с поверхности, так и на глубину.

Рудопроявления Тюлькули I и Кенкудук

Рудопроявления составляют восточную часть рудного поля Черный Мыс, расположенного к западу от ст. Сарышаган. Рудное поле сложено терригенными отложениями лудловского яруса верхнего силура.

Рудопроявление Тюлькули I (рис. 30) наиболее изучено. Его площадь сложена сероцветными полимиктовыми песчаниками с линзами красноцветных гравелитов и конгломератов. Здесь выявлена группа вторичных ореолов свинца, один из которых протягивается в широтном на-

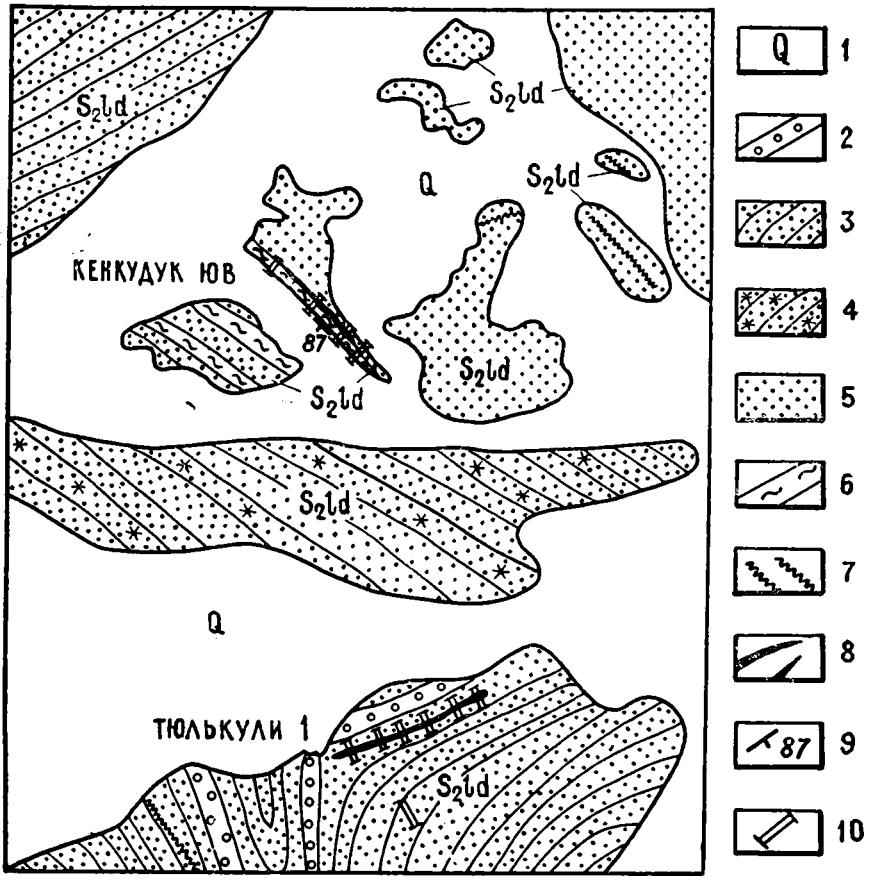


Рис. 30. Схема геологического строения рудопроявлений Тюлькули I и Кенкудук (восточная часть рудного поля Черный Мыс) *(по И. И. Кондрашенкову, Т. В. Громовой)*

1 — четвертичные суглинки и песчаные глины; *2—6* — силурийская система, лудлоу: *2* — конгломераты красноцветные, *3* — песчаники сероцветные слоистые, *4* — песчаники красноцветные, *5* — песчаники сероцветные и пятнистые массивные, *6* — алевролиты красноцветные; *7* — кварцевые жилы (безрудные); *8* — рудные тела (кварцевые жилы и зоны окварцевания с сульфидами); *9* — элементы залегания; *10* — канавы

правлении на 1,5 км при ширине 100—500 м. В его эпицентре содержание свинца в элювии достигает 0,3—0,6%. В западной части ореола выделена рудная зона шириной 50—100 м и длиной 300 м, а в ее пределах — три рудных тела мощностью 9, 20 и 2 м и длиной по простиранию соответственно 50, 200 и 60 м. По падению рудные тела не изучены. Руда представляет собой интенсивно окварцованные и серицитизированные песчаники и конгломераты, пронизанные густой сетью прожилков кварца, также несущего рудную минерализацию. Вмещающие породы эпидотизированы, местами ороговикованы. Рудные минералы представлены вульфенитом, ванадинитом, англезитом, церусситом, халькозином, самородной медью и золотом, лимонитом и гетитом. Наибольший интерес представляет свинец, другие элементы — цинк, молибден, медь, серебро — являются примесями.

Рудопроявление Кенкудук находится северо-западнее рудопроявления Тюлькули I. Площадь его сложена песчаниками, содержащими прослои алевролитов. На юго-востоке участка установлена зона окварцева-

ния и баритизации протяженностью 160 м при мощности 2—4 м. В зальбандах песчаники осветлены и окварцованы. Кварц-баритовые породы содержат галенит, сфалерит, церуссит, англезит, пироморфит, ванадинит, вульфенит, малахит и азурит. Содержания свинца в руде достаточно высокие. В виде примесей присутствуют цинк, медь, молибден, серебро, золото.

Минерализация рудного поля Черный Мыс относится к гидротермальному типу. Предполагается, что формирование ее происходило в надинтрузивной зоне Койтасского гранитного массива. Известные участки полиметаллической с молибденом минерализации, возможно, являются верхними ореольными зонами. В то же время оруденение этих участков, расположенных между I и II структурами Георгиевского рудного поля, может рассматриваться в качестве части корневой системы рассеянной стратиформной минерализации Георгиевского рудного поля (атасуйский тип).

Для оценки перспектив рудного поля Черный Мыс необходима постановка детальных геолого-поисковых работ.

Сфалерит-халькопирит-галенит-кварц-серицитовый тип

Данный тип объединяет более 60 объектов (Каратобе, Орумбай II, Чепчек, Атакожа, Саганбек, Моинтас, Узынсу и др.).

Рудопроявление Орумбай II

Участок рудопроявления сложен порфироидами орумбайской свиты рифейского возраста и гранито-гнейсами каракамысской свиты докембрия (рис. 31). Они образуют небольшой «останец» докембрийского фун-

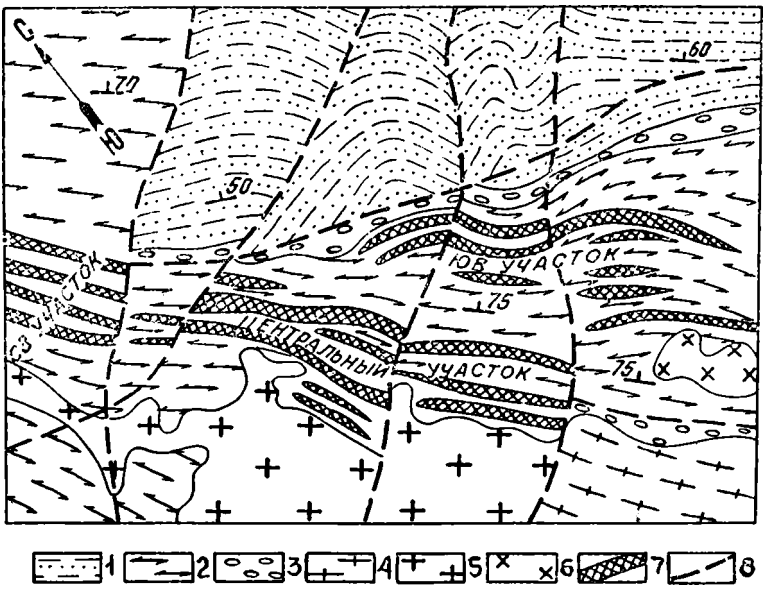


Рис. 31. **Схема геологического строения рудопроявления Орумбай II** *(по А. Г. Кузнечевскому, Б. А. Раваеву)*

1 — песчаники и сланцы майкольской свиты ордовика; *2* — порфироиды по трахилипаритам орумбайской свиты рифея; *3* — конгломераты; *4* — биотитовые гранито-гнейсы каракамысской свиты докембрия; *5* — среднедевонские граниты; *6* — роговообманковые гранодиориты; *7* — зоны полиметаллической минерализации; *8* — разрывные нарушения

дамента и фиксируют ядерную часть Бурунтауского антиклинория. В северо-восточной части участка обнажаются песчаники и сланцы теренкольской (джамбулской) свиты венда (?). Древние рудовмещающие толщи на юге прорваны штокообразными телами мелкозернистых гранитов и гранодиоритов девонского возраста. Широко распространены также дайки гранит-порфиров, диабазовых порфиров, кварцевые жилы и зоны окварцевания. Вмещающие породы орумбайской свиты образуют полосу северо-западного направления, состоящую из липаритовых порфиров, трахилипаритов, их туфов, обычно интенсивно рассланцованных и превращенных в порфироиды. Падение пород на северо-восток и юго-запад под углами 70—85°. Выдержанное моноклинальное залегание пород осложнено разрывами северо-западного и северо-восточного направлений. Северо-западные, совпадающие с простиранием пород и кливажа, контролируют положение кварцевых жил, зон окварцевания с полиметаллической минерализацией. Северо-восточные сбросо-сдвиги являются более молодыми и ступенчато смещают породы орумбайской и майкольской свит.

Минерализованные зоны сгруппированы на Северо-Западном, Центральном и Юго-Восточном участках. Участки включают по 4—6 рудных зон длиной от 300 до 2300 м и мощностью от 10 до 80 м. Свинцово-цинковая минерализация, как правило, связана с осветленными, пиритизированными, серицитизированными и окварцованными породами, развитыми по туфам и туфолавам липаритовых и дацитовых порфиров. Зоны имеют северо-западное простирание и расположены кулисно. По данным опробования поверхности, содержание свинца составляет от 0,1 до 0,5%, цинка — 0,5—1,0%, меди — до 0,1%, олова — 0,005—0,1%, мышьяка — до 0,03%, молибдена — до 0,02%, вольфрама — до 0,008%. Из рудных минералов выявлены пирит, галенит, сфалерит и халькопирит. Оруденение на глубину не изучено. Рудопроявление интересно широким набором рудных элементов и большими размерами. Здесь возможно открытие промышленных скоплений как колчеданно-полиметаллических, так и комплексных руд.

Арсенопирит-сфалерит-халькопирит-кварц-серицитовый тип

В этот тип включено около 10 объектов — Жылдабай, Адинское, Талапкер, Кумадыр и др., расположенных в северной и южной частях пояса.

Рудопроявление Кумадыр

Мышьяково-свинцовое рудопроявление Кумадыр находится северо-западнее рудника им. Джамбула. Участок месторождения расположен в центральной части Приатасуйской впадины. Здесь широко развиты кислые породы эффузивных и экструзивных фаций угузтауской свиты среднего девона, меньше — вулканиты среднего и смешанного состава и терригенные породы жаксыконской свиты среднего — верхнего девона, а также гранитоиды кылчинского средне-позднедевонского и акчатауского пермского комплексов. Вулканиты девонской системы дислоцированы сравнительно слабо, характерны брахиформные складки, осложненные многочисленными разломами северо-западного и северо-восточного простираний. Углы падения крыльев складок 5—15°, реже более крутые.

Проявление приурочено к сложно построенному вулканическому центру на участке пересечения Сарыбиикской тектонической зоны и Кумадырского локального разлома (рис. 32, 33). Рудная минерализация развита в южной части некка размером в плане 1,1×1,3 км, который сложен флюидальными липаритовыми порфирами и фельзит-порфирами,

отчасти в липаритовых порфирах угузтауской свиты. Рудовмещающие породы интрудированы дайками розовых гранит-порфиров, вероятно, акчатауского комплекса и подвержены дорудному метасоматизму — окварцеванию и серицитизации. С востока и севера месторождение ограничено соответственно северо-западным и северо-восточным разломами, на западе и юге рудная минерализация постепенно выклинивается. Здесь выделены две главные рудные зоны: Северная и Южная. Северная имеет северо-восточное простирание, ширина ее 140—160 м, протяженность 540 м. В ней восемь рудных тел выходят на уровень эрозионного среза,

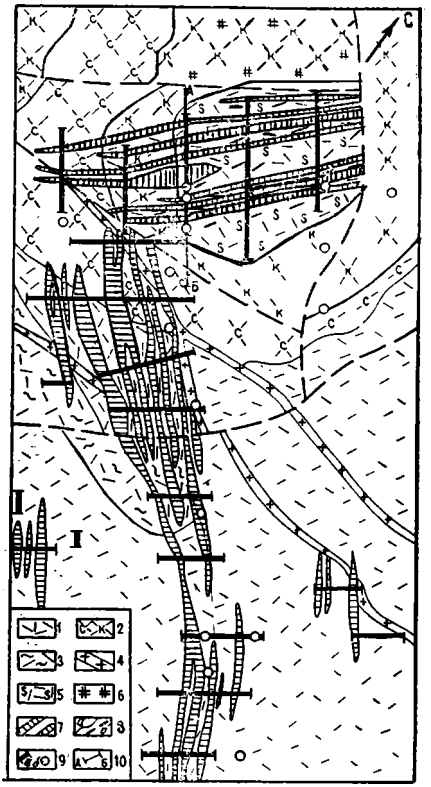


Рис. 32. **Схема строения рудопроявления Кумадыр** *(по Т. С. Силюк, с изменениями)*

1 — липаритовые порфиры покровные; *2* — флюидальные липаритовые порфиры субвулканические: с — серые, к — коричневые; *3* — сферолитовые липаритовые порфиры; *4* — гранит-порфиры; *5* — кварц-серицитовые породы; *6* — осветление пород; *7* — рудные тела; *8* — контакты пород: экструзивные (*а*), тектонические (*б*); *9* — разведочные выработки: канавы (*а*), скважины (*б*); *10* — линия геологического разреза

а семь других «слепые». Падение рудных тел юго-восточное, углы 40—70°, мощности изменяются от 2 до 40 м, размеры по простиранию — 200—500 м, а по падению — 25—300 м. С глубиной тела резко выклиниваются. Руды в повышенных количествах содержат свинец, значительны содержания примесей: мышьяка, цинка, меди, серебра. Высоких концентраций достигают также редкие и рассеянные элементы: селен, теллур, иттрий.

Южная рудная зона шириной 50—200 м и протяженностью 860 м простирается на северо-запад. Падение рудных тел (их здесь 15) северо-восточное, под углами 50—60°. Мощность их от 2 до 30 м. По падению они прослежены до 215 м. Состав руд Южной зоны существенно медный. Свинец и цинк являются здесь спутниками. Как и в Северной зоне, здесь высокие содержания мышьяка. Другие элементы-примеси в рудах Южной зоны содержатся в незначительных количествах.

Форма рудных тел линзовая, отношение мощности к размерам линз по простиранию и падению колеблется от 1:5:2 до 1:20:10. По отношению к флюидальности вмещающих пород, дайкам и полосам окварцевания

рудные тела являются секущими и контролируются зонами дробления северо-восточного и северо-западного простираний.

Минералогический состав руд сложный. В сульфидных рудах ведущими являются пирит, галенит, арсенопирит и сфалерит; в рудах Южной зоны — халькопирит и борнит; второстепенные и редкие — халькозин, ковеллин, блеклые руды. В окисленных рудах встречаются пироморфит,

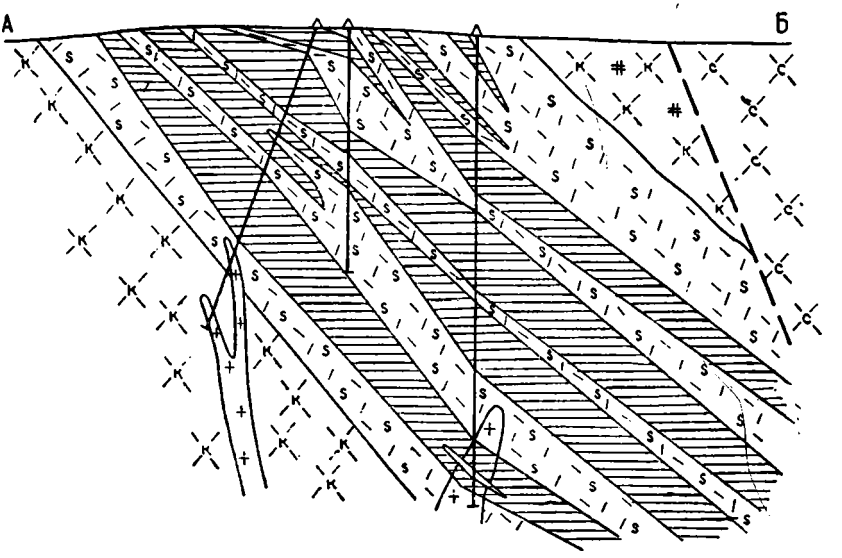


Рис. 33. **Рудопроявление Кумадыр. Геологический разрез по линии АБ** *(по Т. С. Силюк)*

Условные обозначения те же, что и на рис. 32

церуссит, малахит, азурит, хризоколла. Текстура руд прожилковая, вкрапленная, гнездовидная. Преобладают структуры отложения: идиоморфно-, гипидиоморфно- и аллотриоморфнозернистая, эмульсионная, реже отмечаются структуры замещения, в основном петельчатая и пересечения.

Околорудные изменения вмещающих пород весьма интенсивны и выражены в окварцевании, серицитизации, хлоритизации и пиритизации. Они наложены на окварцованные и серицитизированные породы дорудной стадии гидротермального изменения, а также на неизмененные породы некка и жильные гранит-порфиры.

По разведанным запасам свинца проявление Кумадыр отнесено к числу некрупных объектов со сравнительно низкими содержаниями полезных компонентов; заслуживает дополнительного изучения.

Золото-галенит-сфалерит-халькопирит-кварц-серицитовый тип

Данный тип объединяет небольшое число объектов, локализованных в вулканических структурах на юге пояса.

Рудопроявление Казкудук

Рудопроявление расположено в юго-восточной части Чу-Илийских гор, к северу от ст. Копа. Рудовмещающей является Казкудукская структура, возникшая в результате извержений полигенного вулкана центрального типа. Структура обрамлена со всех сторон разрывами, рудное поле опущено, что сближает ее с грабеном. Вулканогенные обра-

зования представлены андезитоидами дегересской свиты, туфами и игнимбритами кугалинской. Грабен-кальдера пересечена поперечными, продольными и периферическими кольцевыми разломами, которые четко выделяются по дайкам гранит- и фельзит-порфиров, залечивающим их швы. Локализованные в центральной части структуры березиты месторождения образовались по кислым вулканитам жерловой фации. В пределах месторождения выделяются три вулканических жерла: Юго-Западное, Центральное и Северо-Восточное. Они тяготеют к линейной зоне северо-восточных разрывов. Жерла в плане имеют размеры 250×400, 300×300, 600×1000 м и заполнены фельзит-порфирами, эруптивными

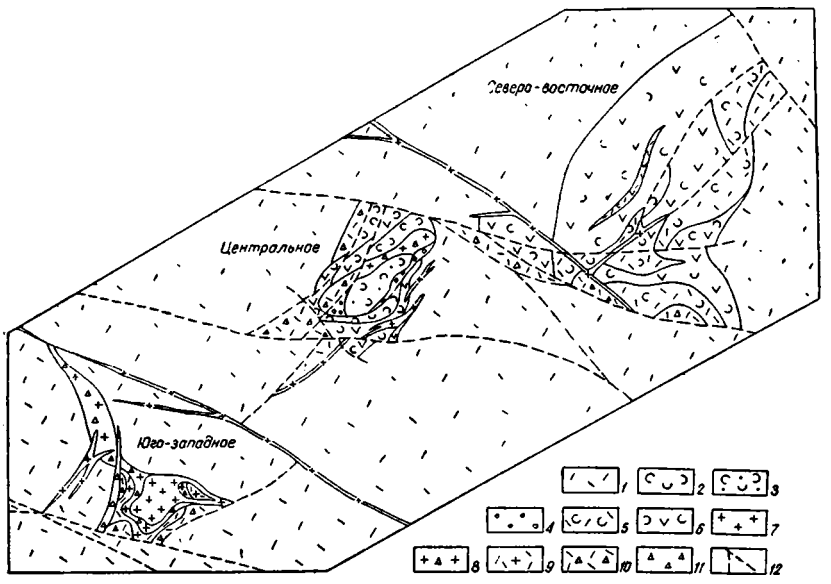


Рис. 34. **Схема строения рудопроявления Казкудук** *(по В. Ф. Штифанову)*

1 — игнимбриты липаритового состава; *2* — крупнообломочные туфы; *3* — мелкообломочные туфы; *4* — агломератовые туфы; *5* — туфы липаритового состава; *6* — туфы андезитов, реже андезитовые порфириты; *7* — фельзит-порфиры; *8* — эруптивные брекчии эндоконтакта; *9* — эруптивные брекчии экзоконтакта; *10* — дробленые игнимбриты; *11* — вулканические брекчии; *12* — разрывы

брекчиями, крупнообломочными и агломератовыми туфами и андезитовыми порфиритами.

К гидротермально-измененным породам жерловой и прижерловой фаций и приурочено оруденение (рис. 34, 35). Гидротермально-измененные породы в центральной части вулканической структуры слагают локальное поле, вытянутое в северо-восточном направлении и тяготеющее к вулканическим жерлам. Поле контролируется системой продольных северо-восточных разрывов, приуроченных к перегибу вулканической структуры. Изменения пород выражены в серицитизации, окварцевании, пиритизации и каолинизации различной интенсивности, наложенных в основном на вулканиты жерловой и прижерловой фаций. Переход к неизмененным породам постепенный. Среди новообразований преобладают кварц-серицитовые метасоматиты, в которых кроме кварца и серицита присутствуют хлорит, эпидот, карбонаты, реликты плагиоклаза и мусковита. Жерло Юго-Западного участка закупорено некком серых массивных фельзитов, окаймленных на контакте эруптивной брекчией

и катаклазированными игнимбритами. В западной части среди гидротермально-измененных игнимбритов проходит дайка фельзитов сложной конфигурации и зона интенсивного брекчирования игнимбритов.

Центральное вулканическое жерло выполнено в основном туфами андезитового и смешанного состава, мелкообломочными, крупнообломочными и агломератовыми игнимбритами, а также эруптивной брекчией фельзитов. В жерле имеется несколько фельзитовых даек, прорывающих пирокластические породы.

Стенки жерла сложены игнимбритами с прослоями андезитовых туфов. Вблизи жерла гидротермально-измененные породы приобрели зеленовато-серый цвет. Полевые шпаты в них серицитизированы.

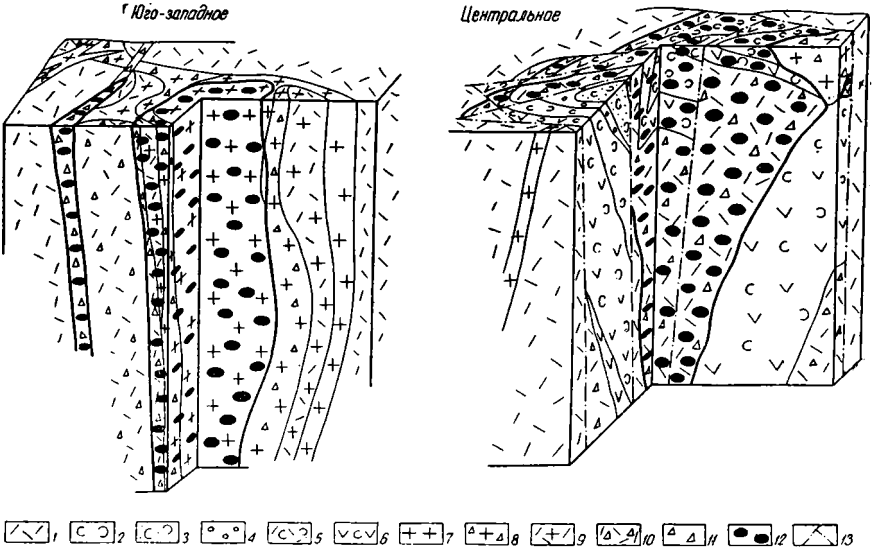


Рис. 35. **Блок-диаграммы рудных тел рудопроявления Казкудук**

1 — игнимбриты липаритовые; *2* — крупнообломочные туфы; *3* — мелкообломочные туфы; *4* — агломератовые туфы; *5* — туфы липаритов; *6* — туфы андезитов; *7* — фельзит-порфиры; *8* — эруптивные брекчии эндоконтакта; *9* — эруптивные брекчии экзоконтакта; *10* — дробленые игнимбриты; *11* — вулканические брекчии; *12* — рудные тела; *13* — разрывы

На Казкудуке выделяются два типа руд: свинцово-цинковые и железо-марганцевые.

Свинцово-цинковое оруденение локализовано в вулканических породах жерловой фации. Рудное тело Юго-Западного участка имеет трубообразную форму, совпадающую с конфигурацией вулканического жерла, тогда как рудная залежь Центрального участка — форму клина, основанием которого служит сброс северо-западного направления. Подобная форма рудного тела обусловлена сочетанием системы разрывов северо-восточного и северо-западного направлений.

Руды прожилково-вкрапленные. Наблюдается, хотя и не повсеместно, ориентировка вкрапленности, рудных прожилков и скоплений параллельно флюидальности пород. Основными минералами руд являются пирит, сфалерит и галенит; обычно встречаются еще арсенопирит, халькопирит, пирротин, мельниковит-пирит; к редким относятся сульфосоли висмута и серебра и самородное золото, а также борнит и халькозин. Жильные минералы представлены кварцем, баритом и различными карбонатами; широко распространен серицит.

С поверхности и до глубины 20—25 м свинцово-цинковые руды

окислены; в зоне окисления наиболее распространены церуссит, смитсонит и малахит.

Железо-марганцевые руды залегают стратиграфически ниже свинцово-цинковых руд. На поверхности они фиксируются в виде разобщенных выходов, расположенных на некотором удалении к востоку от участка распространения свинцово-цинковых руд. Характерной особенностью этих руд является простой минералогический состав. Минералы железа и марганца представлены окисными соединениями, такими, как криптомелан, манганит, гаусманит, гематит и магнетит (рис. 36). В зоне окис-

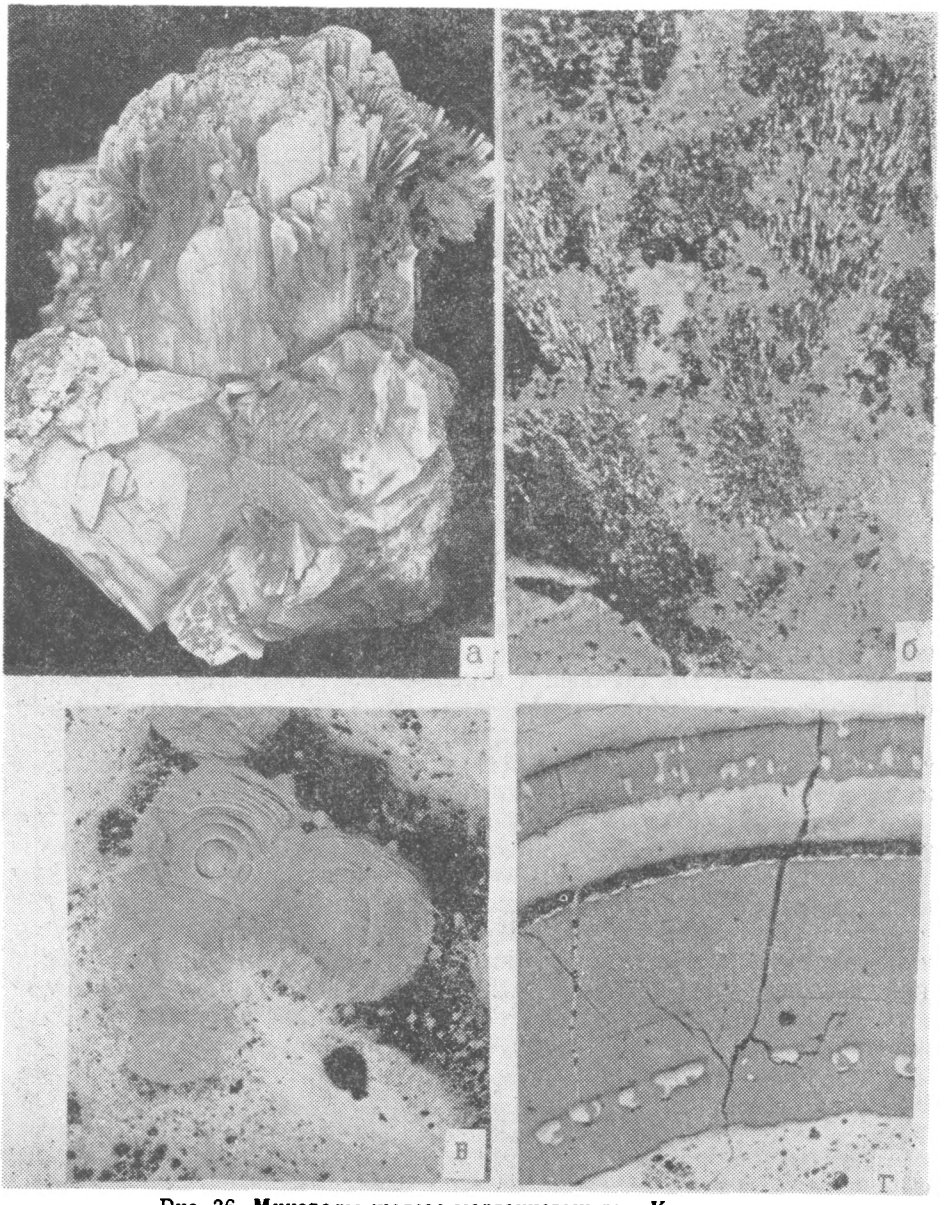


Рис. 36. **Минералы железо-марганцевых руд Казкудука**

а — криптомелан; *б* — сферолиты манганита (белое, игольчатое) в псиломелан-пиролюзитовой массе; *в* — сферолиты манганита; *г* — натечные образования гетита (серое) в псиломелан-манганитовой массе

ления развиты псиломелан-вад, вернадит, пиролюзит, гетит, лепидокрокит.

Свинцово-цинковые и железо-марганцевые руды характеризуются некоторым различием в составе элементов-примесей; для свинцово-цинковых весьма обычен висмут и значительное количество серебра. В отдельных пробах его содержание необычно высокое. В железо-марганцевых рудах висмута не установлено, а серебра значительно меньше (0,006%). Эти руды отличаются большим разнообразием элементов-примесей. Прежде всего, они содержат значительное количество цинка (от 0,14 до 1% и более) и свинца (0,1—1%). В них повсеместны медь (0,13%), барий (0,03%), ванадий (0,001—0,1%), молибден (0,0015%), кадмий (0,015), мышьяк (0,08%), отмечаются германий и олово.

По мнению З. А. Козловской, есть основания полагать, что свинцово-цинковые и железо-марганцевые руды находятся в тесной генетической связи (как в атасуйском типе). Не исключено, что часть цинка извлечена более поздними гидротермами из ранее сформированных железо-марганцевых руд. Рудопроявление заслуживает дальнейшего изучения.

Адырское рудопроявление

Медно-полиметаллическое рудопроявление расположено в юго-восточной части Чу-Илийских гор, в пределах северо-восточного склона, перекрытого рыхлыми отложениями, севернее месторождения Казкудук.

В пределах участка устанавливается сложный вулкано-пирокластический разрез пермо-карбона с горизонтами песчаников, туфопесчаников и туфогравелитов, залегающих под покровом четвертичных отложений мощностью до 65 м. Широко развиты игнимбриты и субвулканические флюидальные и сферолитовые фельзиты и липарито-дациты, слагающие субвулканические структуры. С одной из таких структур и связано рудопроявление. Вулканический аппарат центрального типа отчетливо картируется по геофизическим данным, имеет размер в плане 2×2,5 км и приурочен к узлу сопряжения широтной и северо-западной зон глубинных разломов. По периферии вулкана развиты крутофлюидальные туфолавы фельзитов, а в центре — эксплозивные брекчии кислого состава, рассеченные дайками и малыми телами порфиритов, гранодиоритов и пермских гранитов.

В пределах вулканического аппарата породы аргиллизированы, пиритизированы и характеризуются повышенным содержанием меди, цинка, свинца, серебра, а также висмута и кадмия.

В одной из поисковых скважин 1977 г. установлено содержание меди до 19,8%, свинца — 0,7%, цинка — 2,8%, серебра — до 650 г/т. Мощность рудного тела неясна. Полиметаллическое оруденение связано с зоной дробления среди брекчий кислого состава и туфолав дацитов. В целом на всю оруденелую часть зоны (по одной из буровых скважин) устанавливаются средние содержания меди — 2,15%, цинка — 0,64%, свинца — 0,1% и серебра — 57 г/т.

Рудопроявление заслуживает дальнейшего изучения, работы запланированы и будут проведены начиная с 1978 г.

Халькопирит-галенит-сфалерит-флюорит-барит-кварц-серицитовый тип

Широко распространенный тип (более 45 объектов) преимущественно жильных проявлений, развитых в породах разного состава и возраста.

Рудопроявление Узынсу

Участок сложен гранодиоритами, сиенито-диоритами, монцонитами Узынсуйского массива карбонового возраста, прорывающими терриген-

ные породы девона и карбона. Полиметаллическое оруденение приурочено к секущим граниты кварц-барит-кальцитовым жилам, выполняющим зону Узынсуйского разлома. Простирание зоны 350°, падение на восток под углами 75—85°. Кварц-кальцитовые, барит-кальцит-кварцевые жилы и измененные (хлоритизированные, серицитизированные) породы слагают полосу мощностью 40—80 м и прослеживаются на расстояние 2,7 км. В рудоносной зоне выделены участки Юго-Восточный (Узынсу I) и Северо-Западный (Узынсу II).

На участке Юго-Восточном выявлено шесть крупных жил длиной 100—360 м, общей протяженностью 1420 м, средней мощностью 2,3 м; на Северо-Западном обнаружены две крупные жилы длиной 390 и 400 м, мощностью 0,5—3,5 м. Оруденение прослежено канавами на поверхности и подсечено скважинами до глубины 200 м. Рудная минерализация представлена неравномерной вкрапленностью галенита, сфалерита, реже халькопирита, пирита, магнетита, гематита. Текстура руд в основном вкрапленная, реже пересечения, пятнистая. Из нерудных минералов развиты кварц, кальцит, барит, флюорит. Среднее содержание свинца по Юго-Восточному участку составляет 1,73%, по Северо-Западному — 1,1 и 2,3%, цинка 0,8—1,8%, меди 0,1—0,14%. Элементы-примеси руд: Cd, V, Co, Ag. По наиболее крупным жилам произведен подсчет запасов. Рудопроявление отнесено к мелким объектам.

Касситерит-шеелит-галенит-сфалерит-кварц-серицитовый тип

Данный тип объединяет два десятка проявлений — Карпыкбай, Жалпакши, Мадьярсу II, Узынсу IV, Марьинское и др.

Рудопроявление Марьинское

Участок находится к юго-западу от ст. Моинты и расположен в полосе сложно сочленяющихся интрузивных, вулканических и разрывных структур, сопряженных с глубинным Бектауатинским разломом. Он отличается плохой обнаженностью и сложен в основном андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами и их туфами нижнедевонского возраста. Эффузивы пронизаны среднедевонскими жерловыми образованиями дацитового и липаритового состава, которые цепочкой изометричных некрупных выходов прослеживаются в северо-восточном направлении через всю площадь участка. Весьма широко развиты дайки микродиоритов, диоритовых порфиритов, гранит-порфиров и липаритовых порфиров, которыми вулканическая толща рассекается в близиротном и северо-западном направлениях.

Рудные участки — собственно Марьинское рудопроявление и северо-восточнее его так называемое Новое жерло — приурочены к жерловым фациям липаритового вулканизма: липаритовым порфирам, их туфам, агломератам, бомбовым туфам. Жерловины имеют в поперечнике 300—400×500—600 м, круто уходят на глубину. Слагающие их породы осветлены, окварцованы, эпидотизированы, пиритизированы. Рудные зоны имеют северо-западное простирание и в изученной части приурочены к экзо- и эндоконтактам вулканических жерл, хотя в целом, по-видимому, рудоносные структуры выходят далеко за их пределы. Ореолы рассеяния редких и цветных металлов, дискордантные по отношению к морфологии участка, включают известные рудные зоны и продолжаются в юго-восточном и северо-западном направлениях на многие километры. Мощность рудных зон 50—100 м.

В пределах зон выделяются линзовидные рудные тела мощностью в первые десятки метров и протяженностью до 350 м. Содержания свинца

в них в пределах Марьинского рудопроявления, как правило, невелики, однако рудная зона Нового жерла отличается высокими содержаниями. Кроме свинца отмечаются повышенные значения меди, цинка, серебра, олова, молибдена, висмута.

В составе первичных руд распространены пирит, халькопирит, сфалерит, галенит; обычно встречаются блеклая руда, эмплектит, клапротолит, виттихенит, арсенопирит; редки висмутин, самородный висмут, пирротин, магнетит. Вторичные сульфиды — ковеллин, халькозин. Минералы жильные и околорудных изменений — кварц, серицит, хлорит, карбонат. В протолочной рудной пробе обнаружены еще молибденит, касситерит, висмутин, шеелит, малахит, гематит, барит.

Таблица 6

Минеральные ассоциации руд Марьинского рудопроявления

Минералы	Минеральная ассоциация		
	Пирит-арсенопиритовая	Пирит-халькопирит-сульфовисмутитовая	Галенит-сфалеритовая
Рудные	Пирит I, арсенопирит, сфалерит I	Пирит II, пирротин, магнетит, халькопирит I, блеклая руда, виттихенит, эмплектит, клапротолит, висмутин, висмут самородный	Галенит, сфалерит II, халькопирит II
Нерудные	Кварц, хлорит	Кварц, серицит	Кварц, карбонат

Тип оруденения прожилково-вкрапленный и мелкогнездовый. Для рудовмещающих пород характерны интенсивные окварцевание, серицитизация, хлоритизация, эпидотизация, в меньшей мере — карбонатизация, а также пиритизация их на глубине. Зона окисления, глубина которой достигает 25 м, насыщена гидроокислами железа. Околорудные изменения наложены практически на все разновидности вулканических и дайковых пород, оруденение отмечается как в жерловых образованиях, так и во вмещающих их андезитовых порфиритах и их туфах. Оруденение прослежено пока только до глубины 80 м. Предполагается, что оно может распространяться до кровли Матуртюбекского гранитного массива (около 500 м от дневной поверхности).

Участок перспективен, необходимость продолжения его изучения несомненна.

Кварцево-баритовая свинцово-цинковая формация

Проявления этой еще мало изученной формации известны в центральной части и на северо-западе региона. Они приурочены к терригенной толще, начинающей трансгрессивный ряд осадков в девон-каменноугольных грабен-синклиналях, и концентрируются в горизонте светло-серых аркозовых до существенно кварцевых песчаников, мощность которого колеблется от первых десятков до 100—200 м. Возраст толщи в грабен-синклинальных структурах северного окончания Чу-Илийского рудного пояса верхнефранский (дайринская свита?), южнее отмечается его омоложение до нижнетурнейского. Полиметаллические проявления различаются как морфологией, так и масштабами рудных тел: в одних случаях это кварцевые и кварц-баритовые жилы преимущественно метасоматического характера, в других — послойные рудные тела, проявлен-

ные на поверхности геохимическими ореолами, вытянутыми по простиранию вмещающего их горизонта.

Наибольший интерес представляет стратиформный пластовый тип оруденения, к которому принадлежат рассматриваемые ниже проявления Ушкара и Кызылсу. На других объектах пластообразный характер рудных залежей отчетливо вырисовывается линейными послойными ореолами рассеяния металлов. Протяженность пластовых рудных тел этого типа значительна, мощность от первых до десятков метров. Вертикальный размах оруденения относительно невелик, рудная минерализация или ее признаки отмечаются также в породах, перекрывающих и подстилающих рудовмещающий горизонт. Оруденению сопутствуют процессы баритизации, иногда ожелезнения и омарганцевания. В подстилающих красноцветных отложениях известны марганцоворудные залежи. Элементный состав металлов беден — месторождение Биринчи (Акбастауская зона), принятое за основной генотип этой формации, практически монометальное свинцовое (В. В. Колесников, П. И. Асадиллаев, 1967 г.); на проявлениях, испытавших воздействие наложенного интрузивного магматизма, геохимические ореолы свидетельствуют о многометальности руд (Ушкара). Участки проявления стратиформной полиметаллической минерализации представляют собой локальные мульдообразные структуры, сформировавшиеся в пределах крупных грабен-синклиналей и обнажающиеся в их бортовых частях. В формации выделен галенит-сфалерит-кварц-баритовый минеральный тип (рудопроявления Ушкара, Кызылсу).

Галенит-сфалерит-кварц-баритовый тип

Рудопроявление Ушкара

Рудопроявление находится северо-западнее ст. Сарышаган, в юго-западном борту Талкудукской синклинали. Каменноугольные отложения участка подстилаются массивными лито-кристаллокластическими туфами угузтауской свиты D_2 (рис. 37). На них с резким несогласием залегает терригенная толща нижнего турне мощностью 400—500 м. Ею выполняется односторонний поперечный грабен, шов которого замыкает с юга площадь развития нижнетурнейских осадков. Выше залегает мощная (свыше 1000 м) пачка терригенных отложений верхнего турне и нижнего визе. Магниторазведкой установлена на глубине своеобразная интрузивная «перемычка», соединяющая массивы каменноугольных гранитоидов, выходящих в нескольких километрах к западу и востоку от рудопроявления.

Рудовмещающим является горизонт светло-серых аркозовых, существенно кварцевых песчаников, средне- и крупнозернистых, до гравелитистых. Они включают пластообразную рудную залежь протяженностью около 1 км и горизонтальной мощностью от 2 до 30 м. Видимая рудная минерализация с поверхности не обнаружена, в протолочных пробах установлены пироморфит, вульфенит, барит. Рудная залежь отмечается аномальными ореолами рассеяния свинца, цинка, бария, молибдена, мышьяка, серебра. Ореолы примыкают к зоне разрыва, ограничивающего грабен, и вытягиваются вдоль него. Рудовмещающие аркозовые песчаники рыхлые, осветлены, каолинизированы, пиритизированы. Лито-кристаллокластические туфы девона в зоне сброса также отличаются осветлением и повышенными концентрациями свинца.

Генезис свинцово-цинковой минерализации предположительно гидротермально-осадочный. Доставка рудоносных растворов на уровень об-

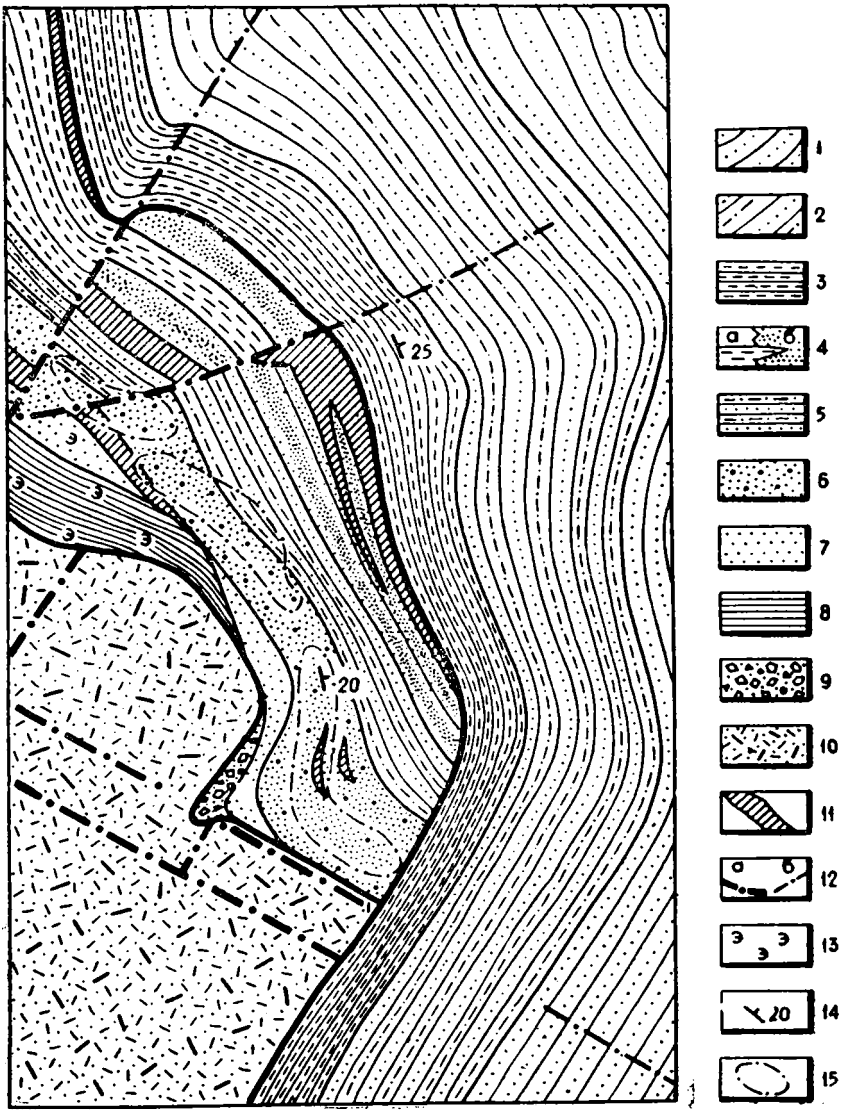


Рис. 37. Схема геологического строения рудопроявления Ушкара *(по В. А. Алексееву)*

1 — зеленовато-серые песчаники нижнего визе; *2, 3* — верхний турне: *2* — темно-серые песчаники, алевролиты, *3* — кремнистые аргиллиты; *4—9* — нижний турне: *4,а* — кремнистые алевропесчаники, *4,б* — мелко- и среднезернистые песчаники, *5* — аркозовые алевролиты и мелкозернистые песчаники, *6* — рудовмещающие песчаники, аркозовые до кварцевых, *7* — разнозернистые серые песчаники, *8* — алевролиты, *9* — базальная брекчия; *10* — угузтауская свита, средний девон: серые, коричневые литокристаллокластические туфы липаритов и липарито-дацитов; *11* — порфириты; *12* — доверхнетурнейские разломы (*а*) и сопряженные с ними более молодые трещины (*б*); *13* — эпидотизация; *14* — элементы залегания пород; *15* — ореолы экзогенного рассеяния полиметаллов

разования стратиформного оруденения могла происходить по зоне нижнетурнейского сброса — южного уступа грабена. Предполагается возможность проявления термальной мобилизации рудного вещества при внедрении гранитоидных масс интрузивной «перемычки». Перспективы рудопроявления оцениваются положительно.

Рудопроявление Кызылсу

Рудопроявление расположено северо-западнее рудника им. Джамбула, в северо-восточном борту Мийкайнарской мульды. Здесь во франское время на каледонском основании сформировалась узкая Кызылсуйская грабен-синклиналь поперечного по отношению к общей Мийкайнарской структуре направления. Простирание ее близмеридиональное, погружение южное. Западный борт сложен силурийскими окварцованными гравелитами и песчаниками, которые прорваны мелкими позднекаледонскими интрузиями гранитов и диоритовых порфиритов. В восточном борту развиты кислые вулканиты девонского возраста. В основании толщи, слагающей Кызылсуйскую грабен-синклиналь, лежит горизонт красноцветных конгломератов, гравелитов и песчаников франского возраста (мощность 0—100 м), выполняющих неровности дофранского рельефа. Выше расположен рудовмещающий горизонт светло-серых аркозовых песчаников мощностью 150—200 м, существенно кварцевых, до олигомиктовых. В западном борту грабен-синклинали франские отложения отсутствуют, нижнефаменский кремнистый горизонт мощностью до 100 м залегает здесь с резким структурным несогласием непосредственно на силурийской толще; к востоку от сброса (в пределах грабен-синклинали) в залегании фаменских кремней на франских песчаниках несогласия не отмечается. Выше залегают известняки верхнего фамена и нижнего турне, мощность их превышает 300 м.

Рудовмещающий горизонт представлен преимущественно мелкозернистыми песчаниками, иногда глинистыми, реже крупнозернистыми, до гравелитов. В обломочном материале существенную роль (до заметного преобладания) играют зерна кварца. Рудная залежь сопровождается ореолом экзогенного рассеяния свинца, значительным как по площади (300×1000 м), так и по интенсивности (0,03—0,1%, до 0,5%). Ореол примыкает к зоне сброса, вдоль которой также протягивается цепочка металлометрических аномалий интенсивностью до 0,3% свинца. В пределах рудной залежи кроме свинца отмечаются несколько повышенные содержания цинка, меди, бария, иногда марганца. В замковой части грабен-синклинали, где размещается наиболее интенсивный ореол, в песчаниках наблюдались налеты миметезита и пироморфита.

Генезис оруденения предположительно гидротермально-осадочный *, возможно выявление гидротермальных руд в зоне сброса, которая могла выступать в роли рудоподводящего канала.

Вторично-кварцитовая медно-свинцово-цинковая формация

Проявления этой формации в пределах Чу-Илийского рудного пояса ограничены. Сфера их распространения — юго-восточный фланг пояса, в строении которого участвуют породы вулкано-плутонического комплекса верхнепалеозойского возраста.

Оруденение пространственно связано с вторичными кварцитами, развитыми по вулканитам покровной, экструзивной и жерловой фаций в пределах кольцевых вулкано-тектонических структур. Основными минералами массивов вторичных кварцитов являются кварц, алунит, каолинит, опало-халцедон, серицит; второстепенными — турмалин; редкими — рутил, пирит, гематит. Горизонтальная зональность в массивах проявлена сменой фаций (от центра к периферии) от монокварцевой через алунитовую, каолинитовую, пирофиллитовую, серицитовую к пропилитовой;

---

* Рудопроявление относится к атасуйскому типу полиметаллического оруденения. — *Прим. ред.*

вертикальная (сверху вниз) — от алунитовой через кварцитовую, каолинитовую к серицитовой.

Рудопроявления данной формации контролируются разрывными нарушениями, а особенно участками их пересечения. Морфологические типы рудных тел представлены штокверками, линзами, столбами, реже жилами, простыми и сложными.

Рудная минерализация представлена галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, сопровождается золотом и молибденитом.

Золото-галенит-сфалеритовый тип

Рудопроявление Бурлы II

Рудопроявление расположено к востоку от месторождения Казкудук, в южной части массива вторичных кварцитов Бурлышокы. По данным В. Ф. Штифанова, массив расположен в зоне сопряжения крупного Бурлинского разлома и более мелкого разрыва, простирающихся в северо-западном и северо-восточном направлениях. Вторичные кварциты образованы по андезитовым порфиритам и представлены каолинитовыми, диаспоровыми, диаспоро-серицитовыми и сливными монокварцитами, обрамленными по периферии пропилитизированными породами. В этой пропилитовой зоне отмечаются мелкие кварцевые прожилки с бедной вкрапленностью галенита и сфалерита. Площадь оруденения всего 3×50 м², содержание свинца достигает 0,3—0,5%, цинка — 0,2—0,3%, отмечено золото. Буровыми скважинами под массивом вторичных кварцитов оруденение не встречено.

Полиметаллическая формация в терригенных и вулканогенно-терригенных породах

Рудопроявления данной формации сосредоточены главным образом в Прибалхашском прогибе, в центральной части пояса, частично на юге, в районах развития вулканогенно-терригенных и терригенных толщ нижнего силура и ордовика. Всего известно 18 объектов, 8 из которых входят в Прибалхашский рудный узел. Вмещающие породы — песчаники, алевролиты, реже гравелиты, конгломераты, туфы, порфириты. Околорудные изменения — окварцевание, эпидотизация, ороговикование. В рудных полях встречены дайки кислого и основного состава, межпластовые тела диабазовых порфиритов, альбитофиров, жилы и прожилки кварц-карбонатного состава. Рудные тела являются обычно согласными и субсогласными с вмещающими породами. Они прослеживаются в виде рудоносных горизонтов, линз, гнездо- и жилообразных скоплений. Длина рудных зон — несколько сотен метров, мощность — первые десятки метров. Основные рудные минералы — галенит, халькопирит, пирит, сфалерит, редкие — арсенопирит, касситерит. Содержания свинца, цинка, меди обычно близкие и колеблются в пределах первых единиц процента; встречены также серебро, молибден, иногда олово, вольфрам, золото. Рудопроявления расположены обычно в крыльях синклиналей или вблизи контактов с интрузивными массивами и нередко контролируются субсогласными зонами брекчирования, тектоническими нарушениями. Проявления данной формации по условиям залегания и практической значимости близки к полиметаллическим перспективным объектам стратиформного типа. В этой формации известен халькопирит-галенит-сфалеритовый минеральный тип, в качестве представителя которого описываются рудопроявления Ортажартас и Жалгыз (характеристика последнего приведена в разделе «Меднорудные формации»).

Рудопроявление Ортажартас

Рудопроявление включает две рудоносные зоны (Ортажартас и Западное тело Ортажартас).

По данным В. И. Волобуева, И. И. Парецкого, участок находится в Прибалхашском прогибе, сложенном терригенными осадками нижнего силура. Простирание пород близмеридиональное и северо-восточное. Широко развиты разломы северо-западного, северо-восточного и меридионального направлений. Оруденение приурочено к субсогласным зонам брекчирования и тектоническим нарушениям близширотного и северо-западного простираний. Оно локализовано в конгломератах, песчаниках, туфах и диабазовых порфиритах силура. Рудная минерализация представлена вкрапленностью и прожилками галенита, халькопирита, сфалерита, сопровождающимися жильным кварцем, кальцитом. Вмещающие породы пиритизированы, ороговикованы, эпидотизированы. На поверхности и по данным скважин на глубине оконтурено несколько маломощных (1—2 м) линзо- и жилообразных тел с падением на юг под углом 80°. Длина рудоносных зон 900 и 1000 м. В рудах обнаружены свинец (до 2,14%), цинк (до 4,8%), медь (0,15%), в незначительных количествах встречены серебро, молибден, висмут, олово. Как рудопроявление Ортажартас, так и аналогичные по типу объекты Прибалхашского прогиба (Бесоба, Гнездовое, Эпидозитовое и др.) заслуживают дальнейшего изучения и оценки.

Свинцово-железо-марганцевая формация (атасуйский тип)

Свинцово-железо-марганцевые проявления локализованы в фаментурнейских отложениях наложенных мульд Западного Прибалхашья (Каракамысская, Куланкетпесская и др.). Рудные тела представлены линзами свинцово-марганцевых руд мощностью от 3 до 10 м, длиной от 100—500 до 1500 м, залегающими в красноцветных конгломератах, песчаниках, алевролитах и реже известняках фамена — турне, которые с трансгрессивным несогласием перекрывают кислые вулканиты девона. В Каракамысской мульде проявления формации прослежены вдоль контакта фамен-турнейских отложений с вулканитами среднего — верхнего девона на протяжении более 80 км, а в Куланкетпесской мульде — на протяжении 20 км. Характерной особенностью формации является тесное пространственное и временное совмещение марганцевого и свинцового оруденения. Для Куланкетпесской мульды, кроме того, характерны железорудные накопления. Свинцово-марганцевая минерализация сформировалась в несколько этапов. В процессе седиментации и метаморфизма образовался браунит, слагающий рудный цемент и обломки конгломератов, песчаников, а также мономинеральные слойки, линзы, конкреции в алевролитах, и манганит в виде диагенетических стяжений. Вторая группа минералов образовалась путем выполнения трещин или метасоматического замещения браунита при участии бессернистых растворов, насыщенных свинцом, барием, мышьяком, калием и таллием. Одной из основных геохимических особенностей минералообразования этой группы является дефицит серы. Благодаря этому основная минеральная ассоциация — браунит-коронадит-голландитовая — представлена окисными соединениями марганца, свинца и бария. Тесное пространственное и временно́е совмещение стратиформных марганцоворудных накоплений и более поздней свинцовоносной минерализации указывает на то, что пути движения растворов, давших сингенетичные руды марганца, и раство-

ров, образовавших поздние гидротермально-метасоматические минералы, по-видимому, были одни и те же.

По преобладанию основных рудных минералов выделены коронадит-браунитовый (семь проявлений) и коронадит-гематит-браунитовый (восемь проявлений) типы.

Коронадит-браунитовый тип

Рудопроявление Марганец II

В Каракамысской мульде выявлено несколько рудопроявлений и точек минерализации. Типичным является рудопроявление Марганец II, расположенное в 1,5 км к западу от ст. Мынарал. На участке рудопроявления развиты девонские вулканиты моинтинской свиты и фамен-турнейские отложения. Последние представлены крупногалечными конгломератами, конгломерат-брекчиями, красноцветными песчаниками и алевролитами общей мощностью более 50 м. Рудное тело с поверхности представлено линзой марганцевых руд мощностью до 2,8 м и длиной до 150 м. В зоне окисления руды образованы псиломеланом и браунитом, слагающими цемент конгломератов, прослои и линзочки мощностью 2—5 см. В скважинах пластообразное рудное тело подсечено на глубинах от 30 до 50 м. Первичные руды представлены браунитом, коронадитом, голландитом и криптомеланом. Руды содержат 48—54% марганца, 0,5—4,5% свинца; в повышенных количествах в них отмечены цинк (до 0,3%), барий (до 4—6%), медь (до 0,03%), мышьяк (до 0,2%) и таллий (до 0,005%).

Коронадит-гематит-браунитовый тип

Рудопроявление Куланкетпес Центральный

В Куланкетпесской мульде свинцово-марганцевые рудопроявления находятся в юго-западном ее борту. Здесь выявлено шесть рудопроявлений. Крупным и наиболее изученным является Куланкетпес Центральный. На юге участка рудопроявления кислые эффузивы карасайской свиты девона несогласно перекрываются фамен-турнейскими отложениями.

В основании фамена — турне находится железорудный горизонт конгломерато-брекчий. Рудные минералы — гетит и гематит — выполняют цемент. Содержание железа от 16 до 23%. Выше залегает марганцоворудный конкреционный горизонт мощностью до 9 м. Конкреции сложены манганитом, размеры их до 1—2 см. Отмечены также гнезда и линзочки этого минерала. Свинцово-марганцевый горизонт венчает продуктивный разрез. Его мощность достигает 10 м. Он представлен коричневыми алевролитами, конгломерато-брекчиями с алевроглинистым цементом с прослойками, гнездами и линзочками свинцово-марганцевых руд, сложенных манганитом, коронадитом, пиритом и баритом. Содержание в рудах свинца колеблется от 0,4 до 1,33%, марганца — от 15 до 25%. В перекрывающих этот горизонт красноцветных алевролитах отмечены диагенетические конкреционные стяжения манганита.

Аналогичные свинцово-марганцевые проявления известны в Акжар-Сарытумской, Кашкантенизской, Сарыкамысской синклиналях. Они имеют ряд сходных черт с проявлениями Атасуйского района. Отличительной чертой является отсутствие гидротермально-метасоматических свинцово-цинковых руд, пока не обнаруженных в этих структурах.

Колчеданно-полиметаллическая формация

Формация объединяет 25 проявлений и месторождений, близких по минеральному составу, условиям залегания и характеру строения рудовмещающих толщ. Она является интересной в практическом отношении и включает средние по размерам месторождения (Бурултас, Такырное) и рудопроявления (Орумбай I, Таукумское, Куязбай, Кокэспе, Ельшибай II, Киинтас и др.). Характерны широкое развитие колчеданных руд, относительно небольшие (первые единицы процента) и близкие по соотношению содержания свинца, цинка, согласное и субсогласное с вмещающими породами залегание рудных тел, локализация оруденения в разрезе древних вулканогенно-осадочных толщ начальной стадии развития, многостадийность оруденения, слабые околорудные изменения, метаморфизм пород, а иногда и руд.

Выявлены три стратиграфических уровня локализации данного типа оруденения: протерозойский (Орумбай I), венд-кембрийский (Бурултас), ордовикский (Куязбай). Наиболее продуктивны бурултасская и киинтасская свиты венд-кембрийского возраста, в разрезе которых широко развиты углистые, глинистые, кремнистые сланцы, известняки, кварциты с подчиненным значением эффузивов, туфов основного состава. В рудовмещающих толщах часто локализованы осадочные, вулканогенно-осадочные руды железа, марганца, фосфора, ванадия, силицитов, бария. Сланцы обычно насыщены тонкодисперсными сингенетичными сульфидами, бисульфидами (преимущественно пиритом, пирротином). Осадочные руды развиты в значительном диапазоне (до 500—800 м) среди рудоносных пачек и в своем размещении подчинены литолого-стратиграфическому контролю. Более позднее свинцово-цинковое оруденение, образующее промышленные концентрации, проявлено локально и обычно контролируется структурно-тектоническими факторами (складки, разломы, трещиноватость и др.). По своему происхождению руды позднего (второго) этапа могут быть как гидротермально-метасоматическими, так и динамометаморфическими. Генезис месторождений не всегда ясен.

Рудопроявления известны в Чуйском блоке (Киинтас, Буденекудук), Жалаир-Найманской тектонической зоне (Куязбай), Сарытумской зоне (Бурултас, Такырное), Бурунтауском поднятии (Орумбай I), Булаттауском антиклинории (Ельшибай II, Жалтас). Наиболее детально изученным и интересным по сочетанию разных типов оруденения является месторождение Бурултас. Большинство других объектов обследовано еще слабо.

Основными рудными минералами рудопроявлений являются пирит, пирротин, галенит, сфалерит, магнетит, гематит; нерудными — кварц, тремолит, кальцит, барит. Элементы-примеси руд — медь, молибден, серебро, висмут, кобальт, никель, мышьяк, кадмий. Рудные тела пласто- и линзообразной формы, имеются штокверки. Вмещающие осадочно-вулканогенные породы претерпели различные типы изменений — динамометаморфические, контактовые, гидротермальные; с ними связаны перекристаллизация, ороговикование, серицитизация, биотитизация, окварцевание пород, развитие кварцево-карбонатных прожилков, катаклаз, будинаж.

Колчеданная полиметаллическая формация представлена тремя минеральными типами: сфалерит-галенит-пиритовым, пирит-пирротин-сфалерит-галенитовым, иногда в ассоциации с гематитом, магнетитом, и пирит-пирротин-касситерит-галенит-сфалеритовым. В качестве представителей первого типа описываются рудопроявления Куязбай, Ельшибай II, второго — месторождение Бурултас и рудопроявление Орумбай I. Тре-

тий минеральный тип выделен условно, поскольку его единственный и своеобразный объект — месторождение Такырное — пока спорного генезиса.

Сфалерит-галенит-пиритовый тип

В данном типе насчитывается 10 объектов (Таятхан, Ельшибай II, Кокэспе, Ойкудук, Токкен, Куязбай и др.), локализованных в древних толщах пояса.

Рудопроявление Куязбай

Рудопроявление находится в Чу-Илийских горах. Участок расположен южнее Хантауского массива гранитоидов девонского возраста и сложен вулканогенно-осадочными породами нижнего палеозоя. Наиболее широко распространены кембрийские и верхнеордовикские терригенные отложения, слагающие северный борт Джамбулского антиклинория и ядерную часть Куязбайской антиклинали II порядка. Небольшой тектонический блок к юго-востоку от рудопроявления сложен туфопесчаниками, базальтовыми порфиритами, диабазами, спилитами, слюдистыми сланцами ащисуйской (?) свиты кембрия (рис. 38). Кварцевые песчани-

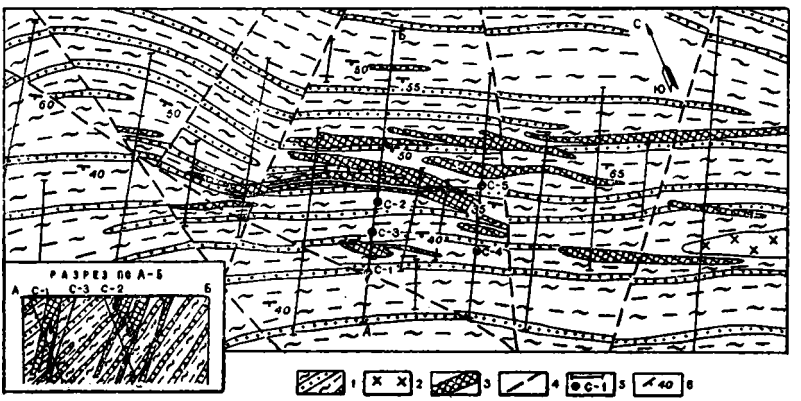


Рис. 38. **Схема строения рудопроявления Куязбай** *(по В. Н. Якубинскому, П. К. Жукову)*

1 — алевролиты, алевропесчаники, углисто-глинистые сланцы, переслаивающиеся со средне- и мелкозернистыми песчаниками; *2* — тела диоритов, габбро-диоритов; *3* — рудные зоны со свинцово-цинковой минерализацией; *4* — тектонические нарушения; *5* — горные выработки (канавы и скважины); *6* — элементы залегания пород

ки джамбулской свиты кембрия обнажаются в виде отдельных блоков в осевой части антиклинали и значительного по размерам поля к югу от рудопроявления. Верхнеордовикские отложения представлены базальными конгломератами, гравелитами, полимиктовыми песчаниками, углистыми алевролитами, аргиллитами, углистыми сланцами доланкаринской свиты. В разрезе ащисуйской и доланкаринской свит встречены пластовые и линзообразные тела габброидов и габбро-диабазов. Рудовмещающими являются углистые алевролиты и углистые сланцы, песчаники доланкаринской свиты, обычно сильно метаморфизованные.

Основной структурой участка является Куязбайская антиклиналь. Простирание пород широтное, северо-западное, падение на юг под углами 35—65°. Южное крыло антиклинали срезано широтным разломом,

северное крыло на значительной площади уничтожено интрузией Хантауского массива. Участок рудопроявления разбит на ряд клиновидных блоков системой разломов северо-западного и широтного простирания. Характерно интенсивное развитие кливажа, четко выдержанного субширотного (280—300°) простирания и крутого падения на юг под углами 75—85°. Кливаж по простиранию нередко совпадает с напластованием, а по падению обычно рассекает породы под углами 35—45°. На участке периклинального замыкания слоев он разбивает слоистость пород почти под прямым углом. С ориентировкой кливажа связано положение альпийских кварцево-карбонатных жил, прожилков и свинцово-цинковых рудных тел.

На рудопроявлении установлены два типа рудной минерализации. Первый тип — это тонкорассеянное и вкрапленное пирит-пирротиновое оруденение, развитое в основном в разрезе углистых алевролитов, аргиллитов и углисто-кремнистых сланцев. По условиям залегания, текстурно-структурным признакам, широкому ореолу развития данный тип является стратиформным и, по-видимому, связан с наиболее ранним гидротермально-осадочным процессом.

Второй тип представлен прожилковыми, прожилково-вкрапленными свинцово-цинковыми телами и линзами сплошных агрегативных свинцовых руд, часто сопровождаемыми кварц-карбонатными прожилками, жилами с вкрапленностью рудных минералов, зонами окварцевания, карбонатизации. Они образуют кососекущие рудные тела и развиты как в разрезе пиритизированных черносланцевых отложений, так и в горизонтах песчаников. Характерно согласное и субсогласное залегание рудных залежей со структурами динамометаморфического происхождения (кливажем, рассланцовкой, линейностью). Вероятно, эти руды также динамометаморфические. Не исключается при этом наложение более поздних гидротермально-метасоматических руд.

На рудопроявлении обнаружены четыре небольшие рудные зоны, включающие 18 свинцово-цинковых тел длиной от 10—20 до 350 м, мощностью 1—10 м. Они расположены кулисно и прослеживаются на расстоянии 1200 м. Большинство рудных тел слепые. На глубине скважинами обычно подсекаются новые серии тел, не увязывающиеся с поверхностью. Простирание тел субширотное, северо-западное (290—305°), падение на юг и юго-запад под углами 65—85°. Выделены бедные руды преимущественно прожилкового типа с содержанием свинца 0,05—4,13%, цинка 0,04—6,32% и богатые, сложенные кварцево-карбонатными жилами с обильными прожилками, вкрапленностью и гнездами галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, с содержанием свинца 7,0—15,2%, цинка 0,2—3,55%. Основные рудные минералы галенит, сфалерит, пирит, в зоне окисления — церуссит, англезит, смитсонит, малахит. Элементы-примеси — медь, молибден, серебро, кадмий, индий, фосфор, ванадий, сурьма.

Рудопроявление заслуживает дальнейшего изучения и оценки, особенно на флангах и глубоких горизонтах.

Рудопроявление Ельшибай II

Рудопроявление находится к юго-востоку от рудника им. Джамбула в зоне сочленения Булаттауского поднятия с Западно-Балхашским синклинорием. Участок сложен песчаниками, сланцами, яшмокварцитами вендо-кембрийского возраста (рис. 39). В северной части породы прорваны верхнедевонскими гранитами, гранодиоритами, а в юго-восточной перекрыты эффузивами девона — карбона. Палеозойские образования слагают тектонический блок размером 4,2×3,7 км. Блок разбит тектоническими нарушениями близмеридионального и широтного направлений.

При общем широтном простирании вмещающих толщ и крутом падении (65—85°) на север отмечаются крутозалегающие флексуры, изгибы с левосторонним поворотом и погружением шарнира на запад. Горизонты яшмокварцитов разлинзованы, будинированы. Поперечные складки с размахом крыльев 200—300 м фиксируются на северо-западе (1 рудная зона) и юге.

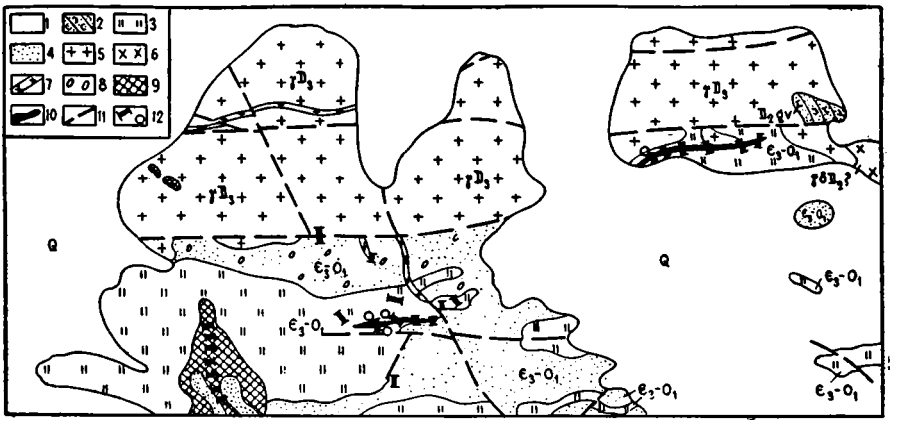


Рис. 39. **Схема геологического строения рудопроявления Ельшибай II** *(по Б. М. Макаренко)*

1 — четвертичные супеси, суглинки; *2* — туфы липаритов живета; *3—4* — отложения верхнего кембрия — нижнего ордовика: *3* — кварциты, яшмокварциты, *4* — кремнистые алевролиты, песчаники; *5* — граниты; *6* — гранодиориты; *7* — дайки гранит-порфиров; *8* — ороговикование; *9* — окварцевание; *10* — зоны свинцовой минерализации; *11* — разрывные нарушения; *12* — канавы и скважины

В контактовой зоне с гранитами вмещающие породы ороговикованы, окварцованы, местами грейзенизированы. Отмечается интенсивное окварцевание в замковых частях поперечных складок.

Выделены три рудные зоны, отстоящие друг от друга на расстоянии 700 и 1500 м. Они тяготеют к южному экзоконтакту массива гранитов, гранодиоритов и локализуются в местах перегибов структур. Длина зон 250—450 м, мощность 4—16 м. Рудная минерализация развита по кварцитам, окварцованным песчаникам, алевролитам, кремнисто-глинистым и углисто-кремнистым сланцам. Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и представлены вкрапленностью и прожилками галенита (главный минерал), реже пирита, халькопирита, молибденита, касситерита. В зоне гипергенеза развиты церуссит, англезит, окислы марганца, железа, реже вульфенит, малахит. На глубину (до 90 м) оруденение прослежено лишь тремя скважинами, встретившими бедные (до 0,4% свинца) руды. Содержание свинца в первичных рудах составляет 0,1—0,5%, в окисленных достигает 5—11%. Элементы-примеси — медь (до 0,1%), марганец (до 1—2%), молибден (до 0,2%), висмут (до 0,1%), олово (до 0,06%), серебро.

Рудопроявление изучено слабо. Необходимо проследить на глубину продуктивные сланцевые горизонты и рудные тела, зоны окварцевания, рудоконтролирующие структуры, оценить геофизические аномалии.

Сфалерит-галенит-пирротин-пиритовый тип (иногда в ассоциации с железо-марганцевой и фосфорно-ванадиевой минерализацией)

В этот тип включено 15 объектов, в том числе Буруптас, Киинтас, Буденекудук, Орумбай I, Таукумское и др., распространенных преимущественно в средней части пояса (Сарытумская зона, Чуйский блок).

Месторождение расположено западнее оз. Балхаш, в пределах Сарытумской зоны. В строении рудного поля участвуют вулканогенно-осадочные породы позднепротерозойского — раннепалеозойского возраста. В его северной части расположен Жалгызский массив среднедевонских гранитов. От выходов гранитов на юг обнажаются свиты: бурубайтальская, буруптасская, шопшокинская, дарбазинская, жалгызская (рис. 40).

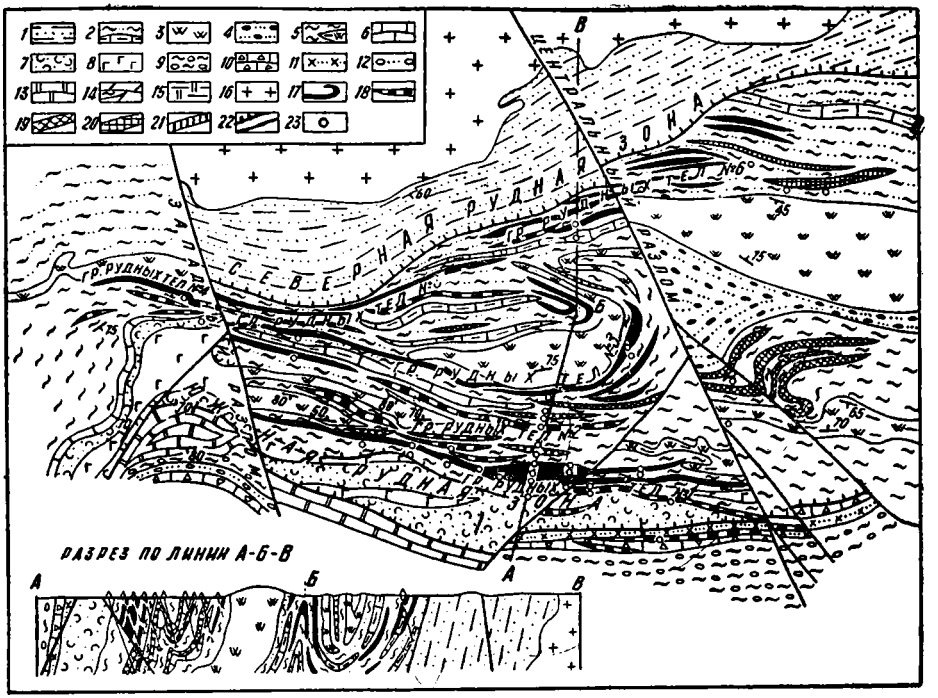


Рис. 40. **Схема строения месторождения Буруптас** *(по А. Г. Кузнечевскому, с некоторыми изменениями)*

1 — бурубайтальская свита: песчаники, алевролиты, микрокварциты; *2—8* — буруптасская свита: *2* — песчано-сланцевая пачка — алевролиты, песчаники, углисто-глинистые, кремнистые сланцы, доломиты, *3* — яшмокварцитовая пачка — кварциты, яшмы, прослои кремнисто-глинистых сланцев, *4—6* — вулканогенно-карбонатно-сланцевая пачка: *4* — слюдистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, *5* — углисто-глинисто-кремнистые сланцы, местами ванадиеносные и фосфатоносные, прослои туффитов, спилитов, джеспилитов, *6* — доломиты, известняки; *7, 8* — эффузивная пачка: *7* — туфопесчаники, туффиты, *8* — диабазовые порфириты; *9—13* — шопшокинская свита: *9* — тиллитоподобные конгломераты, *10* — обломочные доломиты, *11* — кварцевые песчаники, *12* — конгломераты, *13* — доломитизированные известняки; *14* — дарбазинская свита — доломиты, известняки, прослои песчаников, сланцев; *15* — жалгызская свита — туфоалевролиты, песчаники, аргиллиты, спилиты, базальтовые порфириты; *16* — биотитовые граниты; *17* — свинцово-цинковые рудные тела пластового типа; *18* — то же, жильного типа; *19* — магнетитовые тела; *20* — железо-марганцевые рудные тела; *21* — пирит-пирротиновые рудные тела; *22* — тектонические нарушения: надвиги, взбросо-сдвиги; *23* — скважины

По мнению одних исследователей, перечисленные в данном порядке свиты образуют нормальный стратиграфический разрез с наращиванием (омоложением) его с севера на юг. По представлению других геологов, наиболее древними являются дарбазинская, шопшокинская, жалгызская свиты, обнажающиеся в южной части, выше их залегают буруптасская, затем бурубайтальская свита («Геол. и метал. Сарытумской зоны», 1976).

Рудовмещающей является буруптасская свита, слагающая центральную часть рудного поля. Она состоит из переслаивающихся углисто-глинистых, глинисто-кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников, доломитов, фтанитов, яшмокварцитов с подчиненными туфопесчаниками, туффитами, диабазовыми порфиритами. Свита разделена на четыре литологические пачки (снизу вверх): песчано-сланцевую, яшмокварцитовую, вулканогенно-карбонатно-сланцевую и кремнисто-вулканогенную. Песчано-сланцевая пачка мощностью 300—400 м представлена кремнисто-углистыми алевролитами, полимиктовыми песчаниками, алевропесчаниками, прослоями глинистых, углистых сланцев, доломитов, серноколчеданных руд. Туфоалевролиты, глинистые сланцы в верхней части пачки обогащены железом, марганцем. Яшмокварцитовая пачка мощностью 100—400 м сложена массивными кварцитами, полосчатыми разноцветными яшмами с прослоями глинистых, кремнисто-глинистых сланцев и является маркирующим горизонтом. Вулканогенно-карбонатно-сланцевая пачка состоит из углисто-глинистых, известково-глинисто-кремнистых сланцев, полимиктовых песчаников, алевропесчаников, кремнистых алевролитов, фтанитов, доломитов и редких прослоев спилитов, туфов, туффитов. В этой части разреза наиболее часто отмечаются слои колчеданных руд и фосфорно-ванадиевая минерализация. Мощность пачки 200—500 м. Кремнисто-вулканогенная пачка сложена зеленовато-серыми алевропесчаниками, вулканомиктовыми песчаниками, туффитами, миндалекаменными диабазовыми порфиритами, гравелитами с примесью туфогенного материала и черными кремнистыми алевролитами, кварцитами с густой тонкой «сыпью» магнетита. Мощность пачки 150—200 м. Наиболее благоприятные для локализации свинцово-цинкового и серно-колчеданного оруденения песчано-сланцевая и вулканогенно-карбонатно-сланцевая «продуктивные» пачки.

Осадочно-вулканогенные породы рудного поля претерпели различные типы изменений — динамометаморфические, контактовые и гидротермальные, с которыми связаны перекристаллизация, ороговикование, скарнирование, тремолитизация, биотитизация, окварцевание.

Строение рудного поля весьма сложное. Оно характеризуется широким развитием линейной складчатости, крутошарнирных изгибов, флексур, явлений течения и перераспределения пластического вещества, будинирования хрупких пород, надвигов, взбросо-сдвигов. Геологи, отдавая предпочтение тому или иному типу дислокаций, определяют и различную роль их как в строении рудного поля, так и в контроле оруденения.

А. Г. Кузнечевский и Г. З. Сидневец выделяют три относительно крупные брахискладки — антиклиналь и две синклинали с крутыми (70—85°) или опрокинутыми крыльями и несколько более мелких линейных складок. В продуктивных пачках Буруптасской синклинали залегают свинцово-цинковые, серноколчеданные и железо-марганцевые руды Северной и Южной рудных зон. По представлениям П. К. Жукова, А. П. Коробкина, рудовмещающие толщи слагают одну общую моноклиналь, на фоне которой возникли структуры типа крутостоящих изгибов, флексур, S-образных мелких складок, которые, по их мнению, оказывают существенное влияние на размещение и концентрацию эпигенетического промышленного свинцово-цинкового оруденения. Наиболее крупные Шопшокинский и Рудный изгибы охватывают центральную часть рудного поля. Изгибы в плане представляют собой сочетание двух сопряженных дугообразных структур — выпуклой (антиклинали) и вогнутой (синклинали). На участке месторождения широко проявлены пластическое течение глинистых и будинаж хрупких слоев пород.

Из разрывных нарушений наиболее ранними являются субширотные

взбросы и надвиги. Они имеют обычно крутое падение, согласную со складчатостью ориентировку. В результате движения по ним произошло сближение разновозрастных свит, опрокидывание пластов и надвигание древних пород на более молодые. Взбросо-сдвиги северо-западного направления разбивают рудное поле на ряд блоков, чешуй с амплитудой перемещения от 0,5 до 1,5 км. Наиболее молодыми, по-видимому, герцинскими являются близмеридиональные (Западный, Центральный, Восточный) и северо-восточные разломы. Они рассекают и смещают контакты девонских интрузивов, складчатые структуры.

На месторождении известны железные, железо-марганцевые, серноколчеданные и свинцово-цинковые руды, а также породы, обогащенные фосфором и ванадием. Отмечается определенная закономерность размещения того или иного вида оруденения в разрезе пород рудного поля.

Характеристика руд железа и марганца приведена при описании железорудных формаций.

Серноколчеданные руды распространены широко и приурочены в основном к кремнистым алевролитам, алевропесчаникам песчано-сланцевой и вулканогенно-карбонатно-сланцевой пачкам. Они образуют пласты, прослои, линзы мощностью 5—30 м, длиной до 1 км, в разной мере насыщенные пирротином, пиритом, реже марказитом. По данным Д. Н. Муратовой, руды обладают слоистыми текстурами, местами с элементами косой слоистости, следами подводного оползания и местного перерыва, свидетельствующими о седиментационном происхождении рудного вещества. Элементы-примеси в рудах — Mn, V, Co, Ni, Ge. Более поздние процессы метаморфизма и гидротермальной деятельности привели к перекристаллизации и переотложению рудного вещества, возникновению многочисленных послойных и секущих прожилков кварца, пирита, окварцеванию пород.

Фосфорная минерализация обнаружена в «продуктивной» вулканогенно-карбонатно-сланцевой пачке, где она проявлена в виде конкреций в глинистых и кремнистых сланцах и в форме фосфатоносных песчаников. Реже она отмечается в кремнисто-карбонатных породах песчано-сланцевой пачки и в яшмокварцитовом горизонте. Содержание P_2O_5 колеблется от 4,2 до 8,6%.

Ванадиевая минерализация установлена в отдельных прослоях углисто-кремнистых, углистых, кремнисто-глинистых сланцев «продуктивных» пачек. Содержание ванадия составляет 0,1—0,3%. Мощность прослоев 3—5 м, длина 100—800 м.

Свинцово-цинковые руды составляют основную промышленную ценность месторождения. Они локализуются во всех отмеченных выше пачках бурултасской свиты и частично в нижней части шопшокинской свиты. Наиболее благоприятны для свинцово-цинкового оруденения углисто-кремнистые сланцы, алевропесчаники и карбонатные породы. Руды слагают серии пластовых тел, линз и штокверково-жильные зоны.

На месторождении выделены рудные зоны — Южная и Северная (рис. 40). Наибольший практический интерес представляет Южная рудная зона длиной свыше 4500 м. Она включает четыре группы рудных тел свинцово-цинкового, пирит-пирротинового и железорудного состава. Первая группа образует пластовые и линзообразные тела субширотного и северо-западного простирания длиной свыше 3000 м. Падение тел на юго-восток под углами 75—80°. На юго-восточном фланге отмечены жилы кварц-барит-флюоритового состава. Отмечаются линзообразные тела серноколчеданных и железных руд небольшой мощности (1—2 м) и длины (200—400 м). Вторая группа рудных тел сосредоточена в полосе субширотного простирания длиной свыше 1500 м. Она сформирована сближенными линзообразными свинцово-цинковыми телами, падающими

преимущественно на юг под углами 70—80°. Третья группа рудных тел находится севернее второй. Длина ее свыше 1300 м. В ней наблюдаются три сближенные линзы, субширотные в центральной и западной частях, северо-восточные и субмеридиональные на востоке, с падением на север и юго-восток. Мощность рудных линз от первых метров до 30 м. Четвертая группа рудных тел расположена на западном фланге месторождения. Здесь выделено одно линзообразное тело свинцово-цинковых руд и ряд более мелких.

Северная рудная зона длиной свыше 3500 м простирается в северо-восточном направлении и вмещает свинцово-цинковые, серноколчеданные, железные и железо-марганцевые руды. Здесь оконтурены пятая и шестая группы рудных тел. Пятая группа состоит из сближенных линз, сложенных свинцово-цинковыми рудами. Длина линз достигает первых сотен метров, мощность колеблется от 2—5 до 15 м. В южной части находится линза железных руд. Шестая группа рудных тел локализована в полосе длиной свыше 2200 м, имеющей устойчивое северо-восточное простирание до Центрального разлома, далее за ним — субширотное. В ней обособлены свинцово-цинковые, серноколчеданные и железо-марганцевые руды. Свинцово-цинковые руды линзообразной и пластообразной формы мощностью от 5 до 11 м и протяженностью сотни метров. В восточной части полосы обнаружены серноколчеданные и железо-марганцевые руды. Серноколчеданные рудные тела — линзы длиной от 500 до 1000 м и мощностью от первых до 20 м — простираются субширотно и падают на юг под углами 70—80°. Железо-марганцевое линзообразное рудное тело длиной свыше 800 м и мощностью от 3 до 5 м залегает среди алевролито-глинистых сланцев.

По данным Д. Н. Муратовой, свинцово-цинковым рудам присущ комбинированный текстурный рисунок, обусловленный сочетанием полосчатых, прожилково-вкрапленных и брекчиевых текстур. Широко распространены пластовые руды полосчатого облика, обусловленного комбинацией слоистых текстур рудовмещающих пород с рассеянной послойной вкрапленностью сульфидов и сульфидных прожилков, развитых по системам пересекающихся трещин. Брекчиевые руды развиты в зонах дробления. Здесь обломки пород и руд первого типа цементируются кварцево-карбонатным материалом с гнездами сульфидов, главным образом галенита. Брекчиевые руды нередко пространственно совмещены с рудами «полосчатого» облика. В составе тех и других присутствуют галенит, сфалерит, в меньшей мере халькопирит, марказит, пирротин, арсенопирит, пирит, титановые минералы. Для руд характерны элементы-примеси — Cd, Cu, As, Ag, Mn, Ba, V, Co, Ni, Ge. Пространственное совмещение двух типов руд, одинаковый минеральный состав и набор элементов-примесей позволяют отнести брекчиевые руды к продуктам динамометаморфизма первичных «пластовых» руд.

На месторождении широко развито и прожилково-вкрапленное оруденение. Выделяются две разновидности прожилков. Минеральный состав одних полностью соответствует описанным динамометаморфогенным рудам. Другие — кварц-карбонат-баритового состава с флюоритом и сульфидами — встречаются в пластовых рудных телах и на удалении от них, в иных стратиграфических горизонтах. Главные рудные минералы — сфалерит и галенит, второстепенные — арсенопирит, халькопирит, пирит и марказит. Для жил характерна висмутовая и мышьяк-серебросодержащая минерализация. Прожилки являются продуктом позднего гидротермального этапа и, судя по геохимическим особенностям, связаны со становлением Жалгызского гранитного массива.

По вещественному составу А. Г. Кузнечевский выделяет следующие типы руд:

I. Гидротермально-осадочные динамометаморфизованные, объединяющие: 1) галенит-сфалеритовые, 2) пирит-пирротиновые, 3) гематит-магнетит-якобсит-родохрозитовые, 4) апатит-горсейкситовые и 5) роскоэлитовые.

II. Гидротермально-осадочные метаморфические, включающие: 1) кварц-кальцит-галенит-сфалеритовые и 2) тефроит-родонит-кобальтин-пентландит-алабандиновые.

III. Гидротермально-метасоматические, представленные кварц-флюорит-арсенопирит-аргентит-висмутовым типом.

Гидротермально-осадочные руды формируют пласты и линзы, залегающие согласно с вмещающими их породами, участвуют в складчатости, смещаются разрывными нарушениями. Среди них выделены динамометаморфизованные, образовавшиеся при перекристаллизации из седиментогенных рудных накоплений и частичном переотложении рудного вещества, и метаморфические, возникшие при перераспределении и переотложении руд I типа, пространственно совпадающие с ними. Гидротермально-метасоматические руды, по его мнению, на месторождении развиты незначительно. Они выполняют лишь жилы и прожилки с баритом, флюоритом и сульфидами висмута, мышьяка и серебра.

Развитие оруденения в древних и сильно дислоцированных толщах, пространственное совмещение железных, железо-марганцевых, серноколчеданных, фосфорно-ванадиевых и свинцово-цинковых руд, положение в экзоконтакте гранитного массива — все это необычайно усложнило строение месторождения, распределение и состав минерализации.

В процессе рудообразования выделяются следующие этапы: седиментационный, контактово- и динамометаморфический, гидротермальный (с двумя-тремя стадиями).

С седиментационным этапом связано накопление железо-марганцевых, свинцово-цинковых, серноколчеданных и фосфорно-ванадиевых руд. Стратиграфическая приуроченность, пластовая форма рудных тел, литологический контроль, диагенетические преобразования, следы подводного оползания, взмучивания еще нелитифицированных рудных осадков, наличие седиментационных брекчий, элементов косой слоистости — все это дает основание отнести руды к гидротермально-осадочным образованиям. Тесная ассоциация рудной минерализации с вулканитами позволяет утверждать связь гидротермально-осадочных руд с вулканическими процессами.

Вследствие высокой и длительной тектонической активности осадочный комплекс и сингенетичные руды подвергались метаморфическим преобразованиям, выразившимся в перекристаллизации и переотложении рудного вещества по зонам трещиноватости, сланцеватости и особенно по зонам дробления. Внедрение в древние рудовмещающие толщи Жалгызского гранитного массива вызвало интенсивное изменение пород (тремолитизацию, биотитизацию, окварцевание, пироксенизацию, гранатизацию), привнос новых элементов и преобразование руд. Первые три процесса, по мнению А. Е. Шлыгина (1976 г.), представляют собой отчасти околорудные или предрудные изменения более раннего гидротермального этапа, с которым связана наложенная промышленная свинцово-цинковая минерализация.

По данным М. М. Каюповой (1977 г.), в контактовой зоне Жалгызской интрузии первичные железо-марганцевые руды были преобразованы в сложные сульфидные и силикатные агрегаты (железо-марганцевый гранат, тефроит, родонит, кобальтин, кобальт-пирит, пентландит и др.).

Поздний гидротермальный этап проявился в окварцевании и пиритизации колчеданных руд. В этот этап возникли кварц-карбонат-баритовое с флюоритом и сульфидами оруденение и кварц-кальцитовые про-

жилки с серебро-висмут-мышьяковой минерализацией. При общем признании существования этих этапов взгляды на их роль в рудообразовании противоречивы.

Месторождение находится еще в стадии изучения и оценки. Имеется ряд геофизических аномалий, перспективных участков, не выяснена рудоносность замковых частей крутых изгибов, флангов рудных зон и глубоких горизонтов, дальнейшее исследование которых может увеличить масштабы месторождения.

Рудопроявление Орумбай I

Рудопроявление находится в Западном Прибалхашье, в центре пояса, в пределах выступа высокометаморфизованного протерозоя — Каракамысской глыбе. Залегает оно в каракамысской свите кристаллических графитсодержащих сланцев, мраморов, амфиболитов и кварцитов раннего — среднего протерозоя, слагающих крупный (7×4 км) останец в средне- и крупнозернистых биотитовых гранито-гнейсах рифея (?) (рис. 41).

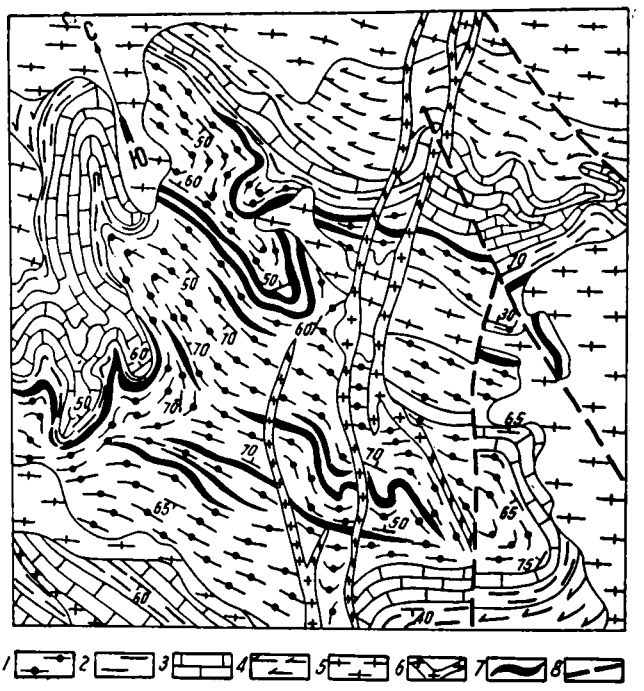


Рис. 41. **Схема геологического строения рудопроявления Орумбай** (*по А. Г. Кузнечевскому*)

1—4 — каракамысская свита: *1* — кристаллические сланцы, гранат-двуслюдяные кварциты, *2* — графитисто-карбонатные кристаллические сланцы, *3* — мраморы, мраморизованные известняки, *4* — амфиболиты, хлорит-актинолитовые сланцы; *5* — биотитовые гранито-гнейсы; *6* — дайки мелкозернистых гранитов; *7* — колчеданно-полиметаллические тела и минерализованные зоны; *8*— разрывные нарушения

В разрезе рудовмещающей толщи преобладают отложения сланцевой и вулканогенно-карбонатной формаций. Породы сильно метаморфизованы и превращены в гранат-мусковитовые, пироксен-тремолитовые, графитистые слюдяные, графитсодержащие слюдисто-карбонатные сланцы, мра-

моры, доломиты, графитистые кварциты и эпидотизированные амфиболиты.

Нижняя часть разреза сложена карбонатно-сланцевой пачкой мощностью 300 м, средняя — сланцевой (500 м), верхняя — сланцево-карбонатно-кварцитовой (400 м) с горизонтом амфиболитов. В составе продуктивной сланцевой пачки, включающей основные рудные тела, рас-

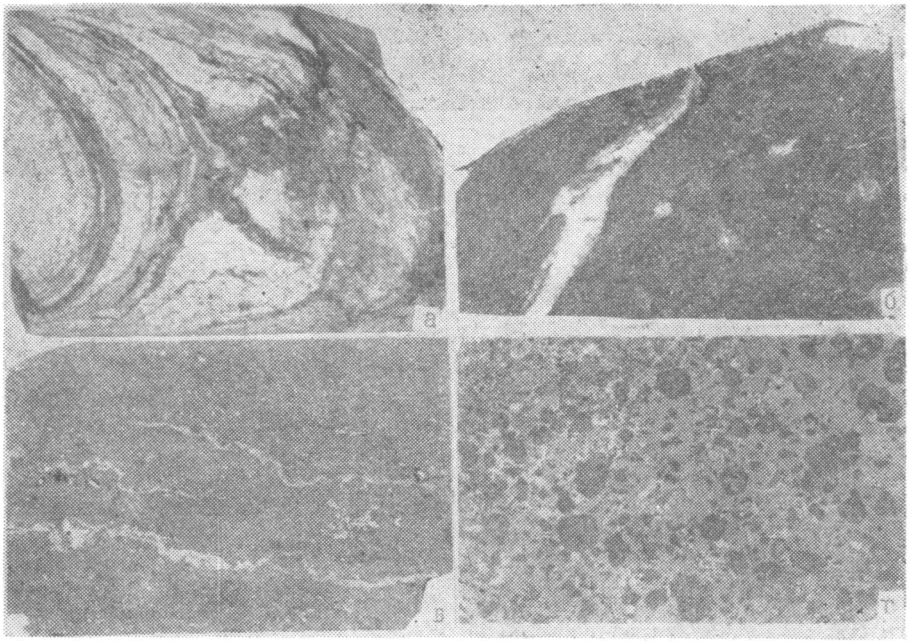


Рис. 42. **Породы рудного поля рудопроявления Орумбай**

а — доломитизированный известняк; *б* — графитизированные ванадиеносные сланцы с прожилками карбоната (белое); *в* — графит (светло-серое); *г* — железистая кварцитовая брекчия: обломки — кварц-слюдяные сланцы, цемент-окисно-железистый материал

пространены кварцево-серицитовые, серицитовые, графитистые, графитисто-слюдисто-карбонатные сланцы, гранат-двуслюдяные кварциты (рис. 42). Породы пачек и горизонтов смяты в напряженные складки, вследствие чего мощность их по простиранию колеблется в широких пределах.

Гранито-гнейсы, ограничивающие со всех сторон блок рудовмещающих пород, часто инъецируют осадочную толщу в виде согласных, реже секущих линзовидных и штокообразных апофиз. Некоторые из них обладают согласной с вмещающими породами гнейсовидностью, полосчатостью и, возможно, являются автохтонно-метасоматическими образованиями. На участке широко развиты дайки кислого и основного состава девонского возраста, реже кварцевые жилы. Они имеют северо-западное и близмеридиональное простирание, рассекают вмещающие породы, формируя дайковые и кварцевожильные пояса.

Породы блока каракамысской свиты в региональном плане слагают осевую часть Бурунтауского антиклинория. На участке рудопроявления они осложнены складками II, III порядков. Размах крыльев складок 200—700 м, погружение шарниров на северо-запад под углом 50—75°. Породы в крыльях складок залегают круто (50—90°) с падением на северо-восток или юго-запад. Складчатые структуры осложнены разрывными нарушениями преимущественно северо-западного и близмеридионального направления, обычно выполненными дайками гранит- и фель-

эит-порфиров, местами кварцевыми и кварцево-баритовыми жилами с убогой свинцовой минерализацией.

На участке выявлено 19 пласто- и линзообразных колчеданно-полиметаллических рудных тел, локализующихся на трех стратиграфических уровнях сланцевой пачки. Длина тел от 200 до 1000 м, мощность 2—10 м. Они обычно залегают в ядерной части антиклинали и замках скла-

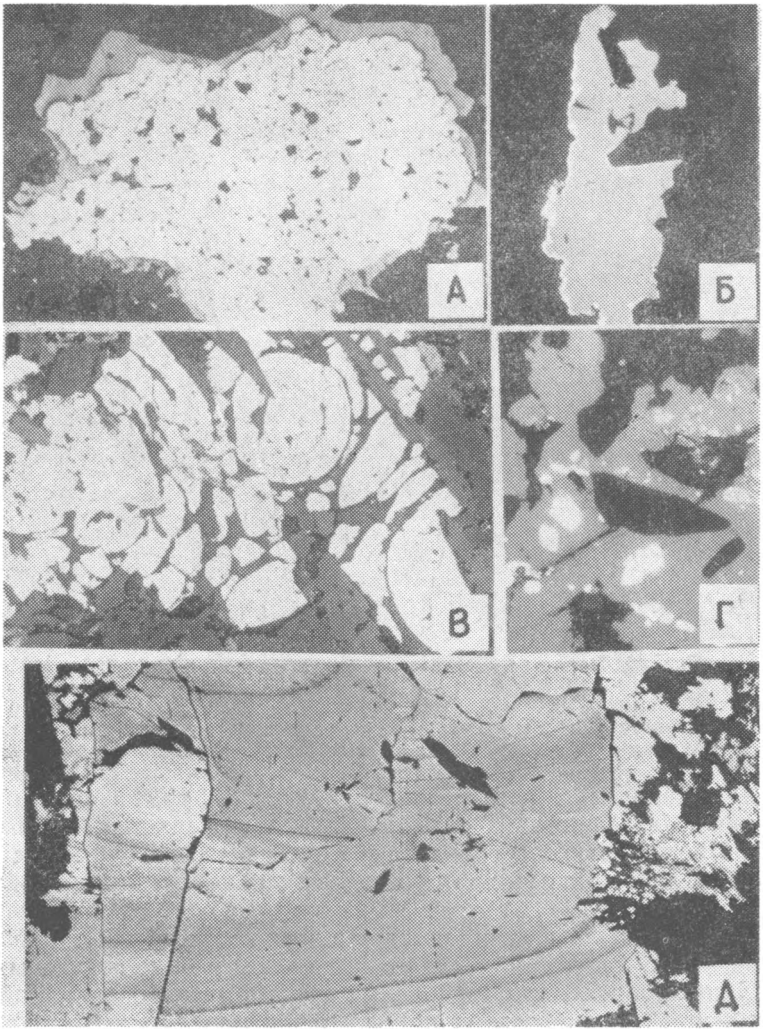


Рис. 43. **Формы выделения минералов стратиформных** (*а, б, в*) **и гидротермально-метасоматических** (*г, д*) **руд**

а — почковидные образования пирита (светло-серое) обрастают пирротином (серая каемка); *б* — сфалерит (серое) с каемкой галенита (белое); *в*— концентрически-скорлуповатые образования гель-пирита; *г* — сфалерит (серое) с эмульсией халькопирита и включениями пирита (белое); *д* — пирротин с развивающимися по нему продуктами замещения — марказитом и пиритом

док II, III порядка. На поверхности рудоносные горизонты представлены яркими красновато-бурыми, желтыми кавернозными гематит-лимонит-кремнистыми образованиями с реликтами вторичных минералов свинца и меди. На глубине до 100—150 м встречены пластовые колчеданные и секущие прожилково-вкрапленные колчеданно-полиметаллические ру-

ды. В центральной части рудопроявления выделено шесть таких сближенных пластовых тел. Наиболее крупное из них имеет длину 1000 м и мощность 3—10 м.

В составе руд присутствуют пирит, марказит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, иногда арсенопирит. По условиям образования и текстурно-структурным особенностям можно выделить пластовые, вероятно, гидротермально-осадочные и прожилково-вкрапленные гидротермально-метасоматические руды. Для I типа руд основная роль принадлежит пириту, марказиту, сфалериту, частично галениту и халькопириту, развитым обычно вдоль слоистости и иногда в виде сохранившихся концентрически-скорлуповатых образований (фрамбоидов) гель-пирита (рис. 43), пирит-марказита. Они являются ранними, дометаморфическими образованиями. Основные минералы гидротермально-метасоматических руд — пирротин, реже пирит, марказит, магнетит, халькопирит, сфалерит, галенит. Они образуют обычно секущие зоны массивных колчеданных руд или интенсивной вкрапленности во вмещающей породе, узлах пересечения разрывных нарушений, сопровождающихся развитием метасоматитов, перекристаллизацией пород. Формирование руд, по всей вероятности, связано как с ранними динамометаморфическими, так и с более поздними гидротермальными процессами. Так, в частности, в рудах пластового типа отчетливо отмечаются следы динамометаморфизма, выразившиеся в развитии структур кливажа, сланцеватости, перекристаллизации рудного вещества, будинажа рудных прослоев, мелкой складчатости. Аналогичные структуры широко распространены и во вмещающих породах. Некоторые прослеженные по поверхности тела пластового типа повторяют рисунок складчатых толщ. На рудопроявлении обнаружены также две кварцево-баритовые жилы с вкрапленностью и небольшими гнездами галенита и халькопирита, локализованные в разрывных нарушениях. В рудах отмечаются послойно-вкрапленная, массивная, прожилково-вкрапленная, брекчиевая, сланцеватая текстуры, характерные для различных периодов становления месторождения. По предварительным данным в формировании руд можно выделить этапы седиментации и диагенеза, динамометаморфизма, контактового метаморфизма, гидротермального метасоматоза (с двумя стадиями). Состав руд таков: Pb — 0,1—1,5%, Zn — 0,2—1,1%, Cu — 0,1—0,3%, V — до 0,1%, Co — 0,01—0,08%, Sn — до 0,05%. Элементы-примеси — Ag, Au, Mo, Cd, Mn, As.

Рудопроявление относится к подгруппе комбинированных (полигенных и полихронных) колчеданно-полиметаллических стратиформных объектов. Оно недоизучено. Целесообразно провести разведочные работы по оценке как его глубинных частей, так и флангов участка, где могут быть выявлены промышленные концентрации руд цветных металлов.

Пирротин-касситерит-галенит-пиритовый тип

Данный тип представлен тремя объектами (Такырное, Юго-Восточное Такырное, Аяктакырное), сосредоточенными в рудном поле Сарытумской зоны.

Месторождение Такырное

Месторождение расположено в северо-западной части Сарытумской зоны (Западное Прибалхашье). Оно локализовано в алевролито-песчаниковой толще кембрия — ордовика, интрудированной диоритами раннедевонского возраста и среднедевонскими гранитами Каибского и Майкольского массивов. В западной части обнажаются породы девона — карбона (рис. 44, 45). Палеозойские образования на значительной (бо-

лее 80%) площади перекрыты чехлом четвертичных отложений мощностью от 1 до 5 м.

Рудовмещающая толща состоит из переслаивающихся алевролитов, полимиктовых песчаников с линзами и прослоями гравелитов, конгломератов, микрокварцитов. В средней и верхней частях разреза отмечены

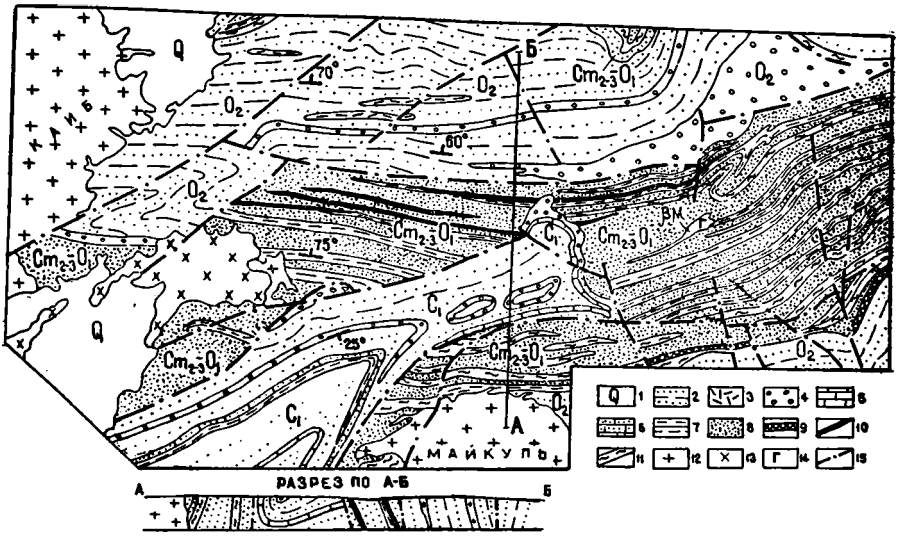


Рис. 44. Схема строения месторождения Такырного *(по А. П. Коробкину, А. Г. Кузнечевскому)*

1 — четвертичные отложения; *2* — полимиктовые песчаники с горизонтами алевролитов, гравелитов, конгломератов, сланцев; *3* — туффиты; *4* — конгломераты; *5* — известняки; *6* — известковистые песчаники; *7* — алевролиты, углистые сланцы; *8* — полимиктовые песчаники; *9* — магнетитовые железистые кварциты; *10* — рудные зоны с колчеданно-свинцово-цинковой минерализацией; *11* — микрокварциты, кремнистые породы; *12* — биотитовые крупно- и среднезернистые граниты; *13* — гранодиориты и кварцевые диориты; *14* — базальтовые порфириты; *15* — тектонические нарушения

слои глинистых, глинисто-кремнистых алевролитов, мелкообломочных кислых туфов, туффитов, тела силлообразных и неправильной формы базальтовых порфиритов. Одни исследователи нижнюю часть разреза мощностью около 500 м условно относят к бурубайтальской свите среднего кембрия — нижнего ордовика, а верхнюю мощностью 600 м — к среднему ордовику, другие — весь разрез включают в майкольскую свиту среднеордовикского или нижне-среднеордовикского возраста. В контакте с интрузиями породы ороговикованы, а местами превращены в роговики.

Девон-карбоновые отложения слагают восточный фланг субширотной мульды Карабие. Базальные горизонты и основание мульды сложены конгломератами, красноцветными песчаниками, алевролитами, прослоями известняков фамена. Выше они сменяются фаунистически охарактеризованными песчаниками, известняками, кремнистыми алевролитами турне — нижнего визе.

Породы каледонского этажа смяты в линейные складки северо-западного простирания (280—320°) с размахом крыльев 1—3 км и углами падения от 70—90° до опрокинутых. Образования герцинского структурного яруса несогласно перекрывают отложения нижнего палеозоя. Они слагают синклиналь с пологими (15—20°) углами в осевой части и средними (35—45°) на крыльях.

Разрывные нарушения развиты широко. Вдоль них породы интен-

сивно рассланцованы, раздроблены и нередко окварцованы и хлоритизированы. Ширина зон таких измененных пород от первых единиц до 30 м, плоскости сместителей падают обычно круто (70—90°). Дайки гранит-порфиров и порфиритов в центральной части рудного поля также, вероятно, фиксируют подобного рода нарушения. К одной из зон разломов северо-западного простирания в южном борту синклинальной складки приурочено месторождение. Общая протяженность рудной зоны, внутри которой расположены две группы рудных тел — собственно Такырное и Юго-Восточное Такырное, составляет около 12 км.

Субсогласные пластообразные рудные тела месторождения Такырного с довольно четкими резкими границами характеризуются большой протяженностью по простиранию и малой мощностью. Длина оруденелых полос достигает 3—4 км, мощность колеблется от 1,5 до 4,8 м. Рудные тела обычно залегают в алевролитах вблизи контакта с полимиктовыми песчаниками и располагаются кулисно или параллельно относительно друг друга (см. рис. 44). Они имеют устойчивое северо-западное простирание (300—320°) и падение на северо-восток под крутыми (75—80°) углами.

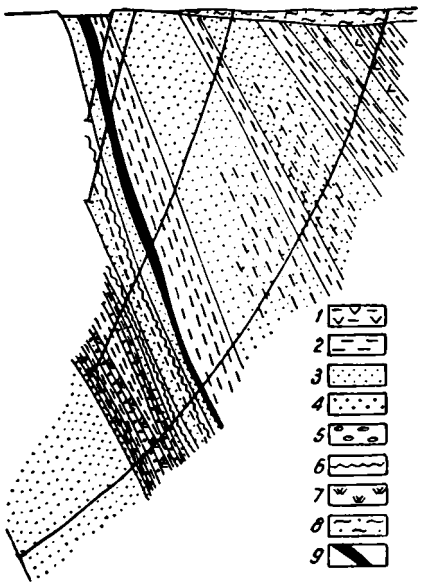


Рис. 45. **Месторождение Такырное. Геологический разрез**

1 — углистые сланцы; *2* — глинистые алевролиты; *3* — полимиктовые песчаники; *4* — гравелитистые песчаники; *5* — мелкогалечные конгломераты; *6* — аргиллиты; *7* — микрокварциты; *8* — четвертичные отложения; *9* — зоны со свинцово-цинковой минерализацией

На месторождении Такырном выделены три главных рудных тела: Северо-Западное, Центральное и Северо-Восточное. Северо-Западное рудное тело изучено на глубину. Оно сложено полиметаллическими рудами, содержащими Pb от 1,5 до 7,5%, Zn — до 2,5%, Cu — до 0,3%, Cd — до 0,05%, Sn — от 0,001 до 0,08%. Центральное тело прослежено на значительную глубину. Полиметаллические руды содержат Pb 1,5—11%, Zn — 1,0—8,8%, Sn — до 0,08%. Юго-восточный фланг рудного тела перекрыт фамен-нижнекарбоновыми отложениями. Северо-Восточное тело практически не изучено. В его рудах обнаружен свинец и цинк в количестве десятых долей процента.

На участке Юго-Восточное Такырное оруденение прослежено на расстояние свыше 3,5 км при мощности зоны 1,5—2,5 м. Руды здесь полиметаллические с содержанием Pb от 1,5 до 9%, Zn — до 8,5%, Sn — более 0,05%. Оно изучено по падению на небольшую глубину.

Полиметаллические руды характеризуются массивными и прожилково-вкрапленными текстурами. Отмечены также брекчированные или слабополосчатые руды (рис. 46, 48).

В составе руд установлены сфалерит, пирит, галенит (главные), арсенопирит, марказит, халькопирит (второстепенные), блеклая руда, штромейерит, станнин, самородное золото и серебро (редкие), пирротин, касситерит (реликтовые). Последовательность выделения минеральных парагенезисов приведена в таблице 7.

В рудах отмечаются следы дислокационного метаморфизма, в частности, преобразование ранних ассоциаций и формирование новых мине-

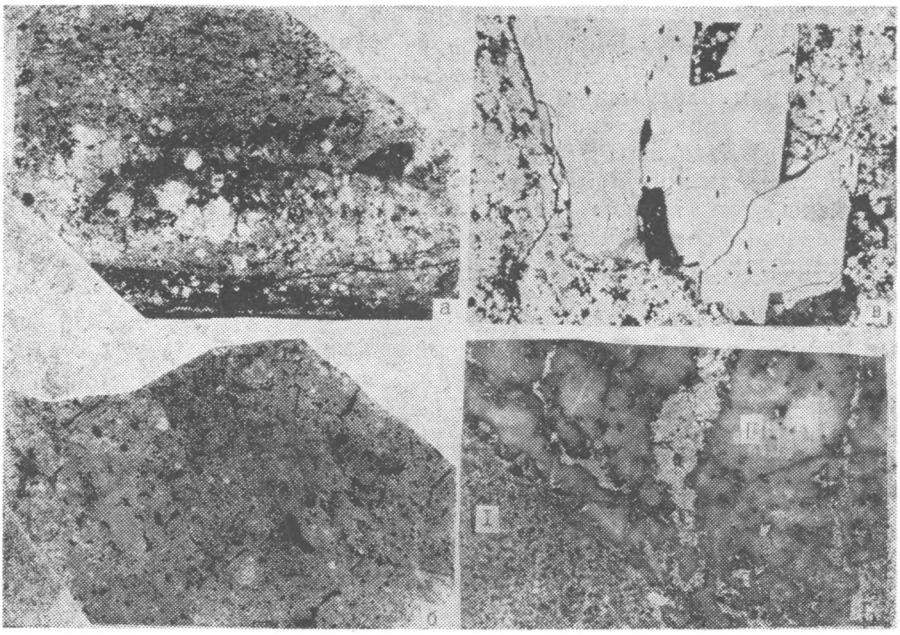


Рис. 46. **Текстуры руд месторождения Такырного**

а — неясно полосчатая колчеданно-полиметаллическая руда, белые вкрапленники — арсенопирит, основная масса (светло-серое) — пирит и сфалерит; *б* — брекчированная колчеданно-полиметаллическая руда (черное — беспорядочно разбросанные в руде остатки углистых пород); *в* — метакристаллы арсенопирита в пирит-сфалеритовом (серое, мелкозернистое) перекристаллизованном агрегате; *г* — контакт колчеданно-полиметаллической (I) и прожилково-вкрапленной (II) руды; прожилки в известняке представлены пиритом, во вкраплениях — пирит и галенит

ралов. Для ранних ассоциаций характерно присутствие олова в форме касситерита (в том числе деревянистого олова в сфалерите (рис. 47), для поздних — сульфидов (станнина, окартита?).

Таблица 7

Состав парагенетических минеральных ассоциаций месторождения Такырного

Минералы	Минеральная ассоциация				
	Пирит-арсенопирит-пирротиновая	Пирит-марказит-сфалеритовая	Кальцит-теннантитовая	Галенитовая	Кварц-карбонатная
Рудные	Пирит, арсенопирит, пирротин, касситерит	Пирит, марказит, сфалерит, халькопирит (эмульсия в сфалерите)	Блеклая руда, пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит	Галенит, халькопирит, штромейерит, станнин	—
Нерудные	—	—	Кварц, карбонат		Кварц, кальцит, доломит

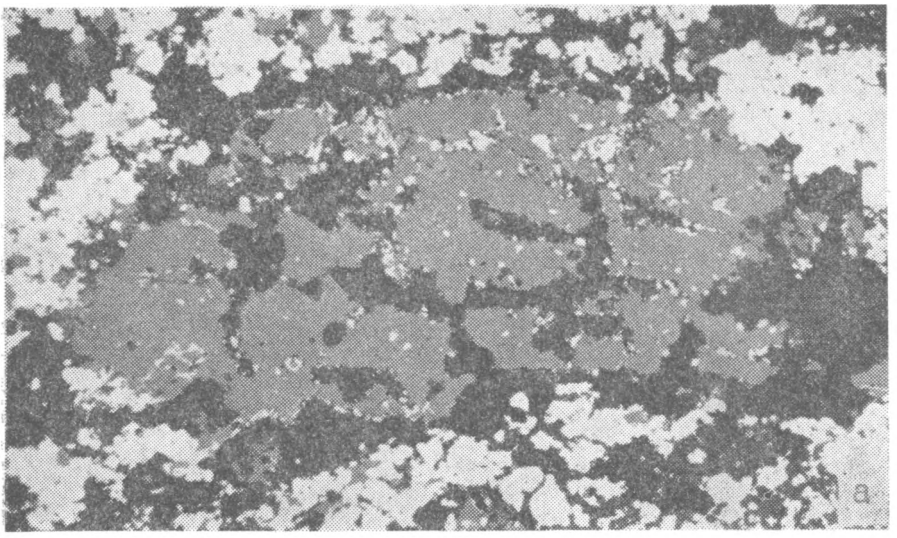


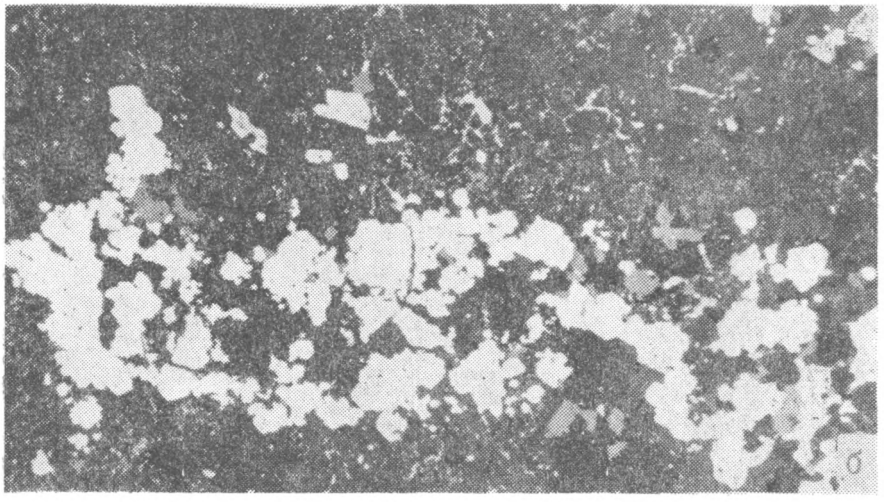
Рис. 47. **Угольные реплики со сколов сфалерита**

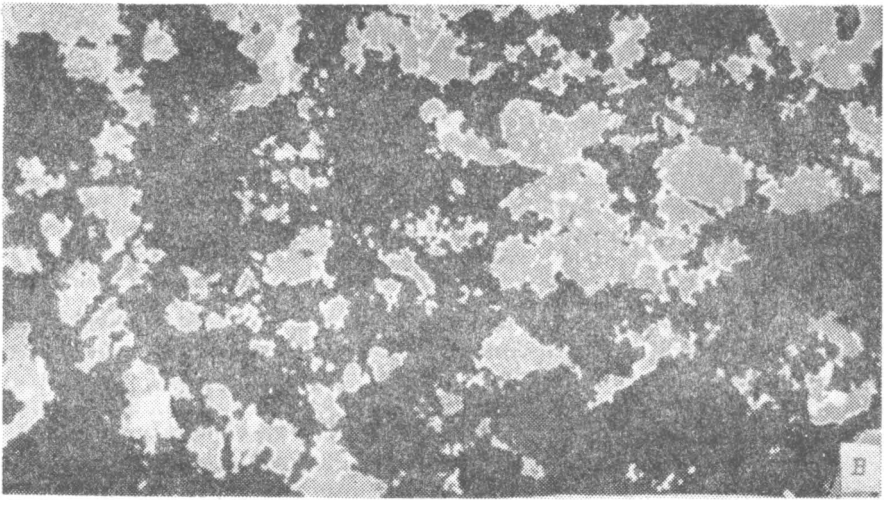
а — деформированный сфалерит, переполненный включениями; *б, в* — формы микровключений в сфалерите: колломорфные — деревянистое олово, кристаллическизернистые — пирит (электронный микроскоп)

Околорудные изменения вмещающих пород слабые. Иногда в контактах отмечаются хлоритизация, серицитизация и окварцевание. Изредка встречаются поздние нитевидные прожилки пирита и кальцита, рассекающие колчеданно-полиметаллические руды. Вблизи рудных тел обычно наблюдаются маломощные геохимические ореолы.

Зона окисления развита до глубины 20 м. Она характеризуется яркой желтовато-бурой окраской. В ней кроме гидроокислов железа выяв-


а


б


в

лены ванадинит, вульфенит, миметезит, пироморфит. Химическими и спектральными анализами в рудных телах на поверхности установлены еще Cd, Mo, Co, Cr, In, P.

Месторождение заслуживает дальнейшего изучения.

Кремнисто-карбонатно-баритовая медно-свинцово-цинковая формация (атасуйский тип)

Проявления этой формации многочисленны и широко развиты на северо-западном фланге Чу-Илийского рудного пояса, в грабен-синклинальных структурах: Кильжирской, Коксайской, Сарыозекской, Аштыкской, Коктасской, Мийкайнарской. Промышленное значение формации, генотипом которой является полиметаллическое оруденение Атасуйского района, весьма велико и перспективы соответствующих проявлений и включающих их рудных зон значительны.

Оруденение приурочено к двум ассоциациям вулканогенно-осадочных пород: углисто-глинисто-кремнисто-карбонатным толщам фаменского возраста, а также к нижним горизонтам известняковой толщи фамена при переходе ее в известняково-терригенную красноцветную толщу верхнего франа, включающую горизонты липаритовых туфолав.

Проявления этой формации по особенностям рудообразующего процесса относятся к комбинированным (по В. И. Смирнову) объектам, формировавшимся в два этапа: ранний, гидротермально-осадочный, и наложенный на него гидротермально-метасоматический. Толщам, вмещающим оруденение I этапа, свойственна заметная кремнистость (прослои и линзы яшм, горизонты кремней, кремнистых сланцев, джеспилитов), косвенно подтверждающая наличие синхронной ему вулканической деятельности. Полиметаллическая минерализация тяготеет к устойчивым стратиграфическим уровням и часто пространственно совмещена с железо-марганцевым оруденением. Руды II этапа, определяющие промышленную ценность месторождений этой формации, наложены на седиментные и пространственно с ними совмещены. Временно́й интервал между этапами относительно невелик. Формированию руд II этапа предшествовало складкообразование, которое определило появление благоприятных для рудоотложения структур *. Ведущая роль в рудолокализации принадлежит продуктивным стратиграфическим уровням и складчатым структурам. Руды II этапа образуют мощные пластообразные и линзообразные тела, седловидные и сложные седловидные залежи, которые представляют собой в различной степени баритизированные породы с вкраплениями и гнездами сульфидов, среди которых преобладает галенит. Текстура руд гнездово- и прожилково-вкрапленная, брекчиевая, полосчатая, унаследованная, массивная. Изменения вмещающих пород — альбитизация, калишпатизация, окварцевание, серицитизация, хлоритизация. Руды свинцовые, медно-свинцово-цинковые.

Отмечается ассоциированность полиметаллических и железо-марганцевых месторождений с продуктами андезито-базальтоидного вулканизма, приуроченность к единым грабен-синклинальным структурам, формировавшимся в зонах долгоживущих глубинных разломов. Характерна близость во времени процессов рудообразования и вулканизма,

Рис. 48. **Минеральные ассоциации руд (Такырное)**

а — крупное включение сфалерит (серое)-карбонатного (черное) состава в мелко-равномернозернистой пирит-арсенопирит-сфалеритовой руде (белое); *б* — гнездо мелко-равномернозернистой сфалерит-пиритовой руды (белое) в известняке с эмульсией и тонкими просечками галенита (темно-черно-серое окружение); *в* — равномерная вкрапленность сфалерита (светло-серое) с каемкой галенита (белое) в кварц-карбонатной массе

* Предположение не доказано. — *Прим. ред.*

общность геохимической специализации вулканитов, кремнисто-карбонатных пород и руд. Выделены четыре минеральных типа, представители которых описываются ниже.

Галенитовый тип

Георгиевское рудное поле

Рудное поле находится к северо-западу от ст. Кашкантениз. Участок располагается в зоне сочленения Чу-Илийского антиклинория и Западно-Балхашского синклинория — в полосе развития глубинного северо-западного Балхашского разлома, который здесь пересекается регионально выраженным северо-восточным глубинным разломом. Этот поперечный разрыв фрагментарно проявлен как в структурах Прибалхашья, где он получил название Георгиевского разлома, так и южнее — в структурах Чу-Сарысуйской депрессии и хр. Каратау, где он известен как Кызылкольский глубинный разлом.

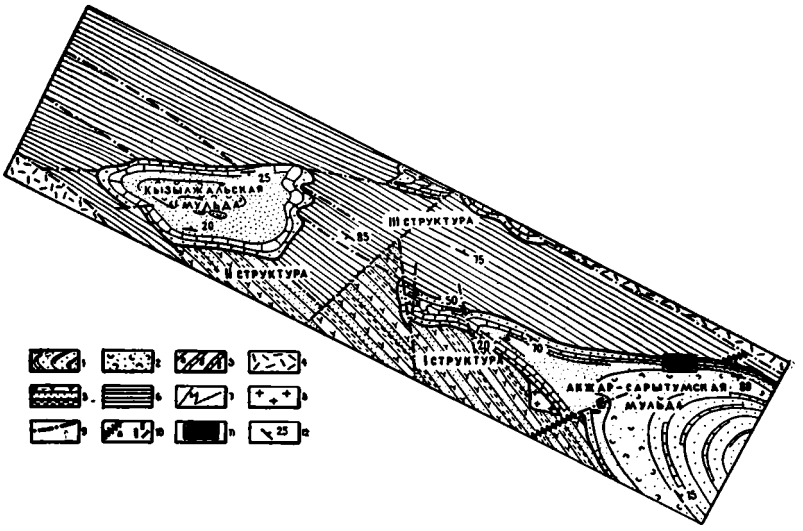


Рис. 49. **Георгиевское рудное поле. Схема геологического строения** *(по материалам С. Б. Бакирова, В. И. Волобуева, В. А. Алексеева, И. И. Кондрашенкова, Э. Е. Кацнельсона и др.)*

1 — нижний — средний визе: песчаники с маломощными прослоями известняков; *2* — верхний турне: окремненные аргиллиты, красноцветные песчаники с редкими прослоями известняков; *3* — нижний турне: толща красноцветных и зеленовато-серых песчаников и алевролитов *(а)*, рудоносный известняково-алевролитовый горизонт *(б)*, базальные красноцветные конгломераты и песчаники *(в)*; *4* — средний девон, угузтауская свита — липаритовые порфиры и их туфы, туфопесчаники; *5* — нижний девон — конгломераты, песчаники, алевролиты, липаритовые порфиры и их туфы; *6* — верхний силур — конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки; *7* — интрузивные тела порфиритов, монцонитов; *8* — гранит-порфиры и мелкозернистые граниты; *9* — разрывные нарушения; *10* — региональные зоны окварцевания *(а)*, кварц-барит-полиметаллические жилы *(б)*; *11* — Акжар-Сарытумское месторождение марганца; *12* — элементы залегания пород

Рудное поле включает три разобщенные рудовмещающие синклинали, получившие здесь название I, II и III структур (рис. 49). Площади их от 2 до 22 км^2, сложены они карбонатно-терригенными породами нижнекаменноугольного возраста. Магматизм проявлен единичными мелкими интрузиями девонских гранит-порфиров и мелкозернистых гранитов.

Среди каменноугольных отложений известны редкие дайки и силлообразные залежи диабазового, диоритового и монцонитового состава. Жильная минерализация здесь разновозрастная: ранняя — редкометальная, выражена грейзенами и жилами высокотемпературного кварца; поздняя — полиметаллическая, представлена зонами окварцевания, кварцево-баритовыми и флюорит-кварцевыми жилами (Жуков, 1954).

В крыльях герцинских синклиналей выходит нижнетурнейская пестроцветная известняково-песчаниковая толща мощностью 200—400 м, в нижней части которой известняковые горизонты несут полиметаллическое оруденение. Выше со значительным несогласием размещается преимущественно красноцветная песчаниковая толща верхнего турне. Мощность ее достигает 250 м.

Рудоносный известняково-алевролитовый горизонт, мощность которого составляет 17,5—40 м, имеет в основании базальные красноцветы (мощностью 15—70 м), перекрывающие размытые силуродевонские структуры. Он представлен ритмичным переслаиванием пластов темно-серых и серых, обычно массивных известняков с красноцветными алевролитами. Два нижних пласта известняка несут тонкую сульфидную вкрапленность (преобладает галенит). Они представляли собой основной объект изучения.

Рудовмещающие известняки характеризуются переменной мощностью: первый пласт — 0,5—6,9 м, второй — 1,0—7,5 м. От вышележащих известняков они отличаются темно-серой окраской, зернистой структурой. Примесь в них терригенного материала незначительна, многочисленны обломки мшанок, брахиопод, фораминифер, повсеместны мелкие включения пирита, а также галенита, максимум вкрапленности которого отмечается в нижней трети пластов известняков.

Особенностью оруденения является почти мономинеральный галенитовый состав руд. Этот минерал встречается в виде отдельных зерен, а также мелкокристаллических агрегативных выделений прожилковой, линзовидной и неправильной гнездообразной формы. Размеры рудных зерен 0,01—2,0 мм, агрегативные скопления достигают 1—1,5 см. Основной текстурой руд является вкрапленная, редки проявления петельчатой, цементной и колломорфной. Наиболее развиты структуры аллотриоморфно- и гипидиоморфнозернистые. Помимо галенита в незначительных количествах отмечаются пирит, сфалерит, халькопирит, псиломелан. Характерно обособление галенита в стилолитовых швах, замещение им зерен кальцита, иногда включений пирита. Границы галенита со сфалеритом и халькопиритом обычно не несут следов разъедания. Весьма редки в рудах халькозин, тетраэдрит, гематит. Жильные минералы представлены кальцитом, кварцем, флюоритом, баритом. Минералы зоны окисления — церуссит, вульфенит, англезит, малахит, азурит, ковеллин, пироморфит, миметезит, гидроокислы железа и марганца, монтмориллонит, халцедон, гипс.

Кроме пластовой галенитовой вкрапленности в юго-восточной части I структуры среди нижнетурнейских отложений юго-западного крыла известна серия кварцевых и кварц-баритовых жил, сопряженных с крупным северо-восточным разломом, протягивающимся более чем на 10 км от Каибского гранитного массива до Акжар-Сарытумской мульды. Мощность жил 0,5—3 м, протяженность 15—25 м. В них присутствует неравномерная вкрапленность галенита и вторичных рудных минералов — вульфенита, малахита. В северо-восточном крыле мульды, куда протягивается разлом, известно марганцевое Акжар-Сарытумское месторождение, залегающее стратиграфически выше полиметаллического оруденения, в красноцветной песчаниковой толще.

Северо-западная часть I структуры разбита серией север-северо-за-

падных разрывов, резко нарушающих залегание слагающих ее пород (рис. 50). Этот участок отличается сложным складчатым рисунком, рудоносность его заметно выше, чем расположенной юго-восточнее основной и сравнительно просто построенной части I структуры. Мощность прослоев рудоносного известняка здесь максимальная, окраска темно-серая до черной. В сторону Акжар-Сарытумского месторождения мощ-

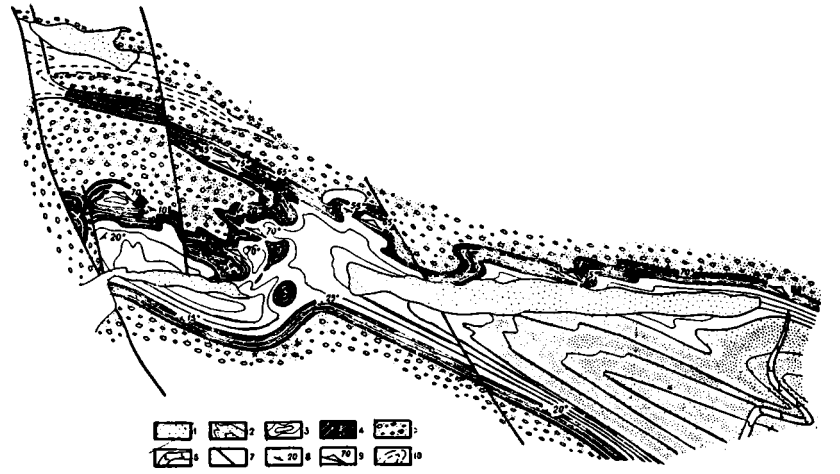


Рис. 50. **Первая структура Георгиевского рудного поля. Схема геологического строения**

1 — пролювиальные глины и суглинки; *2—5* — нижнетурнейские отложения: *2* — красноцветные алевролиты и песчаники, *3* — светлые пелитоморфные известняки с прослоями красноцветных алевролитов, *4* — рудоносные кристаллические известняки, *5* — красноцветные песчаники и конгломераты; *6* — диоритовый порфирит; *7* — разломы; *8* — элементы залегания пород; *9* — кливаж; *10* — рудоносные известняки на закрытых площадях

ность его постепенно уменьшается, окраска светлеет, появляется вкрапленность медных и марганцевых минералов, галенит практически исчезает. В районе марганцевого месторождения мощность рудоносных известняков незначительна — 0,5 м, широко проявлено их окварцевание и осветление, часты мелкие включения гидроокислов марганца; галенит отсутствует.

Образование как свинцового, так и марганцевого оруденения Георгиевского рудного поля было обусловлено гидротермально-осадочными процессами — подобно сингенетичному оруденению месторождений атасуйского типа.

Перспективы Георгиевского рудного поля пока неясны. По-видимому, сингенетичное вкрапленное оруденение в известняках непромышленное. Требуется продолжение исследований по поиску рудоносных структур с наложенным гидротермально-метасоматическим оруденением.

Аштык-Сарыозекская рудная зона

Аштык--Сарыозекская зона свинцово-цинковой минерализации приурочена к Акшагат-Кенказганской тектонической зоне и занимает в ней срединное положение. Центральная часть ее удалена от месторождения Кенказган к северо-западу на 45 км. На юго-востоке описываемая зона пространственно совпадает с Аштыкской грабен-синклиналью, на северо-западе — с Сарыозекской мульдой. Первая выполнена терригенными красноцветными отложениями дайринской свиты верхнего девона и до-

ломито-известняковой толщей верхнефаменского подъяруса, разрез второй надстраивается и завершается глинисто-карбонатными осадками турне. Мощность дайринской свиты в обеих структурах не превышает 100 м, неполная мощность верхнего фамена в Аштыкской грабен-синклинали — 450—500 м. Разрез глинисто-карбонатной формации Сарыозекской мульды сокращен: верхнефаменский подъярус имеет мощность 250 м, турнейский — 300 м. Породы интенсивно дислоцированы.

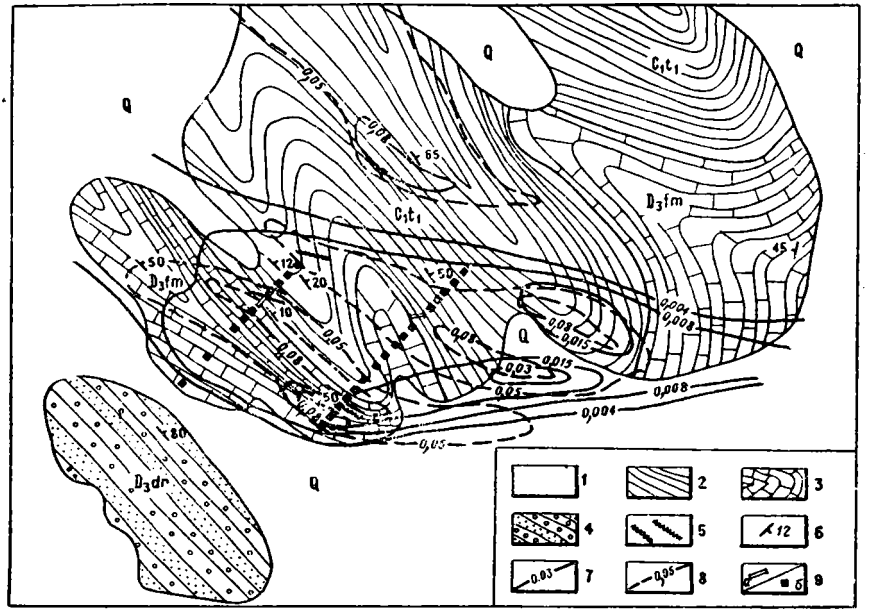


Рис. 51. **Схема геологического строения рудопроявления Бестау Западное** *(по И. И. Кондрашенкову)*

1 — четвертичные суглинки; *2* — переслаивание известняков, мергелей и алевролитов; *3* — серые массивные известняки фамена; *4* — верхний девон нерасчлененный, дайринская свита: переслаивание красноцветных конгломератов, гравелитов и песчаников; *5* — кварцевые жилы; *6* — элементы залегания; *7* — изолинии концентраций (вес. %) свинца во вторичных ореолах рассеяния; *8* — то же, цинка; *9* — горные выработки: *а* — канавы, *б* — шурфы

В пределах Аштыкской грабен-синклинали известны пять свинцово-цинковых рудопроявлений (Аштык, № 1, № 5, Орлиный и Северный). В Сарыозекской мульде установлены три проявления полиметаллической минерализации — Бестау, Бестау Западное и Карасуозек. Все полиметаллические объекты приурочены к верхнефаменским и нижнетурнейским отложениям. Кроме того, на юго-востоке и северо-западе Аштыкской грабен-синклинали в гранитоидах Мунлинского массива и туфах коктасской свиты нижнего — среднего девона, в непосредственной близости от тектонического контакта с доломито-известняковой толщей, известны два рудопроявления свинца и цинка другой формации. Крайние пункты полиметаллической минерализации Аштык и Карасуозек удалены друг от друга на 35 км.

Рудопроявление *Бестау Западное* (рис. 51) приурочено к юго-восточному центриклинальному замыканию Сарыозекской верхнедевонско-нижнекаменноугольной мульды. Терригенно-карбонатная толща фамена — турне представлена серыми и темно-серыми кристаллическими известняками, доломитовыми известняками и доломитами, а также известковистыми аргиллитами и алевропелитолитами. Она смята в узкие

складки северо-западного простирания, крылья которых осложнены согласными внутриформационными разрывными нарушениями. Рудная минерализация приурочена к зонам таких нарушений и слоям глинисто-алевролитовых пород.

На юге площади над доломито-известняковой толщей фамена и отчасти над глинисто-карбонатной нижнетурнейской выявлен комплексный вторичный рудный ореол площадью 450×500 м. Содержания рудных компонентов невысокие.

Рудопроявление *Аштык* расположено юго-восточнее рудопроявления Бестау Западного и занимает крайнее южное положение в Аштык-Сарыозекской зоне. Приурочено оно к сильно дислоцированным известнякам, доломитам верхнефаменского подъяруса. Общее простирание толщи северо-западное. Вдоль меридиональных разломов, оперяющих сброс северо-западного направления, развиты интенсивные омарганцевание и окремнение пород, которые сопровождаются вкрапленной свинцово-цинковой минерализацией. Выделены две субпараллельные зоны протяженностью 280 и 300 м с видимой шириной до 100 м. В восточной зоне наметились два рудных тела мощностью в первые метры, содержащих (%): Pb — 0,1—0,3, Zn — 0,03—0,1, Mn — 1—3, Co — 0,06—0,1, Ba — 0,3—0,6 и Sr — 0,1—0,3. Близкие приведенным содержания рудных элементов установлены в штуфных пробах из омарганцованных карбонатных пород близ локальных разломов и в ядрах мелких складок.

Все рудопроявления находятся в начальной стадии изучения. Благоприятные геологические особенности зоны, широкое распространение потенциально рудоносных терригенно-карбонатных отложений фаменского и турнейского ярусов, высокая насыщенность зоны рудными объектами, а также географическая близость к Каражал-Жайремскому горнорудному узлу позволяют выдвинуть ее как объект поисково-разведочных работ.

Рудопроявление Сарытау

Рудопроявление находится юго-восточнее рудника им. Джамбула и приурочено к северо-восточному крылу Караобинской мульды.

Свинцовая минерализация (галенит, англезит, церуссит) развита в известняках фамена и липаритовых порфирах жаксыконской свиты среднего — верхнего девона, контактирующих по тектонической зоне. По простиранию оруденение прослежено на 450 м, по падению — на 50 м, мощность минерализованных пород 4—12 м. Содержания свинца около 1%. В руде присутствуют также цинк, медь, барий. Тип оруденения прожилково-вкрапленный. Значительные размеры рудной зоны и благоприятная геологическая обстановка позволяют рассчитывать на значительные масштабы оруденения. Локализация богатых руд наиболее вероятна на участках флексур, в зонах повышенной трещиноватости известняков и в тектоническом контакте их с вулканитами. На участке рекомендуется постановка глубокого поискового бурения.

Галенит-сфалеритовый тип

Рудопроявление Жанатас

Рудопроявление находится к югу от г. Жайрем. Это первый объект новой рудоносной структуры, установленной в результате буровых работ 1976—1977 гг. в 25—30 км к юго-западу от Аштык-Сарыозекской зоны.

Полиметаллическая минерализация приурочена (рис. 52, 53) к осадочным породам фаменского возраста ранее неизвестной наложенной

мульды, названной Коксайской. В ее разрезе выделяются три пачки (снизу вверх): красноцветная песчано-конгломератовая, несогласно залегающая на вулканогенно-осадочной толще жаксыконской свиты и относящаяся, вероятно, к дайринской свите (мощность 100—120 м); рудоносная песчано-алеврито-известняковая, представленная переслаиваю-

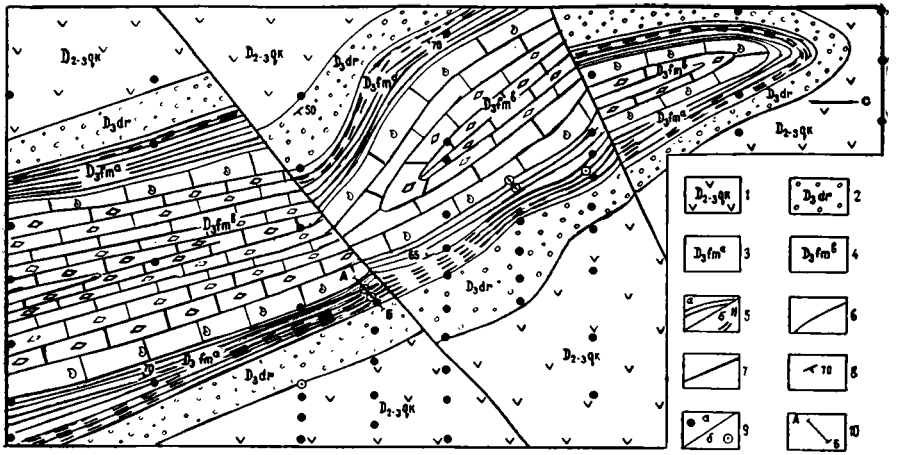


Рис. 52. **Геологическая схема рудопроявления Жанатас** *(по И. И. Кондрашенкову)*

1 — жаксыконская свита — андезитовые порфириты и их туфы, туфогенные песчаники; *2* — дайринская свита — бордовые, бордово-красные вулканомиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники; *3* — фаменский ярус, нижняя (рудная) пачка: переслаивание темноцветных известняков, глинистых и доломитистых известняков и мергелей, бордовых и бордово-вишневых песчаников, алевропесчаников с прослоями и линзами туфопесчаников; *4* — фаменский ярус, верхняя (надрудная) пачка: доломитовые известняки, доломиты, внизу — пачки органогенно-детритовых известняков и седиментационных брекчий; *5* — рудные тела — известняки с вкрапленной сульфидной минерализацией: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *6* — границы толщ и пачек; *7* — разрывные нарушения; *8* — элементы залегания; *9* — скважины картировочные *(а)*, поисковые *(б)*; *10* — линия геологического разреза

щимися красноцветными песчаниками (90—140 м); надрудная известняково-доломитовая (250—300 м). Протяженность структуры в изученной части около 7 км, ширина 1,5—2 км, глубина предположительно не менее 1 км. На северо-западе мульда замыкается, а на юго-востоке, под рыхлыми отложениями, протягивается на 10—12 км и, возможно, больше. Изученное северо-восточное крыло структуры имеет крутое (50—80°) юго-западное падение; юго-западное — более пологое. Мощность рыхлых отложений, перекрывающих породы палеозоя на всей площади мульды, колеблется от 4—5 до 40—60 м.

В северо-восточном крыле структуры оруденение изучено по трем пересечениям, крайние из которых удалены одно от другого на расстояние 1,7 км. По падению оно прослежено максимально до 200 м. В каждом из пересечений установлено от 2 до 6 горизонтов оруденелых известняков и известковистых доломитов с видимой галенитовой минерализацией мощностью от 2 до 12 м.

Рудные тела относятся к линзопластовому согласному типу, структура руды тонковкрапленная и мелкогнездово-прожилковая. Главные минералы — галенит, сфалерит, пирит, второстепенные — блеклые руды, халькопирит, халькозин. Содержания полезных компонентов — свинца, цинка, меди, серебра — низкие.

Рудопроявление Жанатас и Коксайская мульда в целом, как и прилегающие к ней аналогичные структуры, заслуживают постановки специальных поисково-оценочных геологических и геофизических работ.

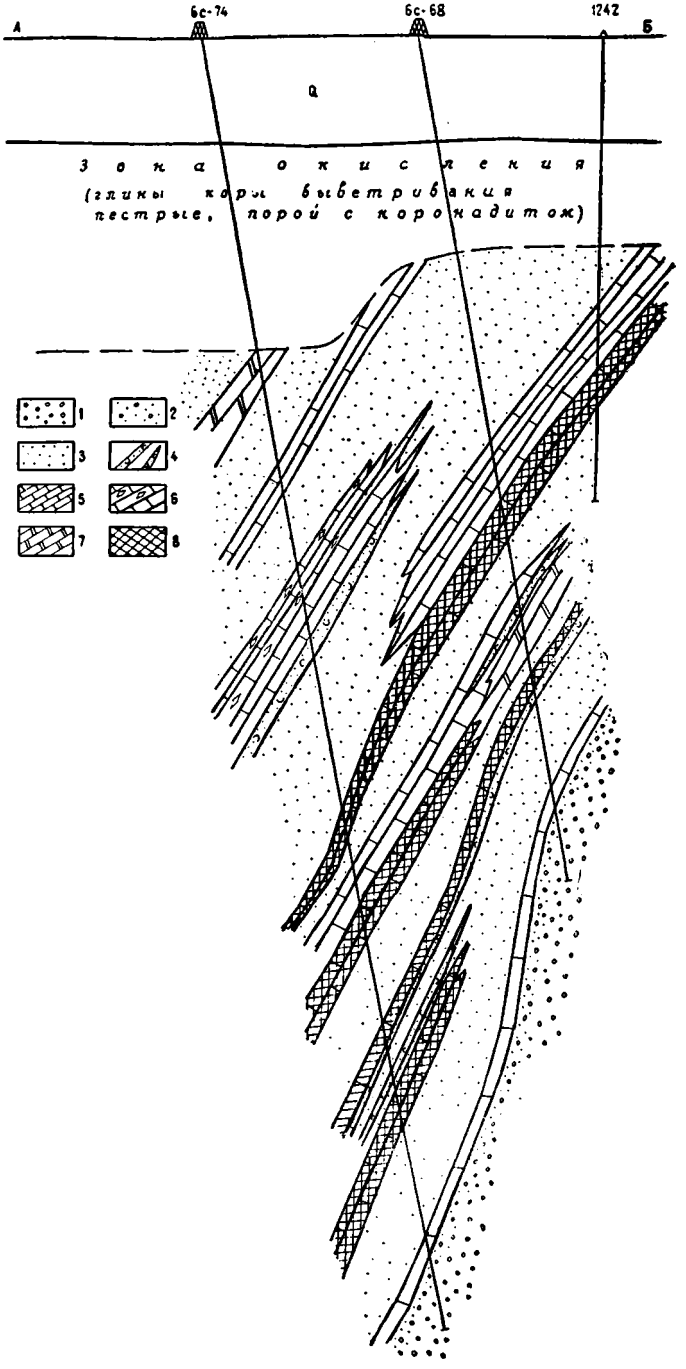


Рис. 53. **Рудопроявление Жанатас. Геологический разрез по линии АБ** *(по И. И. Кондрашенкову)*

1 — конгломераты и гравелиты красноцветные; *2* — песчаники красноцветные; *3* — песчаники, алевропесчаники и алевролиты красноцветные, массивные и тонкослоистые; *4* — песчаники и алевропесчаники светло-зеленые, туфогенные; *5* — известняки массивные и тонкослоистые; *6* — известняки доломитистые; *7* — мергели и алевритистые мергели; *8* — рудные пласты — известняки с вкрапленностью сульфидов

Рудопроявление Кыпшак

Рудопроявление расположено на северо-западе Сарытау-Карасайской зоны, северо-западнее рудника им. Джамбула. Открыто в 1975 г., приурочено к тектоническому контакту между доломито-известняковой толщей фамена и песчано-конгломератовыми отложениями красноцветной дайринской свиты фамена — франа (рис. 54). Разлом имеет север-северо-западное направление и сечет под острым углом слоистость пород, падение его юго-западное под углами 40—45°.

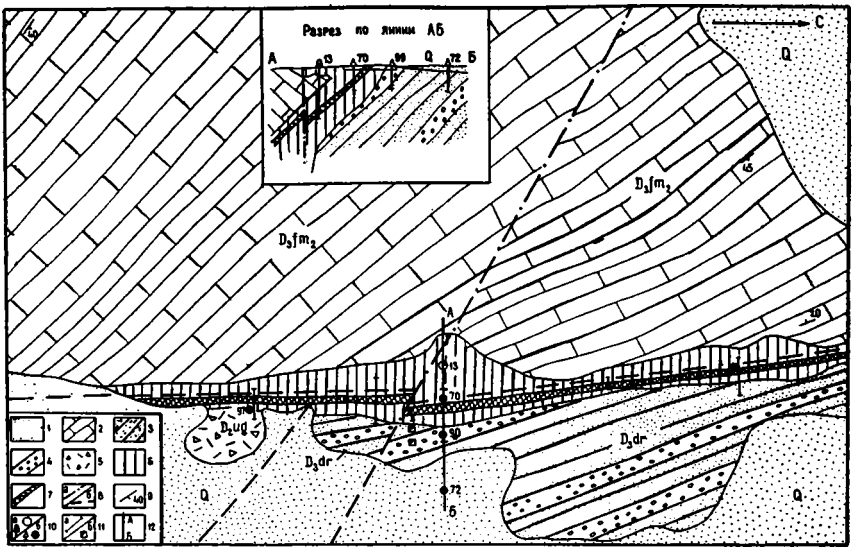


Рис. 54. **Схема геологического строения рудопроявления Кыпшак** *(по И. И. Кондрашенкову)*

1 — четвертичные отложения: суглинки, супеси; *2* — известняки и доломиты верхнефаменского подъяруса; *3* — песчаники красноцветные дайринской свиты верхнего девона; *4* — то же, и конгломераты; *5* — туфы и лавобрекчии липаритов угузтауской свиты среднего девона; *6* — кора выветривания; *7* — окисленные свинцово-цинковые руды; *8* — нарушения: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *9* — элементы залегания; *10* — скважины и их номера: *а* — поисковые, *б* — картировочные; *11* — горные выработки: *а* — канавы, *б* — шурфы; *12* — линия геологического разреза

Содержания свинца и цинка в окисленных рудах достигают 1%, в единичных пробах установлены высокие концентрации редких земель, церия, лантана, иттрия и иттербия. На глубину (до 80 м) оруденение изучено одиночными скважинами, в интервале 60—68 м пересечены окисленные руды с содержаниями свинца и цинка до 1—1,5%. Видимая мощность зоны минерализации 15—40 м, длина более 1,2 км. На обоих флангах она перекрыта рыхлыми отложениями. Зона сопровождается комплексными вторичными ореолами свинца, цинка, бария и марганца, а также геофизическими аномалиями.

На рудопроявлении рекомендуется проведение поисково-оценочных работ с целью изучения оруденения на глубину и на флангах.

Рудопроявление Ескикудук

Рудопроявление расположено в юго-западном борту Мийкайнарской мульды к юго-востоку от месторождения Кенказган. На участке рудопроявления крыло мульды совпадает с зоной Акшагат-Кенказганского

глубинного разлома, скрытой под верхнедевонскими — нижнекаменноугольными отложениями. Рудовмещающая фамен-турнейская толща отличается большой мощностью (свыше 1 км) и представлена переслаивающимися известняками, кремнистыми породами, мергелями. Нижняя, фаменская часть разреза обогащена доломитами. Здесь среди известняков и доломитов, в 100—120 м от кровли франских красноцветов, обнаружена прожилково-вкрапленная галенит-сфалеритовая минерализация в горизонте переменной мощности — от первых метров и до 100 м. Объект изучен недостаточно.

Галенит-сфалерит-халькопиритовый тип

Сасырлы-Кенказганская рудная зона расположена на северо-западном фланге пояса, южнее Жаильминской структуры. В ее пределах известны полиметаллические объекты: месторождение Кенказган, рудопроявления Ефимовское, Бузылган, Ескикудук, Шойнтау и ряд других. Протяженность зоны около 60 км. На северо-западе она переходит в Аштык-Сарыозекскую рудную зону. В целом она приурочена к зоне долгоживущего глубинного Акшагат-Кенказганского разлома.

Месторождение Кенказган

Месторождение Кенказган находится к югу от г. Каражал, было известно в древности; расположено на западном замыкании Мийкайнарской мульды, в юго-западном борту (рис. 55). Рудовмещающая осадочная толща непосредственно прилегает к девонской вулканической структуре, сложенной микрогранитами, а также пузырчатыми липаритовыми лавами и средне-верхнедевонской стратифицированной вулканогенной толщей.

На участке месторождения фундамент мульды сложен экструзивными грубофлюидальными пузырчатыми лавами липаритовых порфиров. Отличает их высокая насыщенность кремнеземом в основной массе породы, в минеральном выполнении лавовых пузырей, а также в виде густой сети мелких кварцевых прожилков. На обращенном к месторождению фланге экструзивной залежи в материале, выполняющем пузыри, появляется кристаллический барит, порой в значительных количествах.

Осадочный разрез юго-западного крыла мульды в пределах месторождения начинается красноцветными конгломерат-песчаниковыми отложениями франского яруса мощностью до 100 м. Выше по разрезу они переходят в тонкослоистые красноцветные, пестрые и темно-малиновые туфопесчаники и туфы, включающие маломощные горизонты известняков, а в верхней своей части — залежь сильно окремненных туфолав липаритового состава. В верхней части толщи (мощность 50—250 м), как в туфах, так и в некоторых прослоях известняков, обнаружены проявления небогатой стратиформной полиметаллической минерализации.

Вышележащий верхнефаменский карбонатный горизонт, несомненно, отличается резко несогласными соотношениями с отложениями конгломерат-песчаниковой свиты. Для этого горизонта в юго-западном крыле мульды характерно в общем ровное, не нарушенное залегание. В осевой ее части им сложены складки облекания, килевидные, крутые изометричные, а в северо-западном крыле — коленообразные структуры облекания тектонических уступов, сформировавшихся здесь во франское время.

В подошве карбонатной толщи, на контакте с горизонтом темно-малиновых туфопесчаников и туфов, повсеместно развиты гипергенные кремни и кремнистые брекчии, достигающие на поверхности мощности в первые десятки метров.

Карбонатная верхнефаменская толща вмещает рассеянное стратиформное полиметаллическое оруденение. Турнейский разрез отличается переслаиванием горизонтов кремнистых мергелей, алевролитов, известняков, песчаников. Завершается разрез сероцветными терригенными отложениями визейского яруса. Общая мощность отложений Мийкайнарской мульды достигает 2500 м, на долю фамен-турнейской карбонатной части приходится 800—900 м.

Основой структуры района месторождения является глубинный Акшагат-Кенказганский разлом, заложение которого произошло, по-ви-

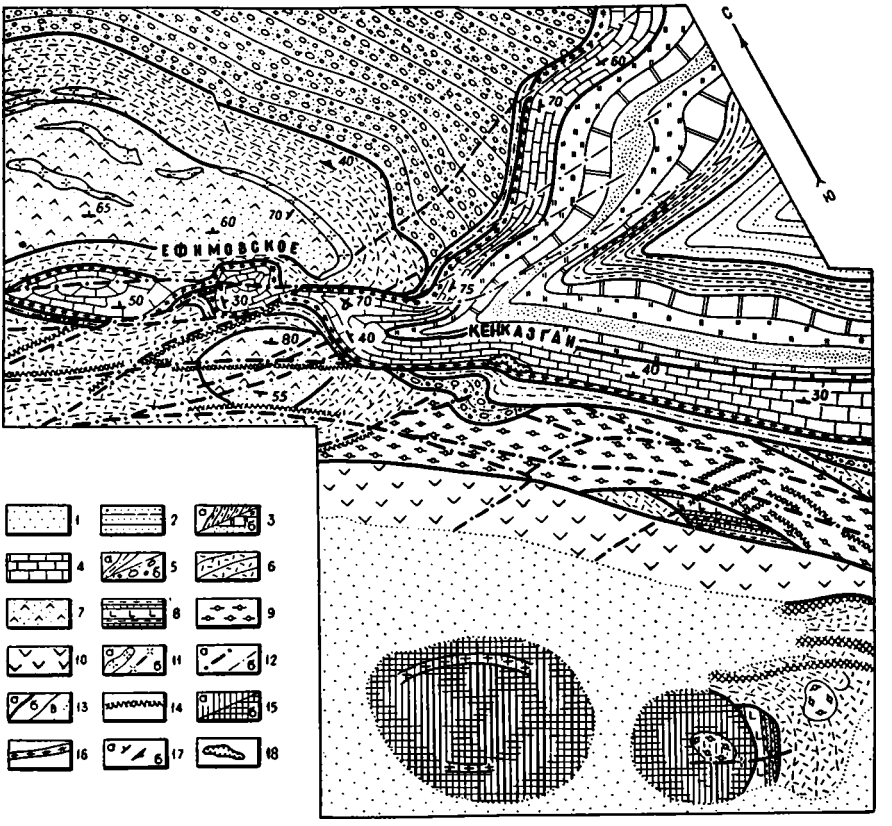


Рис. 55. **Рудное поле месторождения Кенказган** *(по В. А. Алексееву, Г. С. Гречкину, Н. А. Мамонтовой)*

1 — пролювиальные глины и суглинки; *2* — визе, нижний подъярус — зеленовато-серые песчаники; *3* — турне, верхний подъярус: *а* — кремнистые алевролиты, *б* — нижний подъярус — переслаивание известняков, кремнистых пород, песчаников; *4* — фамен, верхний подъярус: известняки, доломиты; *5* — фран, верхний подъярус: *а* — красноцветные алевро- и туфопесчаники с редкими прослоями туфолав, *б* — нижний подъярус: красноцветные валунные конгломераты; *6* — средний — верхний девон, жаксыконская свита, верхняя подсвита: туфы и туфолавы кислого состава, туфопесчаники; *7* — средний девон, жаксыконская свита, средняя подсвита: порфириты и их туфы; *8* — нижний девон, коктасская свита — порфириты, песчаники и алевролиты; *9, 10* — жерловые фации средне-верхнедевонского вулканизма: *9* — экструзивные пузырчатые лавы липаритовых порфиров, *10* — субвулканические альбитофиры; *11* — гранит-порфиры: *а* — силлообразные тела и *б* — дайки; *12* — разломы *(а)* и сопряженные с ними более молодые трещины *(б); 13* — контакты крупных *(а)* и мелких *(б)* геологических тел, границы современных рыхлых отложений *(в); 14* — зоны интенсивного окварцевания; *15* — вторичные кварциты: *а* — кварц-серицитовые, *б* — монокварциты; *16* — гипергенное окремнение в подошве известняково-доломитового горизонта; *17* — элементы залегания пород *(а)* и флюидальности *(б); 18* — контуры древнего карьера

димому, в конце нижнедевонского времени. Сама же мульда структурно оформилась в верхнефранское — нижнефаменское время.

Непосредственно на месторождении ряд исследователей выделяет в качестве рудоконтролирующей и рудовмещающей структуры так называемый Кенказганский сброс (у части авторов — надвиг) — зона брекчий, фрагментарно проявленная между породами фамена и подстилающими их отложениями.

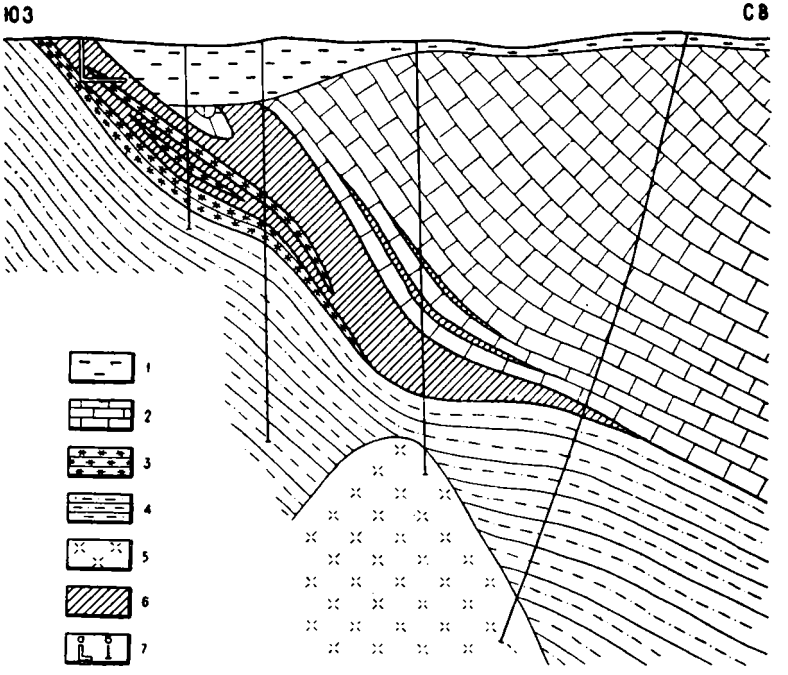


Рис. 56. **Месторождение Кенказган, геологический разрез**

1 — кора выветривания; *2, 3* — фаменский ярус, верхний подъярус: *2* — известняки и доломиты, *3* — гипергенные кремни в подошве горизонта; *4* — франский ярус, верхний подъярус: красноцветные туфопесчаники и туффиты с редкими прослоями известняков и кислых туфолав; *5* — верхнедевонские (?) граносиенит-порфиры; *6* — рудные тела; *7* — разведочные выработки: *а* — глубокие шурфы и *б* — скважины

На месторождении Кенказган минерализованы известняки фамена, верхнефранские туфогенные породы и содержащиеся в них прослои известняков и туфолав, а также тектонические брекчии в подошве фаменских известняков. Выделяются три сравнительно крупных рудных тела. Рудное тело № 1 прослежено по простиранию на несколько сотен метров, его средняя мощность 7,5 м (от 25 до 2 м). На глубине 100—150 м оно выклинивается, замещаясь слабоминерализованной тектонической брекчией (возможно, смещено). Значительная его часть залегает непосредственно в зоне брекчированного контакта фран-фаменских отложений (рис. 56). В центральной части рудное тело свинцово-медное, на флангах — свинцовое.

Рудное тело № 2 расположено в висячем боку первого, в туфах и туфолавах верхнефранского возраста. Его параметры: 220 м по простиранию, средняя мощность 5 м. Состав руд свинцово-медный. Рудное тело № 3 является северо-западным продолжением первого, залегает в известняках и по отношению к ним согласное. По падению прослежено на 170 м, средняя мощность 2,5 м. Руды цинково-свинцовые.

Все три тела имеют вид уплощенных линз со сменяющейся мощностью. На месторождении известен еще ряд мелких рудных тел. Они остаются практически не изученными. В целом первичная полиметаллическая минерализация прослежена до глубины 440 м. Сульфидные руды бедные.

Главными полезными компонентами являются медь и свинец, второстепенным — цинк, сопутствующими — мышьяк, сурьма, кадмий, серебро. Выделяются два типа руд — окисленные и сульфидные. Главные рудные минералы зоны окисления, развитой на месторождении до глубины 50—100 м, — малахит, азурит и хризоколла, меньше распространены куприт и церуссит, эпизодически — медистый галлуазит, конихальцит, самородная медь, пироморфит, вульфенит, смитсонит, псиломелан и пиролюзит. Наряду с рудами зоны цементации, проявленной нечетко, изученной крайне слабо и в составе которой главную роль играют вторичные халькозин, борнит и ковеллин, руды зоны окисления представляли основную ценность месторождения и в древности были в значительной степени отработаны.

В первичных сульфидных рудах наиболее распространен пирит, образующий густую вкрапленность, переходящую иногда в почти сплошные колчеданные залежи. Другие сульфиды отмечаются лишь в виде рассеянной минерализации как в брекчиях (совместно с пиритом), так и в дробленых известняках (халькопирит, галенит, сфалерит). Редко в первичных рудах отмечается марказит, очень редко — теннантит. Доля сульфидов меди и свинца составляет соответственно 10 и 20%. Из жильных минералов присутствуют кальцит, кварц, барит. Вкрапленные сульфидные руды пересекаются прожилками кварца и кальцита, содержащими те же сульфиды. По масштабности проявления вкрапленные руды играют главную роль, прожилковые — второстепенную.

В целом нужно отметить, что оруденение месторождения Кенказган несет признаки как сингенетичного, так и гидротермально-метасоматического рудообразования. Участок богатого оруденения (древний карьер) структурно приурочен к флексурообразной складке, сформировавшейся на уступе верхнефранской конседиментационной впадины.

Несмотря на продолжительную историю изучения месторождения, окончательной промышленной оценки оно не получило. Необходимо продолжить здесь детальные работы в целях прослеживания рудных тел по простиранию и падению, особенно на участках локальных гравиметрических аномалий, природа которых может оказаться рудной.

Рудопроявление *Ефимовское* находится к северо-западу от месторождения Кенказган. Руды здесь выходят на поверхность и в древности разрабатывались. По геологической позиции оруденения и другим его характеристикам эти объекты идентичны.

Участок рудопроявления расположен в шовной части Акшагат-Кенказганского глубинного разлома и представлен изометричной синклиналью с крутым падением крыльев: от 30° на флангах до 70—80° и вертикального в центральной части складки. Сложена она верхнефаменскими известняками. В южном крыле и донной части ее встречены верхнефранские красноцветные и темно-малиновые туфогенные породы; в северном крыле они отсутствуют.

Оруденение охватывает интервал от низов известняковой толщи до подстилающих их фельзит-порфиров и совместно с гипергенными кремнями практически оконтуривает рудовмещающую складку. Мощность выходов оруденелых пород не превышает 10 м. Руды бедные, текстурно и минералогически аналогичны кенказганским. Несколько большее развитие имеют блеклые руды, азурит и конихальцит.

Рудопроявление Бузылган

Рудопроявление (рис. 57) расположено в зоне Акшагат-Кенказганского глубинного разлома, к северо-западу от месторождения Кенказган. Сложено порфиритами нижнего — среднего девона, туфами кислого состава среднего — верхнего (жаксыконская свита) и верхнего девона, известняками и известковистыми аргиллитами фаменского яруса. На юге за-

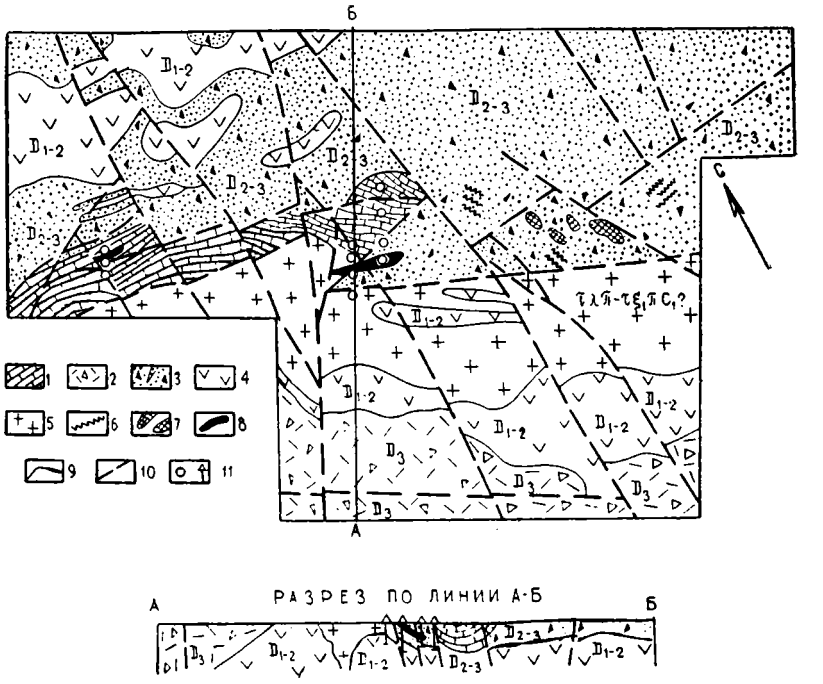


Рис. 57. **Схема геологического строения рудопроявления Бузылган** *(по Н. И. Кайшенову, И. М. Вафину, с изменениями)*

1 — известняки и известковистые сланцы фамена; *2* — туфы фельзитов верхнего девона; *3* — туфы липаритовых, липарито-дацитовых и дацитовых порфиров с линзами песчаников и туфопесчаников верхнего — среднего девона; *4* — андезитовые порфириты нижнего — среднего девона; *5* — граносиенит-порфиры экструзивные; *6* — кварцевые жилы; *7* — кварц-баритовые тела; *8* — рудные тела; *9* — геологические границы согласного и экструзивного залегания пород; *10* — разрывы; *11* — скважины

легает субвулканическое тело граносиенит-порфиров и трахилипаритовых порфиров послефаменского возраста, на востоке развиты кварцевые жилы, а также кварц-баритовые тела, которые имеют мощность 20—60 м и протяженность до 250 м.

На рудопроявлении выявлены две рудные залежи. Первая находится на северо-западе, в известняках фаменского возраста, и имеет согласное с вмещающими породами залегание — субширотное простирание и южное падение под углом 50—55°. Протяженность ее 230 м, мощность 3—10 м, по падению прослежена на 145 м. Содержание полезных компонентов (медь, свинец, цинк) в целом низкое. Вторая рудная залежь находится в центре участка. Простирание ее субширотное, падение к северу, углы 35—40°. Вмещающими породами служат туфы жаксыконской свиты и граносиенит-порфиры. По простиранию залежь прослежена на 540 м, по падению — на 180 м, мощность изменяется от 2 до 20 м, содер-

жания меди и свинца незначительны. Полиметаллическое оруденение здесь сопровождается молибденитовой минерализацией, которая не всегда пространственно совпадает с полиметаллической и остается слабоизученной, как и на Кенказгане.

Характер сульфидной минерализации прожилковый, прожилково-вкрапленный и мелкогнездовый. Главные минералы — галенит, халькопирит, молибденит, сфалерит. В зоне окисления развиты малахит, ковеллин, церуссит. Главные элементы руд — свинец, медь, цинк и, вероятно, молибден; сопутствующие — барий, серебро, мышьяк, сурьма, никель, кобальт и др. Околорудные изменения пород выражены слабо и заключаются в окварцевании, иногда в баритизации.

Рудопроявление Бузылган остается слабоизученным, в особенности в западной его части, где рудовмещающие фаменские породы перекрыты кайнозойскими отложениями. Участок исследований нужно расширить на запад и юго-запад. На участке второй залежи работы должны вестись с целью изучения и редкометального оруденения.

РТУТНЫЕ ФОРМАЦИИ

Наиболее интересные шлиховые находки киновари и коренные рудопроявления ртути тяготеют к крупным разломам, являющимся составными элементами Жалаир-Найманской зоны глубинных разрывных нарушений. Коренные выходы ртутной минерализации известны в основном в районе гор Коктас и Кызылсок на юге региона; на севере установлено лишь одно коренное рудопроявление.

Все известные проявления ртути Чу-Илийского рудного пояса относятся к группе монометальных (ртутных) гидротермальных низкотемпературных образований. Их можно отнести к двум рудным формациям: кварц-каолинит-серицитовой (вторично-кварцитовой) и кварц-карбонатной (Мулдагалиев, Розенков, 1977). К первой относятся рудопроявления Коктасского, Кызылсокского и Итаузского рудных полей, ко второй — рудопроявления Чавек и Актас.

Кварц-каолинит-серицитовая (вторично-кварцитовая формация)

Формация пространственно связана с участками развития вторичных кварцитов по эффузивам и туфам кислого и среднего состава. Наиболее характерна локализация ртутного оруденения в эндо- и экзоконтактовых частях субвулканических тел кварцевых порфиров. Рудные тела представляют собой гнезда, линзы и минерализованные зоны дробления. Размеры их обычно не превышают первых десятков метров по простиранию и падению при мощности от первых сантиметров до 1—2 м. Содержания ртути колеблются от сотых до десятых долей процента. Наиболее обогащенные участки приурочены к пересечениям и сопряжениям трещин. Основной рудообразующий минерал — киноварь, в резко подчиненном отношении отмечаются галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, марказит и др. Нерудные минералы представлены кварцем, каолинитом (диккитом), серицитом, хлоритом, альбитом, халцедоном, алунитом и др.

Коктасское рудное поле расположено юго-западнее ст. Чиганак. Оно приурочено к сочленению Жалаир-Найманской и Чуйской структурно-формационных зон. Геологический разрез начинается отложениями верхнего ордовика, инъецированными редкими пластовыми интрузиями диабазовых порфиритов. С угловым несогласием они перекрываются терригенной толщей нижнего девона с горизонтами и силлами порфиритов, микропорфиритов, литокластических туфов и кислых шаровых лав

и лавобрекчий фельзит-порфиров. Выше с размывом и резким угловым несогласием залегают верхнедевонские вулканические породы преимущественно кислого состава, в плане образующие почти правильное кольцо. Это обычная вулкано-тектоническая структура центрального типа, имеющая в поперечнике около 1,3 км.

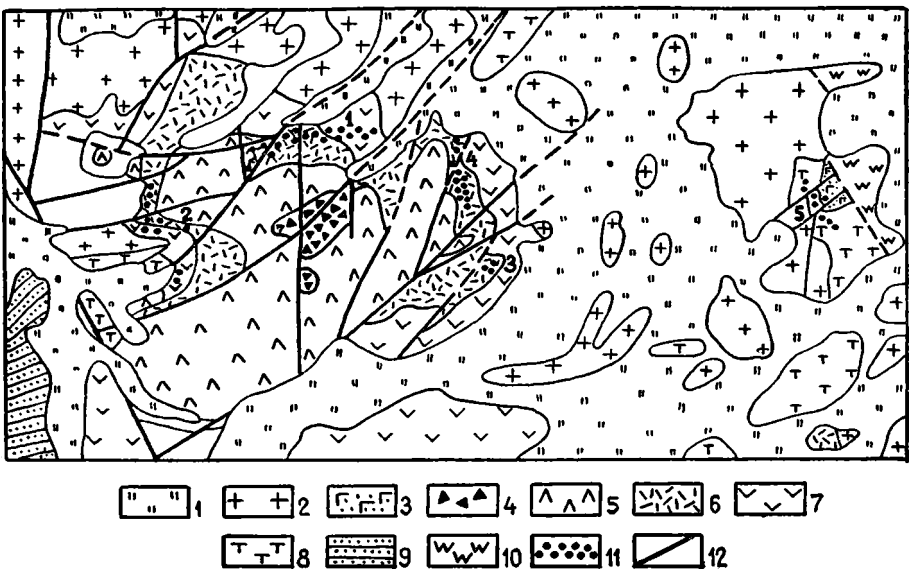


Рис. 58. **Схема геологического строения Коктасского рудного поля**

1 — четвертичные отложения; *2—9* — средне-верхнедевонские образования: *2* — субвулканические кварцевые порфиры, *3* — туффиты липаритового состава, *4* — туфоагломераты кварцевых порфиров, *5* — липаритовые игнимбриты, *6* — литокристаллокластические туфы кварцевых порфиров, *7* — туфолавы кварцевых порфиров, *8* — порфириты основного и среднего состава, *9* — песчаники, алевролиты, конгломераты; *10* — вторичные кварциты; *11* — ртутная минерализация; *12* — разрывные нарушения. Ртутные проявления: 1 — Коктас I, 2 — Коктас II, 3 — Коктас III, 4 — Коктас IV, 5 — Коктас V

Начальная деятельность вулкана проявилась в излияниях лав среднего и основного состава и в выбросах небольшого количества пирокластического материала. Затем произошли многократные излияния лав и выбросы большого количества обломочного материала кислого состава. На заключительном этапе внедрилось субвулканическое тело липаритовых порфиров, занимающее на современном уровне эрозионного среза северную и восточную часть структуры (рис. 58).

В рудном поле можно выделить дорудные, рудные и пострудные нарушения. Рудная тектоника связана с формированием кальдеры. Среди мелких разнонаправленных разрывных нарушений можно выделить крутопадающие и пологопадающие. Последние образуют кольцевую систему мелких трещин вокруг центральной части структуры, падая под углами 15—25° к центру кальдеры. Они сопровождаются зонами интенсивной гидротермальной переработки и рудной минерализации. Вдоль крутопадающих нарушений проявлены лишь слабые гидротермальные изменения, практически не несущие рудной минерализации.

При движении по трещинам северо-западного и северо-восточного направлений возникли субширотные и субмеридиональные послерудные разрывы. Субширотные нарушения смещают рудные тела с вертикальной амплитудой до 20 м. Субмеридиональные нарушения в рудном поле самые поздние. Они смещают рудные тела и субширотные нарушения.

Образование Коктасской вулканической структуры завершилось интенсивной гидротермальной деятельностью, в результате которой возникли широкие ореолы гидротермальных изменений и зоны ртутной минерализации.

Дорудная гидротермальная деятельность проявилась широким развитием альбитизации и серицитизации, а к концу и окварцевания. В центральной части структуры кварциты развились по туфам кварцевых порфиров. Тела кварцитов, залегая полукольцом вокруг игнимбритов кварцевых порфиров, имеют мощность 50—80 м, субсогласны с вмещающими породами (падения под углами 15—25° к центру структуры). В центре тел выделяются монокварциты, образующие линзы мощностью 5 м и длиной до 40 м. Выше и ниже они сменяются кварц-серицитовыми, а затем серицит-каолинит-альбитовыми породами. В восточной и северной частях Коктасской структуры вторичные кварциты образуют невыдержанную полосу шириной от нескольких десятков до 200 м.

Оруденение проявилось только в интенсивно измененных породах. Кислотное выщелачивание дорудного этапа сменилось преобладающим выполнением трещин и пустот, формированием прожилков и вкрапленников. Отлагались альбит, серицит, кварц, эпидот-цоизит и рудные минералы (киноварь, пирит, сульфиды меди, свинца, цинка и мышьяка). Текстура руд вкрапленная и прожилково-вкрапленная.

Киноварь выполняла промежутки между зернами или развивалась метасоматически. Часто наблюдается выборочное замещение киноварью сильно измененных обломков стекла в основной массе. Прожилки киновари отмечаются реже, мощность их от долей миллиметра до 0,6 см. Часто они приурочены к кварцевым и кварц-серицитовым прожилкам. В пострудную стадию образовались прожилки крупнозернистого кварца.

Ртутная минерализация в пределах рудного поля фиксируется в его центральной и северо-восточной частях на пяти обособленных участках (Коктас I, II, III, IV и V). В восточной и северной частях оруденение связано с полосой вторичных кварцитов. Видимая минерализация развита по монокварцитам и пропилитизированным андезитовым порфиритам.

Распределение ртути в рудах неравномерное. На фоне протяженных зон с бедной минерализацией выделяются отдельные обогащенные гнезда и линзы, приуроченные к монокварцитам и пересечениям разрывных нарушений. Размеры обогащенных тел обычно не превышают 10—15 м по простиранию при мощности 3—5 м. Кроме ртути в рудах и измененных породах в единичных пробах содержатся в количестве до сотых долей процента медь, цинк, свинец, мышьяк, молибден.

В связи с повышенной пористостью горизонт сильно окварцованных туфов был наиболее проницаемым для рудных растворов и послужил местом для отложения руд, а вышележащие плотные туфы и игнимбриты играли роль экрана.

В пределах Коктасского рудного поля наиболее изучено рудопроявление *Коктас I*, расположенное в пределах одноименной горы. Оно находится севернее центральной части вулканической структуры, в зоне развития субширотных (кольцевых) разрывов. Здесь наблюдается весь разрез вулканитов, начиная от пятнистых туфолав кварцевых порфиров на севере участка до бурых туфоагломератов, игнимбритов, кварцевых порфиров на юге. В северо-восточной части рудопроявления наблюдаются выходы экструзивных кварцевых порфиров (рис. 59).

Наиболее развиты субширотные разрывы, падающие к югу под углами от 30 до 90°, чаще от 70 до 80°. Эти нарушения сопровождаются зонами дробления мощностью до 5 м и интенсивной гидротермальной переработкой пород. Они являются рудоконтролирующими структурами.

Нарушения субмеридионального направления являются самыми молодыми, смещая субширотные разрывы и рудные зоны.

Ртутная минерализация приурочена в основном к монокварцитам по туфам. Выделяются три рудные зоны общей протяженностью 400 м. Первая, расположенная на западе участка, имеет протяженность 130 м, мощность 13 м и среднее содержание ртути 0,06%; вторая находится в цент-

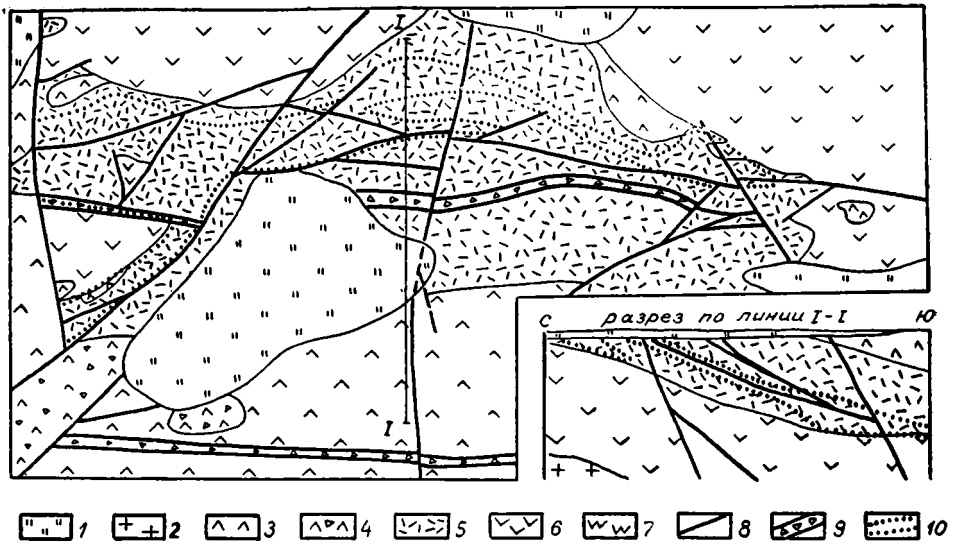


Рис. 59. **Схема геологического строения рудопроявления Коктас I и разрез по линии I—I**

1 — четвертичные отложения; *2—6* — средне-верхнедевонские образования: *2* — субвулканические кварцевые порфиры, *3* — липаритовые игнимбриты, *4* — туфоагломераты кварцевых порфиров, *5* — литокристаллокластические туфы кварцевых порфиров, *6* — туфолавы кварцевых порфиров; *7* — вторичные кварциты; *8* — разрывные нарушения; *9* — зоны дробления; *10* — зоны ртутной минерализации

ре участка, имея длину 60 м, среднюю мощность 5 м и среднее содержание 0,1%; третья зона протягивается от центра до восточного фланга на 225 м при средней мощности 6 м и среднем содержании ртути 0,04%. На глубину минерализация прослежена до 100 м.

В пределах этих зон выделяются обогащенные рудные гнезда, контролируемые субширотными нарушениями и участками сопряжения их с оперяющими трещинами. Содержание ртути в них 0,1%, в отдельных случаях отмечаются более высокие содержания.

Таким образом, на рудопроявлении Коктас I устанавливаются пластообразные зоны ртутной минерализации, совмещающиеся с горизонтом гидротермально переработанных туфов, внутри которых выделяются обогащенные рудные гнезда изометричной и линзовидной формы.

Текстуры руд вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Размеры вкрапленников от пылевидных до 0,5 мм. Структура руд аллотриоморфнозернистая.

Кызылсокское рудное поле находится восточнее ст. Хантау. Оно приурочено к сочленению Жалаир-Найманской и Жельтауской структурно-формационных зон и контролируется крупными разрывами Жалаир-Найманской зоны разломов. В геологическом строении района участвуют метаморфические и осадочно-вулканогенные образования допалеозоя, нижнего и среднего палеозоя (Мулдагалиев и др., 1976).

Ртутное оруденение тяготеет к ядерной части Чолакской брахисинклинали, сложенной туфогенно-осадочными породами живета (песчани-

ки, алевропесчаники, конгломераты, туфопесчаники, туфогравелиты), пересеченной рядом разломов северо-западного и северо-восточного простираний (рис. 60).

В пределах рудного поля довольно широко развиты субвулканические интрузии андезито-базальтовых порфиритов и кварцевых порфиров. Первые слагают вытянутые межпластовые и межформационные тела

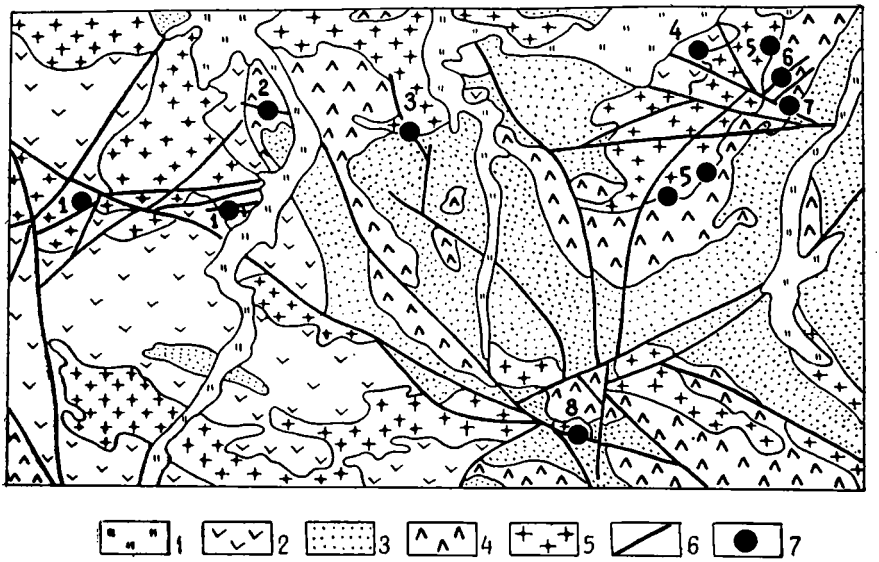


Рис. 60. **Схема геологического строения Кызылсокского рудного поля**

1 — четвертичные отложения; *2—5* —среднедевонские образования: *2* — андезитовые, базальтовые порфириты и их туфы, *3* — песчаники, конгломераты, туфопесчаники и туфоагломераты; субвулканические интрузии: *4* — андезитовых и базальтовых порфиритов, *5* — кварцевых порфиров и гранит-порфиров; *6* — разрывные нарушения; *7* — ртутные рудопроявления (1 — Киноварное II, 2 — Безымянное, 3 — Кварцитовая сопка, 4 — Кызылсок, 5 — Киноварное I, 6 — Промежуточное, 7 — Порфиритовая сопка, 8 — Разломное)

или массивы неправильной конфигурации, а субвулканические тела кислого состава образуют обычно небольшие массивы штокообразной или дайковой формы, сложенные фельзитами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами.

Проявления ртутной минерализации связаны со сколовыми трещинами. В линейно-вытянутых зонах выделяются минерализованные зоны дробления, гнездовые, жильные, линзообразные тела и неправильной формы залежи. Проявления ртути невелики по размерам и представлены единичными рудными телами или группами тел длиной в несколько метров и мощностью 0,5—1 м, реже 3—6 м. Содержание ртути изменяется от сотых до десятых долей процента, редко достигает процента.

Здесь сформировались два типа ртутных проявлений — вторичнокварцитовый (Киноварное I, II, Кварцитовая сопка, Талбастау II и др.) и кварц-карбонат-киноварный (Промежуточное, Разломное, Кызылсок и др.). Минералообразование на этих проявлениях было многостадийным и происходило в динамичных условиях, на фоне неоднократного проявления разрывной тектоники. Прерывистый характер гидротермального процесса подтверждается телескопированием минеральных фаций, структурами замещения и разъедания ранних минералов более поздними.

Ранняя стадия гидротермальной деятельности фиксируется общим осветлением пород, развитием серицита, хлорита, эпидота. Затем начи-

нали образовываться кварц и каолинит. Серицит сначала развивался только по полевым шпатам, затем по хлоритизированным и эпидотизированным цветным минералам. Карбонаты представлены кальцитом, замещавшим полевые шпаты и цветные минералы. Хлорит и эпидот образовывались только по цветным минералам и замещались агрегатом кварца, каолинита, серицита. Кварц представлен низкотемпературными мелкозернистыми и халцедоновыми разностями. По мере развития гидротермального процесса все более возрастала роль халцедона, который замещал все минералы, в том числе порфировые выделения кварца, образуя криптокристаллическую породу. Каолинит развивался по полевым шпатам. Пирит обычно устанавливается в тонкодисперсной форме.

В результате разной интенсивности переработки пород образовались вторичные кварциты, серицитизированные, окварцованные и каолинизированные породы.

Вторичные кварциты в виде небольших линз располагаются непосредственно на контакте кварцевых порфиров с вмещающими породами или на некотором удалении от него. С удалением от контакта кварциты резко переходят в кварц-каолинит-серицитовые породы, а последние — постепенно в слабо измененные кварцевые порфиры. Такая зональность обусловлена проникновением гидротерм по зоне эндоконтакта Кызылсокского массива.

Последующие стадии гидротермальной деятельности связаны с развитием нарушений широтного, запад-северо-западного направлений и оперяющих их трещин. По этим нарушениям тела ранних кварцитов смещены на десятки метров. Широкое развитие приобрели взаимно пересекающиеся прожилки кварц-карбонат-серицитового состава. Первым выделялся кварц, затем карбонаты и серицит, последней — киноварь. Она встречается то в виде тонкодисперсной вкрапленности, то в виде порошковатых образований и примазок размером до нескольких десятков миллиметров. Очень редко попадаются выделения размером до 2 мм и в единичных случаях — до 10 мм. Киноварь всегда тяготеет к кварц-карбонатным прожилкам в зонах дробления. В пострудную стадию образовались прожилки безрудного кварца.

Рудопроявление *Киноварное I*, расположенное юго-восточнее горы Кызылсок, наиболее крупное и хорошо изученное из проявлений вторично-кварцитового типа. Оно приурочено к юго-восточному эндоконтакту Кызылсокского субвулканического массива гранит-порфиров, прорывающего туфогенно-осадочные образования живета (рис. 61). Выделяются следующие системы нарушений: северо-западная, северо-восточная, субширотная и запад-северо-западная.

Ртутная минерализация отмечается почти по всему полю развития кварцитов (от монокварцитов до кварц-серицит-каолинитовых кварцитов), распределение ее крайне неравномерное. Выделено несколько участков с повышенными содержаниями ртути и одно рудное тело. Рудная минерализация в зонах, линзах и гнездах устанавливается в прожилковой и вкрапленной формах. Пространственно она всегда приурочена к кварц-карбонатным прожилкам и трещинам, выполняя поры в породе. Киноварь обычно встречается в виде тонкодисперсной вкрапленности, реже в виде примазок и очень редко в форме скопления кристаллической киновари. В состав руд в небольших количествах входят еще пирит, галенит, сфалерит, марказит, лимонит, псиломелан, ванадинит, церуссит, малахит.

Размеры наиболее крупного рудного тела составляют 35×3 м, содержание ртути — 0,1%. Размеры обогащенных блоков не превышают 10 м, содержание ртути в них колеблется от десятых долей до целых процентов.

Рудопроявление *Итауз* расположено в северной части пояса, в междуречье Актас — Коктас. Оно установлено в северном крыле Мийкайнарской синклинали, в пределах Шалгия-Караобинской зоны разломов (Гусманов, Мулдагалиев и др., 1977). Участок сложен липаритовыми игнимбритами и туфами живета, подвергшимися интенсивному окварцеванию.

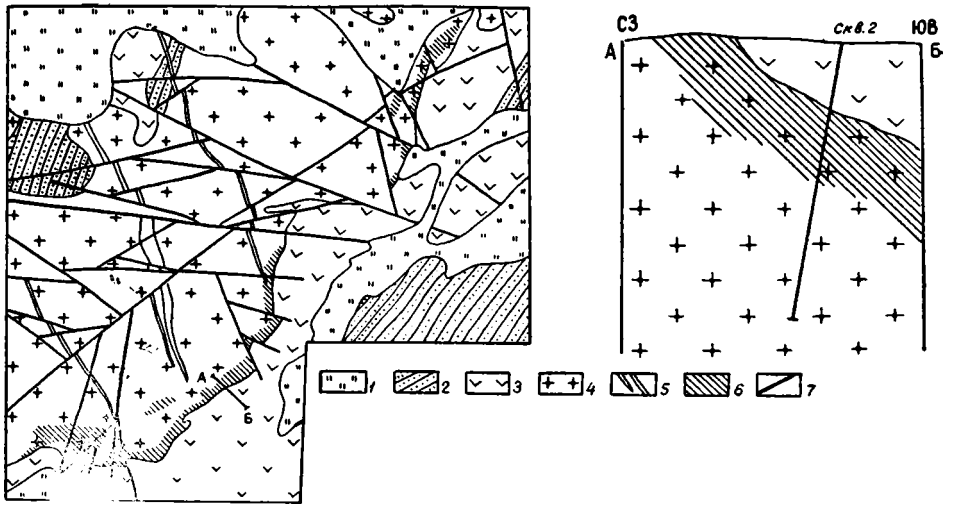


Рис. 61. Схема геологического строения рудопроявления Киноварного I и разрез по линии АБ

1 — четвертичные отложения; *2* — песчаники, туфопесчаники, гравелиты, сланцы живетского яруса; *3* — андезито-базальтовые и диоритовые порфириты послесреднедевонские; *4* — кварцевые порфиры послесреднедевонские; *5* — дайки основного состава; *6* — вторичные кварциты с ртутной минерализацией; *7* — разрывные нарушения

Ртутная минерализация локализуется в кварц-диккитовых метасоматитах вдоль субширотных зон трещиноватости протяженностью до 800—1200 м и шириной 100—300 м. Киноварь фиксируется в рассеянной вкрапленной форме, реже она концентрируется в мелких гнездообразных и линзообразных рудных телах. Содержание ртути обычно колеблется в пределах от $n \cdot 0{,}01$ до 0,1—0,2%. Наиболее богатое рудное тело гнездообразной формы (14×8 м) содержит от 0,01 до 4,6% ртути.

Для рудопроявления Итауз, так же как и для других проявлений этой формации, характерны следующие особенности: 1) приуроченность оруденения к участкам развития вторичных кварцитов по кислым вулканитам; 2) отчетливый контроль минерализации локальными структурными элементами — разрывами, зонами трещиноватости, поверхностями контактов; 3) монометальный характер руд; 4) весьма неравномерный характер распределения минерализации и небольшие размеры рудных тел; 5) преобладание низких содержаний ртути в оруденелых зонах.

Рудопроявления Промежуточное, Безымянное, Порфиритовая сопка, Разломное, Кызылсок, группирующиеся в пределах охарактеризованного выше Кызылсокского рудного поля, несколько отличаются от описанных вторично-кварцитовых ртутных проявлений по составу жильных минералов и околорудными изменениями пород. Это обусловлено приуроченностью названных рудопроявлений как к кислым вулканитам, так и к субвулканическим андезито-базальтовым порфиритам. Здесь отмечается окварцевание, карбонатизация и ожелезнение пород. При смене вмещающих пород основного состава кислыми вулканитами проявляются изме-

нения типа вторичных кварцитов. В блоках измененных пород широко развиты мелкие прожилки кварцевого, кальцитового и кварц-кальцитового состава. Киноварь в микропрожилковой и вкрапленной формах фиксируется в этих прожилках и непосредственно в измененных породах.

Кварц-карбонатная ртутная формация

Формация гораздо меньше распространена в данном регионе. В настоящее время к ней отнесены рудопроявления Актас и Чавек, характеризующиеся приуроченностью к осадочным образованиям.

Рудопроявление *Актас* расположено южнее ст. Мынарал. Оно приурочено к области сочленения Западно-Прибалхашского синклинория и Бурунтауского поднятия, разграниченных зоной Аккерменского разлома.

Участок представляет собой широтно-вытянутую антиклинальную складку, осложненную более мелкими складками. В ядре складки обнажаются верхнесилурийские плотные серые мраморизованные известняки, пронизанные густой сетью мелких кальцитовых прожилков. Крылья складки сложены гидротермально-измененными (осветленными и ожелезненными) мелкозернистыми известковистыми песчаниками того же возраста (рис. 62). Падение контакта известняков и песчаников пологое (25—30°). С севера и юга крылья складки осложнены тектоническими нарушениями сбросового характера. Простирание разломов близкое к широтному, падение субсогласное с падением пород, но более крутое (50—60°). Видимая киноварная минерализация обычно приурочена к зальбандам маломощных кальцитовых прожилков, секущих известняки и песчаники. Интенсивность ртутной минерализации в песчаниках несколько выше, чем в известняках (0,1—0,01%).

Наличие ртутной минерализации установлено в пределах линейно-вытянутой полосы протяженностью до 20 км и шириной 2 км, контролируемой зоной глубинного Аккерменского разлома и оперяющими его разрывными нарушениями. Повышенные содержания ртути фиксируются в основном в верхнесилурийских известняках, песчаниках и нижнедевонских конгломератах.

Рудопроявление *Чавек* находится северо-восточнее развалин пос. Досмаил, в русле р. Чавек. Оно приурочено к области сочленения Кендыктасского антиклинория и Жалаир-Найманского синклинория, разграниченных Жалаир-Найманской зоной глубинных разломов. Рудопроявление локализуется в окварцованных алевропесчаниках кембрия. Вкрапленность и налеты киновари отмечаются в кварц-баритовых и кварц-карбонатных жилах, приуроченных к разрывным нарушениям северо-восточного и северо-западного направлений. Жилы прослеживаются до 10 м по простиранию при мощности около 0,1 м. Содержание ртути в них достигает 0,02%. В районе рудопроявления Чавек в аналогичных условиях встречена коренная ртутная минерализация в некоторых гидротермально-измененных зонах с мышьяком и золотом.

СЕРЕБРЯНОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Невысокие концентрации серебра обычно встречаются в большом количестве рудных формаций золота, свинца, цинка, меди, олова, вольфрама, висмута. Специальные поиски этого металла обычно не проводятся. Только в последние годы в связи с комплексным подходом к поискам рудного сырья начали открываться точки собственно серебряного оруденения.

Эти проявления относятся к следующим формациям: сереброносной зоне окисления медных руд, колчеданной полиметаллической, касситерит-сульфидной, карбонатножильной, близповерхностной золото-серебряно-сульфидной, серебряно-сульфидной.

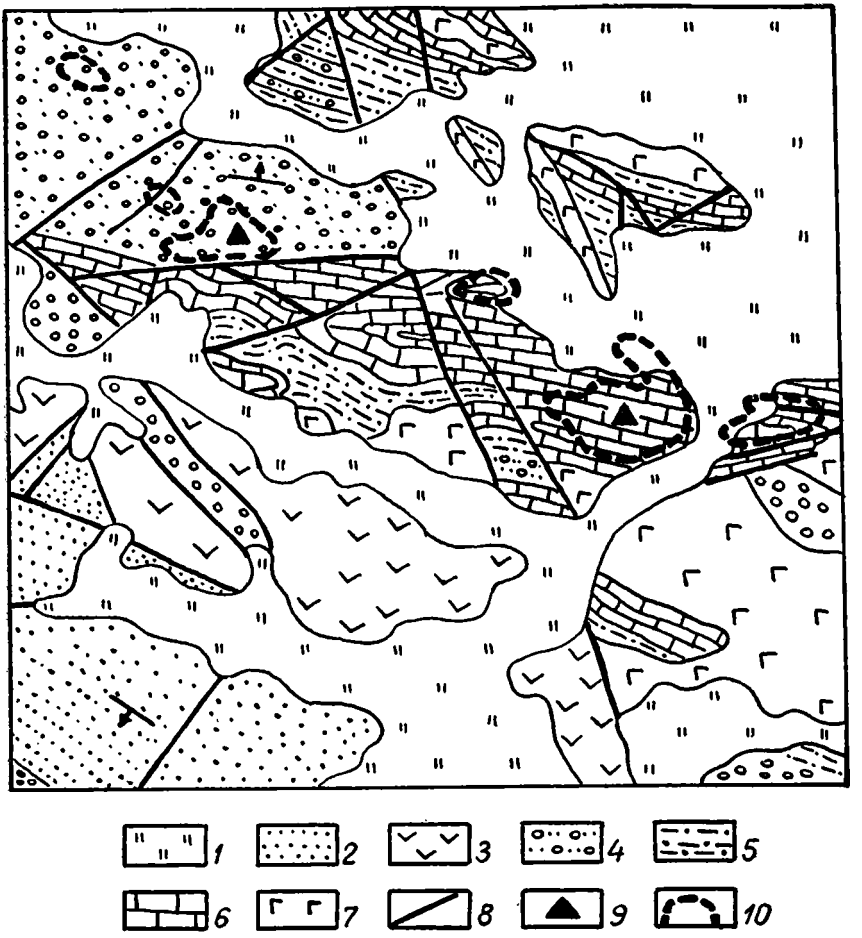


Рис. 62. **Схема геологического строения района рудопроявления Актас**

1 — четвертичные отложения; *2—4* — нижний девон: *2* — песчаники, *3* — андезитовые, андезито-дацитовые, андезито-базальтовые порфириты, *4* — конгломераты, песчаники; *5—6* — верхний силур: *5* — известняки, известковистые песчаники, *6* — алевропесчаники; *7* — диабазы и диабазовые порфириты додевонского интрузивного комплекса; *8* — разрывные нарушения; *9* — коренные проявления ртутной минерализации; *10* — литогеохимические ореолы рассеяния ртути с содержаниями от $5 \cdot 10^{-5}$%

В Западном Прибалхашье, западнее залива Кашкантениз, на участке вкрапленной халькозин-борнитовой минерализации Восточная Бесоба в эпидотизированных крупногалечниковых конгломератах нижнего — среднего девона имеются кварц-карбонатные жилы и прожилки с халькозином. Мощность их небольшая — 5—20 см, длина 10—20 м. С перерывами они прослежены на 200 м. Халькозиновая руда содержит серебро и золото. Ниже зоны окисления концентрации серебра низкие.

Представителем колчеданной полиметаллической формации с наиболее высокими содержаниями серебра является рудопроявление Такырное, описываемое в разделе свинцово-цинковых формаций. В сульфид-

ных рудах имеется серебро. В зоне окисления концентрация его уменьшается до 20 раз.

Относительно высокие концентрации серебра установлены в полиметаллических рудах («свинчаках») месторождения Дружного (Чу-Илийские горы).

В Восточно-Каибском районе повышенные количества серебра характерны для месторождений касситерит-сульфидной формации.

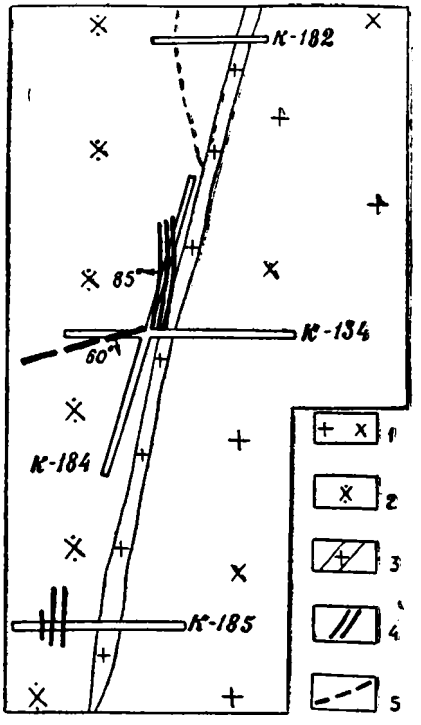


Рис. 63. **Зарисовка обнажения рудопроявления Серебряного** *(по В. И. Волобуеву)*

1 — кварцевые сиенито-диориты курдайского комплекса; *2* — трондьемиты; *3* — дайка пегматоидного гранита; *4* — прожилки магнетита с медной минерализацией; *5* — прожилок карбоната с серебряной рудой

На рудопроявлении Аякжартас 5 в одной из зон интенсивной пиритизации, мусковитизации и хлоритизации, в местах развития прожилков и гнезд галенита пересечено рудное тело мощностью 1,3 м, содержащее 2,2% свинца, 0,15% олова и серебро.

В горах Кендыктас, в Алтынказганском рудном узле, на плато, закрытом современными отложениями, выявлено рудопроявление *Серебряное.* Оно сложено каледонскими крупнозернистыми биотит-роговообманковыми кварцевыми сиенито-диоритами, среди которых развиты северо-восточные зоны гидротермального изменения с медной минерализацией (юго-западное продолжение Каракайнарской меденосной зоны). Вдоль контакта кварцевых сиенито-диоритов с дайкой трондьемитов залегает северо-восточная апофиза пегматоидного гранита мощностью 2 м (рис. 63). К ее северо-западному боку приурочены меридиональные просечки магнетита и близширотный прожилок, падающий на юго-восток под углом 60°. Мощность последнего составляет 3—5 см, состоит он в основном из карбоната с примесью барита, кварца, гематита и магнетита. Здесь находилось гнездо руды размером 1×1 м. Самородное серебро в виде проволочной вязи проросло жильную массу и замещено кераргиритом; отмечаются реликты аргентита. В руде были установлены 1% мышьяка, 0,2% кобальта, 0,1% сурьмы, по 0,03% скандия, никеля и висмута, по 0,06% меди и свинца.

В Алтынказганском узле, видимо, еще имеются пологие прожилки с медью и серебром, причем часть серебряных руд, вероятно, добывалась в древности.

В Западном Прибалхашье, юго-западнее залива Каракамыс, находится рудопроявление *Актюбе,* относимое к близповерхностной золото-серебряно-сульфидной формации. Среди туфогенно-эффузивного комплекса среднего — верхнего девона залегает тело своеобразной окварцованной конгломерато-брекчии, в котором выделяется линза с серебром размером 10×100 м. Повышенные концентрации серебра располагаются

в приповерхностной части (до 10 м) в осветленных и интенсивно лимонитизированных породах. Ниже (до 17,7 м) накапливались золото и свинец. Обращает на себя внимание прямая связь серебра с золотом, свинцом, мышьяком. Ниже границы окисления, на глубине 51—56 м, раздробленные фельзит-порфиры насыщены пиритом и арсенопиритом и содержат золото и серебро.

Северо-западнее ст. Мынарал эффузивы и экструзивы кварцевых порфиров, а также их туфы средне-верхнедевонского возраста прорваны широтно вытянутой системой штоков посленижнекарбоновых диоритов. Интрузии оказали контактовое воздействие на вмещающие породы и превратили их в андалузитовые роговики. В штоках проявлены интенсивная пиритизация, грейзенизация, серицитизация, окварцевание. В центре Западного штока на площади 1,3 км^2 распространена медная и молибденовая минерализация, приуроченная к системам северо-восточных и субширотных трещин, зон дробления и пиритизации (меднопорфировая формация). Первичные рудные минералы — пирит, халькопирит, магнетит, молибденит, пирротин, сфалерит, титаномагнетит, рутил. Оруденелые диориты в интервалах глубин 92,5—93,5 и 98,8—100,1 м содержат 0,02—0,067% молибдена и 0,11—0,19% меди. На этих же интервалах и на глубине 108,5—110 м руды содержат серебро.

В восточном экзоконтакте Западного штока молибденовое оруденение приурочено к границе интенсивно ороговикованных и пиритизированных туфов кварцевых порфиров с мелкозернистыми кварцевыми диоритами. Вместе с молибденом ассоциирует серебро. В одной метровой пробе определено более высокое содержание серебра. В протолочке из керна имеются пирит, барит, молибденит, халькозин, самородное серебро в виде зерен величиной до 12×8×3 мм.

В Сасырлыкском районе, на правобережье р. Кенжебайсай, обнаружено безымянное проявление серебра. На участке среди интенсивно ожелезненных и окварцованных кварцевых порфиров, альбитофиров и туфов ранне-среднедевонского возраста распространены субмеридиональные кварцевые жилы мощностью 0,5—1,5 м и длиной до 650 м. В одной штуфной пробе, отобранной из самой протяженной жилы, определено много серебра. Оценка не производилась.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Единичные проявления золота в Чу-Илийском поясе были выявлены в процессе региональных геолого-съемочных работ в 40—50-х годах (Г. В. Цаплин, Н. П. Михайлов, А. О. Дюсеков, М. Н. Гринвальд и др.). В последующем при проведении планомерных геофизических и геолого-съемочных работ, а затем специализированных поисков были значительно дополнены наши данные о золотоносности района. При описании золоторудных формаций использованы специальные материалы и данные геологов-съемщиков и поисковиков (К. К. Абдрахманов, А. Абубакиров, Е. В. Альперович, В. Г. Бетехтин, В. И. Волобуев, М. Н. Гринвальд, В. И. Данилов, А. Д. Даутов, Д. Д. Дуйсенбеков, А. Д. Дурсунов, А. О. Дюсеков, А. П. Коробкин, Н. П. Михайлов, И. И. Парецкий, В. А. Попов, Г. Б. Рахимбаев, Б. А. Салин, В. И. Старов, В. Н. Сушков, С. Г. Токмачева, Р. П. Топорова, В. Ф. Чурилов, М. М. Чумаченко, Г. В. Цаплин), а также результаты научно-исследовательских работ (О. С. Анкинович, М. М. Бакенов, В. И. Зенкова, Н. Г. Калиниченко, К. И. Ким, А. Я. Котов, З. А. Козловская, В. А. Нарсеев, М. М. Старова, В. В. Уваров, М. В. Шурунов). Наиболее существенный вклад в изучение золотоносности Чу-Илийского пояса внесли геологи Жетысуйской ГРЭ ЮКТГУ, КазНИИМСа и Балхашской ГРЭ ЦКТГУ.

Золотоносность района характеризуется достаточным разнообразием формаций и минеральных типов. Ведущее значение имеют проявления гипабиссальной золото-сульфидно-кварцевой формации, в которой выделен ряд минеральных типов. Изучены они с различной детальностью, в связи с чем ниже дана более полная характеристика лишь их части. Проявления золото-сульфидной гипабиссальной формации играют подчиненную роль. Для обеих формаций характерен набор минеральных типов, представляющий собой полный зональный ряд от самых глубинных золото-пирит-пирротинового, золото-теллуридного через золото-арсенопирит-пиритовый, золото-арсенопирит-висмутиновый и золото-полисульфидный к золото-полиметаллическому и золото-антимонит-сульфосольному.

При этом широко распространенные проявления золото-пиритового (березитового и лиственитового подтипов), связанные с девонскими порфир-порфиритовыми и древними ультрамафитовыми и мафитовыми образованиями, создают как бы фон, не играя существенной роли в общем балансе золотоносности. Наибольший интерес представляют проявления золото-кварцево-полисульфидного типа, которые, по мнению ряда исследователей, идентичны северо-казахстанским аналогам. Слабо изучены проявления золото-теллуридного и других типов. Характерной особенностью многих проявлений является развитие совмещенной (телескопированной) многоэтапной минерализации девона. Близповерхностные проявления золото-полисульфидного и золото-серебряного типов минерализации отмечены в пределах ряда вулкано-тектонических структур отдельных ветвей девонского вулканического пояса. Проявления этой формации изучены еще слабо. Более молодая (каменноугольная и пермская) минерализация связана со становлением и развитием верхнепалеозойских вулканических поясов Джунгаро-Балхашской провинции. Сведения об этих проявлениях весьма скудны и отрывочны.

Ниже дана характеристика некоторых золоторудных формаций.

Гипабиссальная золото-кварцево-сульфидная формация

Золото-полисульфидный минеральный тип

Проявления золото-кварцево-сульфидной гипабиссальной формации расположены в пределах Жалаир-Найманской структурно-формационной зоны. На описываемой площади (рис. 64) верхнекарадокские отложения представлены полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Они смяты в брахискладки с углами падения крыльев от 5 до 30—50°. Породы разбиты на тектонические блоки и прорваны разновозрастными интрузиями. В центральном блоке песчаники и алевролиты превращены в биотит-кордиеритовые роговики.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования нижнего — среднего девона представлены конгломератами, агломератовыми туфами кислого состава, андезитовыми порфиритами, лавами и туфолавами. Ими сложены небольшие грабен-синклинали в западной и южной частях площади. Широко развиты магматические породы. По составу и возрастным взаимоотношениям они разделены на три комплекса: кызылжартасский и жельтауский интрузивные и постверхнедевонский субвулканический.

Кызылжартасский габбро-диоритовый комплекс (D_2). Породами комплекса сложены массив в северной части площади и ряд штоко- и дайкообразных тел среди карадокских отложений. Они интрудируют вулканогенные породы нижнего — среднего девона, а сами прорваны

лейкократовыми гранитами Жельтауского массива. По данным О. С. Полквой (1957), граниты Жельтау активно воздействуют на габбро-диориты Қызылжартасского массива, которые в результате обогащаются калиевым полевым шпатом и кварцем. К габбро-диоритовому комплексу также относятся дайки диоритовых порфиритов и кварцевых диоритовых порфиритов.

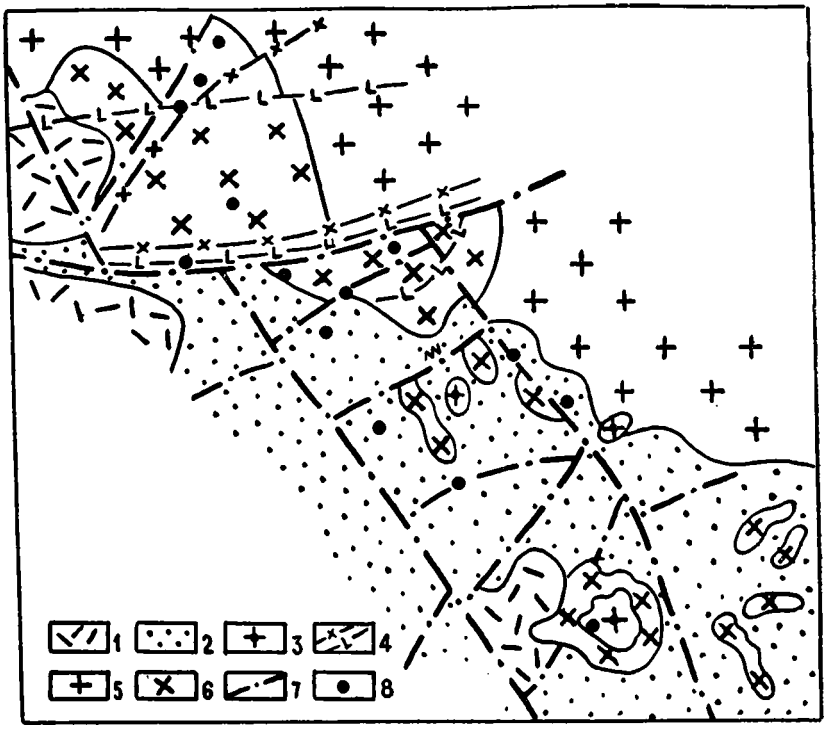


Рис. 64. **Схема строения района развития проявлений золото-полисульфидного минерального типа**

1 — средний — верхний девон; *2* — верхний ордовик; *3* — субвулканические порфиры; *4* — дайки лампрофиров и диабазовых порфиритов; *5* — жельтауский комплекс гранитов; *6* — кызылжартасский комплекс габбро-диоритов — гранодиоритов; *7* — тектонические нарушения; *8* — проявления золото-полисульфидного типа

Жельтауский гранитный комплекс (D_3) представлен биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, лейкократовыми гранитами западной оконечности крупного Жельтауского массива. В эндоконтактовой части граниты приобретают мелкозернистую структуру, здесь довольно часты ксенолиты ордовикских песчаников, вулканогенных пород девона и кварцевых диоритов Қызылжартаса. Комплекс включает дайки аплитов и аплитовидных гранитов.

Золотоносный субвулканический комплекс постверхнедевонского возраста *. К нему отнесены магматические породы липаритового и диабазового состава. Известные на площади дайковые и штокообразные тела, сложенные фельзит-, гранит-, сиенит- и гранодиорит-порфирами, представляют собой в различной степени денудированные палеовулканические постройки. Второй ветвью комплекса является дайковая серия пород лампрофирового ряда — спессартиты, керсантиты, одиниты и ми-

* Существует и другая точка зрения, что оруденение полихронно.— *Прим. ред.*

нетты, а также дайки диабазовых порфиритов. Дайковые породы основного состава — самые молодые магматические образования, предшествующие рудному процессу. На описываемой площади ими сложен широтный пояс, контролируемый зонами Главного и Бескемпирского разломов. Известны дайки в структурах иного направления, в частности, субмеридиональных и северо-восточных.

Проявления формации пространственно приурочены к плутонотектоническим структурам, сформировавшимся на складчатом основании ордовика в девоне и структурно сопряженным с узлами пересечений раннепалеозойских систем глубоких разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Степень эродированности структур различна. В ряде структур почти полностью эродированы отложения девонского яруса с удалением верхней, а в отдельных блоках и средней части рудной зоны.

Продукты магматизма девонских вулкано-плутонических структур представлены следующим рядом: ранний девон — базальт-андезит-гранодиориты кызылжартасского комплекса; средний — верхний девон — дацит-липарит-гранитпорфиры карасайского комплекса; верхний девон — граниты жельтауского комплекса и поздние дайки пестрого состава.

Гранитоиды кызылжартасского комплекса относятся к щелочно-известковой серии (индекс Пикока по 71 химическому анализу равен 62,5). На диаграмме параметров распределения породообразующих окислов составы пород группируются в поле гранитоидов — производных базальтоидной магмы. Единичные пробы располагаются в других полях. В этом же поле концентрируется дайковая серия позднего девона. Породы карасайского и жельтауского комплексов характеризуются тремя полями: 1) палингенных и анатектических гранитов, 2) неопределенного генезиса и 3) производных базальтовых магм. Такая неоднородность состава интрузий объясняется неоднократным внедрением магмы из разных глубин.

Структурные особенности. В описываемом районе развиты проявления преимущественно жильного типа, контролируемые линейными разрывными нарушениями. Роль складчатых и вулканогенных структур недостаточно изучена. Разрывные структуры разделяются на три большие группы (табл. 8):

а) региональные разломы северо-западного простирания, параллельные и одновозрастные с основными разломами Жалаир-Найманской зоны. Они оказывают существенное влияние на геологическое строение площади и развитие рудовмещающих структур.

б) локальные тектонические нарушения первого и более высоких порядков. Они заложены в более поздние этапы геологического развития в связи с тектоническими подвижками по этим разломам (рис. 65).

в) трещинные структуры, которые не обнаруживают видимой связи с крупными разломами, — контракционные трещины в интрузивах и послойные соскладчатые нарушения в осадочной толще.

Структурно-морфологические типы минерализованных тел и закономерности их размещения. Известные проявления описываемой формации расположены в самом интрузиве, в осадочной толще ордовика и вблизи субвулканических штоков фельзит-порфиров. Их структурно-морфологическая классификация приведена в табл. 9.

Кварцевые жилы в интрузиве контролируются тектоническими разрывами и контракционными трещинами. Нарушения Главного разлома трассируются в широтном направлении в эндоконтактовой части массива. Жилы выполняют I и III системы трещин и в связи с этим разделяют-

Таблица 8

Классификация разрывных структур

Система нарушений, положение в региональных структурах	Элементы залегания: простирание, направление и угол падения	Характер выполнения
I группа Региональные разломы северо-западного простирания, параллельные глубинным разломам Жалаир-Найманской зоны	Пр. 310—330°, падение крутое	Брекчированные и перемятые породы, сцементированные кварц-карбонатным безрудным материалом
II группа Разрывные нарушения высоких порядков, оперяющие СЗ разломы		
I система. Крутопадающие нарушения второго порядка сколового типа, диагональные к северо-западным разломам (заложены в первый этап развития структур)	а) субширотное, угол 65—85° на север и юг	Дайковые породы различного возраста и состава, кварцево-березитовые тела. Брекчированные и рассланцованные исходные породы с кварцево-карбонатными жилами
	б) Пр. 340—20°, угол 85° на северо-запад и юго-восток	Тектоническая глина, хлоритизация, кварцево-карбонатные жилы и прожилки, дайки
II система. Поперечные к северо-западным разломам нарушения второго порядка типа трещин отрыва (заложены в первый этап развития структур)	Пр. 60—70°, угол 45—60° на северо-запад и юго-восток	Дайки, тектонические швы, окварцевание, кварц-кальцитовые жилы и прожилки. Развиты в основном в осадочных породах
III система. Пологопадающие нарушения третьего порядка — сколовые и отрывные трещины, оперяющие субширотные разломы первой системы (заложены во второй этап развития структур). Разрывы часто наследуют первичную отдельность гранодиоритов	Пр. 80—100°, угол 45—50° на север	Дайки различного состава, кварцево-березитовые тела, тектонические швы
	Пр. 290—300°, угол 30—50° на северо-восток	Березитовые тела, кварцево-березитовые тела, реже дайки
	Пр. 80—90°, угол 10—25° на север	Дайки, кварцевые линзы, березитизированные породы
III группа Трещинные структуры, не обнаруживающие видимой связи с разломами:		
контракционные трещины в интрузиве	Субгоризонтальные или с наклоном до 30—45°	Калишпатиты, кварцево-березитовые прожилки
послойные соскладчатые разрывы в осадочных толщах	Различная ориентировка разрывов	Окварцованные породы, кварц-кальцитовые жилы и прожилки

ся на круто- и пологопадающие. Крутопадающие жилы имеют стволовой характер и залегают в однородных гранодиоритах, в выдержанных сколовых нарушениях второго порядка обычно на контакте протяженных и достаточно мощных лампрофировых даек. В связи с этим жилы имеют простую морфологию и выдержанные углы падения в пределах 70—85°, склонение западное под углом 55—65°.

Более многочисленна группа пологопадающих тел, выполняющих разрывные нарушения третьего порядка. Они имеют сложную морфологию, изменчивые углы падения, линзовидный характер кварцевого выполнения. Характерной их особенностью, связанной также с типом выполняемых трещин, является кустовое распределение минерализации и золота. Пологопадающие к северу жилы развиты в висячих боках разломов. Не все они контролируются дайками, хотя система жила — дайка

Таблица 9

Структурно-морфологические особенности тел

Морфологический тип тел	Положение тел в структурах, тип выполняемых трещин	Особенности морфологии тел
А. Крутопадающие жилы (одиночные)	В зоне Главного разлома выполняют крутопадающие трещины I системы:	
	а) в интрузиве	Выдержанные жилы с четкими ограничениями
	б) в надконтактовой части интрузива	Жилы брекчиевидной текстуры, переходящие в зоны окварцевания, часты раздувы и пережимы, углы падения изменчивые
Б. Пологопадающие жилы:	В трещинах скола и отрыва III системы:	Выдержанные жилы, линзы с четкими контактами с дайками лампрофиров
1) в интрузиве (сближенные)	а) выполняют пологие трещины III системы в зоне влияния Главного разлома	Четковидные кварцевые, кварцево-березитовые и березитовые тела с изменчивыми углами падения. Контакты жил четкие
	б) в контракционных трещинах	Мелкие кварцево-березитовые и березитовые тела с пологими углами падения
2) в слоистой толще ордовика	В сколовых трещинах, кососекущих напластования пород	Выдержанные зоны окварцованных песчаников с прожилками, линзами, гнездами кварца. Углы падения 30—50°
	Послойные срывы и трещины:	Субгоризонтальные жилы кварца и тела окварцованных пород
В. Зоны	а) в зоне Бескемпирского разлома. Выполняют сближенную пологую систему трещин отрыва (III система) в интрузиве	Линзовидные тела с резкими контактами. Сложены хлоритизированными дайками лампрофиров и березитами с прожилками и линзами кварца
	б) в эксплозивных брекчиях вблизи штоков фельзит-порфиров	Линзовидные и трубчатые тела крутого падения

является в общем параллельной. Контролируемые дайками лампрофиров жилы имеют простирание, параллельное главным разломам. Другая группа рудных тел имеет северо-западное простирание 280—300° или северо-восточное 80° и не сопровождается дайками. Линии сопряжения жил с главными структурами, как показывают построения, имеют северо-восточное склонение под углом 40°. Поперечное строение крутопадающих и пологопадающих рудных тел простое и в целом единообразное. Центральная часть выполнена собственно кварцевым материалом и сопровождается соизмеримыми по мощности полосами березитов и хлоритизированных пород, развитых по гранодиоритам или дайкам лампрофиров. Рудная минерализация в кварце имеет чаще полосовидный характер и вкрапленный в березитах. Полосы сульфидов тяготеют к зальбандам жил или к заключенным в них березитам. Контакты рудных тел с вмещающими породами четкие.

Следующая группа жил выполняет контракционные трещины. Они локализуются в центральной или приконтактовой частях интрузива вне зоны влияния широтных разломов. Рудные тела имеют субгоризонтальное залегание с наклоном до 20—30° в различных, но преимущественно в северном или южном направлениях. По вертикали — это сближенные параллельные или кулисно заходящие друг за друга кварцево-березитовые тела.

Пологопадающие тела в слоистой толще. К группе пологопадающих относятся зоны и жилы среди песчаников и алевролитов ордовика. Жилы

контролируются сколовыми нарушениями второго порядка (I система) и зонами послойных срывов. Анизотропия толщи оказывает влияние на морфологические особенности зон. Они имеют линзовидное строение с частыми раздувами и пережимами, однако контакты их с вмещающими породами четкие. Еще более сложную морфологию имеет собственно кварцевожильное выполнение зон — это параллельные, часто выклинивающиеся или разноориентированные прожилки, гнезда и линзы кварца. Тела в сколовых трещинах имеют большую протяженность. Они пересекают слоистость пород под очень острым углом и могут переходить в послойные. Описываемые жилы локализованы в блоке, ограниченном разломами в надинтрузивной зоне.

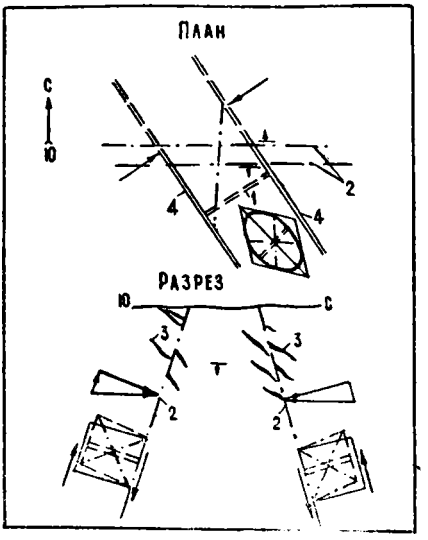


Рис. 65. **Схема развития разрывных структур**

1 — трещины отрыва; *2* — трещины скола первого порядка; *3* — трещины скола и отрыва высоких порядков; *4* — региональные разломы. Стрелки указывают направление региональных стрессов

Минерализованные зоны. В полосе широтных разломов известно несколько тел, контролируемых сближенной системой отрывных трещин третьего порядка. Трещины выполнены дайками лампрофиров, которые позднее были интенсивно переработаны рудными растворами. В результате дайки и разделяющие их гранодиориты превращены в метасоматиты типа березитов, на которые наложено окварцевание в виде тонких прожилков или линз кварца.

Вещественный состав и условия формирования минерализации. Описываемые проявления относятся к золото-кварцевой сульфидной формации. Они сформированы в несколько стадий минерализации, которым соответствуют определенные минерало-парагенетические ассоциации.

Ранняя (березитовая) стадия. Березиты развиваются в зальбандах кварцевых жил или слагают самостоятельные тела небольшой мощности. Они имеют ясно выраженную зональность по мощности, начиная от слабоизмененных и хлоритизированных гранодиоритов по периферии жил до метасоматитов без реликтов исходных пород в центральной части.

Основная продуктивная стадия характеризуется проявлениями значительного числа парагенетических ассоциаций, среди которых главное положение занимают золото-арсенопирит-пирит-кварцевая и золото-полиметаллическая с сульфосолями. В первой основными минералами являются кварц, арсенопирит, пирит, марказит и золото. Арсенопирит и пирит образуют вкрапленность, гнездообразные скопления в кварце или продольные полосы. Содержание ранних сульфидов колеблется от 0,5 до 10%, при этом на долю пирита и арсенопирита приходится не менее 90% от общего количества рудных минералов.

Золото-полиметаллическая с сульфосолями парагенетическая ассоциация развита в основном в кварцевых жилах. В состав ассоциации входят галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, висмутин, самородный висмут, сульфосоли свинца (буланжерит, джемсонит), свинца и ме-

ди (бурнонит) и самородное золото. Отмечено небольшое количество антимонита.

Кварц-карбонатная с антимонитом и самородным золотом парагенетическая ассоциация (рис. 66) завершает процесс рудообразования. Кроме указанных минералов она включает галенит и халькопирит, сурьму самородную, пирит и вольфрамит, а из нерудных — доломит, адуляр,

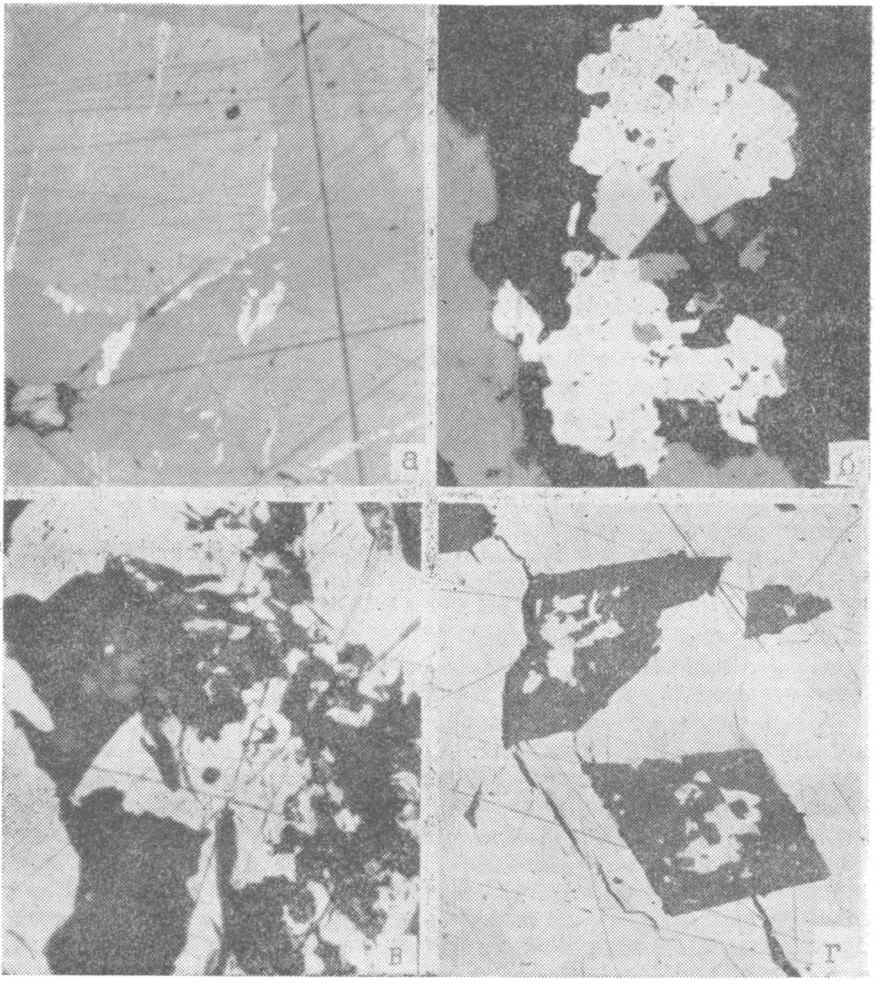


Рис. 66. **Минералы сурьмы в рудах**

а — самородная сурьма (белое) в промежутках между зернами антимонита (серое); *б* — лапчатые выделения самородной сурьмы в кварце (темно-серое); *в* — срастания антимонита и сульфоантимонитов свинца (серо-белое); *г* — метакристаллы доломита в антимоните

магнезиально-железистый хлорит, мусковит (иллит). Далее приводится характеристика основных минералов.

Кварц — основной жильный минерал. Цвет молочно-белый, белый, светло-серый, серый и темно-серый, окраска обычно однотонная, местами пятнистая, блеск стеклянный, жирный, излом неровный, раковистый. Структура неравномернозернистая, размеры зерен от десятых и сотых долей миллиметра до 3—6 мм, преобладает среднезернистый кварц. Текстура преимущественно массивная, иногда грубо- или тонкополосчатая, друзовая. Морфология зерен кварца разнообразна, но преобладают

аллотриоморфные, слабоудлиненные зерна. Выделяются три разновидности кварца.

Кварц I широко развит, выполняя основную часть жил. Это крупно-, реже среднезернистый кварц массивной, иногда брекчиевой текстуры, гранобластовой структуры. Представлен сравнительно однородным агрегатом удлиненных и изометричных кристаллов. Зерна раздроблены и катаклазированы. Характерны деформации изгиба, в меньшей мере — мозаичного распада зерен. Последняя выражена в появлении волнистого, перистого и мозаичного угасания. В дальнейшем происходили распад и перекристаллизация крупных кристаллов в скопления мелких зерен с полосчатыми, лоскутно-мозаичными и изометрично-блоковыми структурами. Степень катаклаза колеблется от 0,2 до 8° на 0,1 мм поперечника зерна. С кварцем связано незначительное количество пирита I, арсенопирита I и самородного золота. Температура его образования, по данным гомогенизации включений, 420—320°С.

Кварц II представлен более мелкозернистой разностью с размером зерен до 0,1—0,6 мм. Среди крупнозернистого кварца I он образует прожилкообразные и гнездовидные участки, иногда развивается по отдельным обломкам или кристаллам замещенной породы. Размещение контролируется более поздними прожилками калишпата и секущими прожилками кварца III с кальцитом. Форма зерен изометричная, с расплывчатыми контурами, удлиненно-вытянутая, шестоватая. Кварц II ассоциирует с калишпатом, серицитом, карбонатом, рудными минералами и золотом. Относится к продуктивной стадии. Местами по границам между скоплениями кварца I и II размещаются цепочки зерен пирита, арсенопирита, золота, блеклых руд, галенита. Кварц II обладает нормальным угасанием, зерна его прозрачны и несут следы слабого давления. Средняя величина изгиба зерен составляет 0,1° на 0,1 мм поперечника зерна. Температура образования кварца II 320—220°С.

Кварц III имеет ограниченное распространение. К нему относится водяно-прозрачный халцедоновидный кварц, часто ассоциирующий с белым кальцитом и в меньшей мере — с тонкочешуйчатым серицитом. Кварц III образует тонкие секущие прожилки как в пределах развития двух ранних генераций, так и во вмещающих породах, а также цементирует обломки кварца I и II, создает оторочки вокруг зерен сульфидов, развивается по трещинам совместно с молочно-белым кальцитом, образуя тонкие (не более 1—2 мм) прожилки. В отличие от первых двух генераций кварц III имеет очень мелкозернистое роговиковое строение, почти лишен рудных минералов, если не считать захваченных и растертых в пыль сульфидов и незначительного количества золота. Зерна кварца III имеют изометричные и полигональные формы с четкими плавно изогнутыми границами, размеры их — обычно десятые и сотые доли миллиметра.

Карбонаты представлены двумя типами. Карбонат I сложен розоватым тонкозернистым агрегатом второй стадии минералообразования. Он предшествовал выпадению основной массы сульфидов и золота. Розовый карбонат тесно ассоциирует с кварцем II, выделяясь почти одновременно с ним и с большинством рудных минералов, имеет мелкозернистое строение и наблюдается всегда в срастании с кварцем, образуя гнезда и отдельные тонкие жилки, в зальбандах которых часто наблюдаются скопления рудных минералов. Обычно образует удлиненные, неправильные зерна без двойников.

Карбонат II (кальцит) представлен молочно-белым крупнокристаллическим агрегатом. Встречается в тесной ассоциации с кварцем III, сечет все ранее образованные минералы или развивается вдоль зальбандов жил.

Главные рудные минералы формации — арсенопирит, пирит и золото. В различных соотношениях эти минералы присутствуют во всех типах образований и входят в состав всех парагенетических ассоциаций. Основная масса пирит-арсенопиритовой минерализаци в виде неравномерной вкрапленности распределяется в гидротермально-измененных боковых породах, вмещающих кварцевые жилы, а также в березитизированных и лиственитизированных дайках.

Арсенопирит представлен двумя разновидностями. Арсенопирит I образует неправильно вытянутые линзовидные агрегатные скопления, распределяющиеся субпараллельно контактам жил, с обильными включениями породообразующих минералов. Ассоциирует с пиритом I и кварцем, тонкими обособлениями раннего золота. Арсенопирит I, как правило, образует скопления в наиболее темноокрашенных участках кварца, метасоматически развившегося по ксенолитам вмещающих пород; кристаллы раздроблены.

Арсенопирит II представлен тонко-разнозернистыми агрегатами зерен близкоромбических сечений в срастаниях с блеклой рудой и халькопиритом. Характерны однородность строения, отсутствие включений породообразующих минералов.

В березитах и других гидротермально-измененных породах пирит распространен незначительно, количество его в отдельных участках составляет 5—10%. Типичные метакристаллы пирита I в березитах часто имеют скелето- и футлярообразный облик. Пирит здесь развивается за счет железосодержащих минералов, его метакристаллы в ядрах сохраняют остатки замещенных минералов. В интенсивно измененных породах вблизи кварцевых жил с оруденением редкие вкрапленники пирита многоугольных и близкоквадратных сечений выделяются на фоне существенно арсенопиритовой минерализации крупными размерами кристаллов (0,5—3 мм), более интенсивным дроблением и сравнительно редкими амебообразными обособлениями раннего золота.

Непосредственно в рудах интенсивно раздробленные кристаллы пирита I сцементированы кварцем, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и золотом II. Иногда трещины одного направления выполнены кварцем II в срастании со сфалеритом и галенитом. Микротвердость пирита I изменяется от 1214 до 1846 кГ/мм². По периферии метакристаллов пирита I часто развиты кварц-серицитовые оторочки, в которых наблюдаются редкие выделения сульфидов полиметаллической стадии.

В кварцевых жилах пирит I раздроблен и часто по его периферии развиваются агрегаты кубов пирита II с халькопиритом, блеклой рудой, золотом II и сфалеритом. Размеры кристаллов не превышают 0,3—0,5 мм. Внутреннее строение его кристаллов зональное. Степень дробления в отличие от пирита I незначительная.

В ассоциации с сульфосолями свинца и сурьмы присутствует иногда пирит III, несущий обильные включения золота и сульфосолей, которые распределяются в основном в периферийных частях кристаллов. Пирит III имеет четкие кристаллические ограничения (100)+(111). Размеры кристаллов его 0,02—0,3 мм. Микротвердость 910—1175 кГ/мм².

Марказит обнаружен в единичных случаях в березитах и кварцево-жильных рудах. Образует теснейшие срастания с арсенопиритом и обрастает мелкие зерна халькопирита с пирротином, замещая последний. Размер зерен марказита 0,003—0,064 мм.

Пирротин наблюдается в виде неправильных овальных обособлений в ассоциации с ранним халькопиритом в пирите I и арсенопирите I березитизированных пород. Размеры выделений редко превышают десятые доли миллиметра. В рудах выделения пирротина исключительно редки. В одном случае в кварце установлено обособление халькопирита

(3×0,4 мм) с пластинками пирротина и изометричными кристаллами кобальтина *.

Молибденит обнаружен в единичных образцах в слабокалишпатизированном и серицитизированном кварцевом диорите вместе с пиритом, халькопиритом.

Халькопирит распространен широко. Однако заметных скоплений в рудах не образует. В виде мелких (0,001—0,06 до 0,8 мм) неправильных выделений он присутствует в срастании с многими рудными минералами. В березитах чаще других наблюдаются срастания его с пирротином, а в кварцевых жилах — с блеклой рудой и сфалеритом. В березитах выделения халькопирита I и пирротина незакономерно распределяются в пирите и арсенопирите. В кварцевых жилах неправильные выделения халькопирита II цементируют пирит, арсенопирит, а также присутствуют в срастаниях с блеклой рудой, сфалеритом, реже золотом II и галенитом. Изредка в рудах наблюдаются структуры распада системы сфалерит — халькопирит, что является указанием на формирование минерализации полиметаллической стадии при температурах 300—350°. В рудах присутствует также халькопирит III, образующийся совместно с арсенопиритом II за счет разложения теннантита.

Галенит чаще других образует ассоциации с блеклой рудой смешанного состава, светлым сфалеритом в тонкозернистом кварце II. В березитах галенит исключительно редок и отмечается в кварц-серицитовых оторочках пиритов. Совместно с блеклой рудой галенит выполняет трещины в кварце II, а также вместе с кварцем и другими минералами цементирует раздробленный пирит I и арсенопирит I. Часты срастания с сульфосолями свинца и сурьмы, а также с золотом. Бурнонит иногда образует реакционные каемки по галениту. Основная масса выделений галенита имеет размеры 0,003—0,1 мм.

Сфалерит представлен тремя морфологическими разновидностями. Ранний, темно-бурый сфалерит ассоциирует с ранним халькопиритом I и пирротином, встречается как в рудах, так и в березитах в виде обособлений в пирите и арсенопирите. Более крупнозернистые (0,05—1,0 мм) изометричные выделения сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита II встречаются только в кварцевых жилах. Еще более крупные гнездовые скопления светлого сфалерита-клейофана (до 5 мм) наблюдаются обособленно от пирита и арсенопирита в кварце II и III. По периферии клейофана развиваются блеклая руда смешанного состава, галенит и бурнонит. Иногда в этих срастаниях присутствует также золото. Блеклая руда (теннантит) развивается в основном в кварцевых жилах. Наиболее ранняя разновидность блеклой руды цементирует раскрошенный арсенопирит. В ассоциации с блеклой рудой I часто присутствуют кварц, мелкозернистый сфалерит, реже золото и халькопирит начала полиметаллической стадии рудообразования. Установлены структуры разложения блеклой руды I с образованием халькопирита II и арсенопирита II.

В ассоциации с галенитом, сфалеритом и бурнонитом I часто наблюдается блеклая руда II смешанного состава с обилием тонких минеральных включений серебра, электрума, золота и эмульсиевидных включений других минералов. В ассоциации с бурнонитом II, буланжеритом, золотом и иногда джемсонитом отмечаются тетраэдрит и продукты его разложения — гудмундит и халькопирит.

По данным З. А. Козловской и Д. Д. Дуйсенбекова (1973), в рудах установлены три генетические разновидности блеклых руд, приближаю-

* По данным З. А. Козловской, появление в рудах некоторых минералов висмута и кобальта (висмутин, линнеит-зигенит, кобальт-пирит) связано с дайками основного состава; ассоциацию дополняют электрум, пирротин и халькопирит.

щиеся по своим свойствам к тетраэдриту. По данным М. М. Бакенова, в рудах присутствует также шватцит-ртутьсодержащая блеклая руда.

Бурнонит встречается сравнительно часто. Основная масса зерен имеет размер от 0,01 до 0,1 мм и образует аллотриоморфнозернистые срастания с блеклой рудой II, халькопиритом II, галенитом, сфалеритом

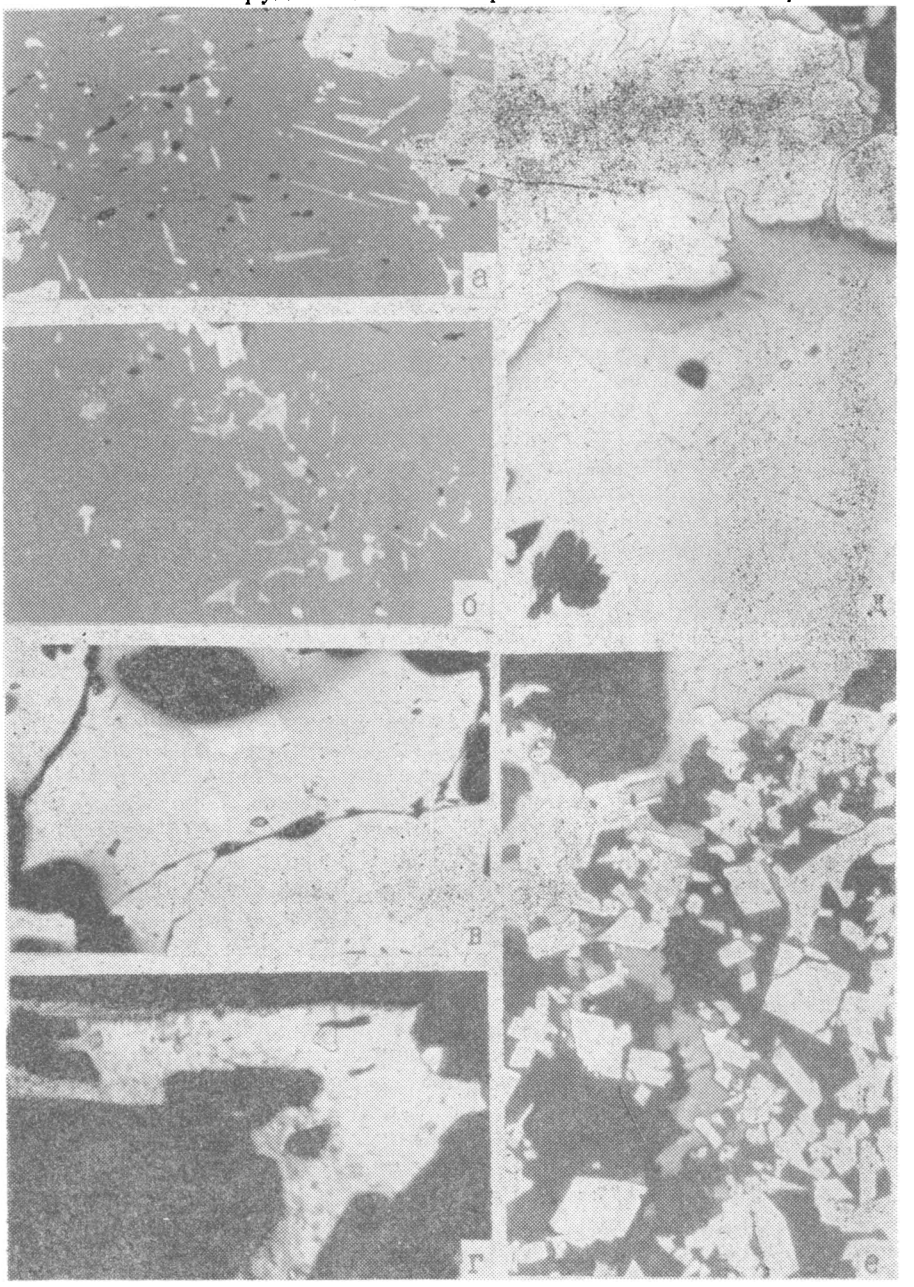


Рис. 67. **Минералы золото-полиметаллической минеральной ассоциации**

а — субпараллельные скопления иголочек буланжерита в сфалерите (темно-серое); *б* — субграфические вростки бурнонита (светло-серое) в сфалерите (серое); *в* — вростки галенита (бслое) и бурнонита (светло-серое); *г* — пластинки джемсонита в кварце (черное); *д* — включения буланжерита (светло-серое) в бурноните (серое); белое — пирит; *е* — арсенопирит (белые идиоморфные зерна) и бурнонит (светло-серое)

(рис. 67, *б*, *в*) и золотом II, пиритом II или выполняет интерстиции в кварце и арсенопирите (рис. 67, *е*). Иногда находится в своеобразных субграфических срастаниях со сфалеритом, блеклой рудой и галенитом. Другая разновидность бурнонита наблюдается в виде реакционных каемок между выделениями галенита и блеклой руды, галенита и джемсонита и др.

Буланжерит и джемсонит встречаются довольно часто в срастании с различными минералами руд (рис. 67). Ассоциируя с блеклой рудой, сфалеритом и поздним пиритом, они располагаются ближе к центральным частям кварцевых жил в виде гнезд в тонкозернистом кварце III. Удлиненные, до игольчатых, кристаллы буланжерита развиваются по периферии железистого сфалерита или образуют идиоморфные обособления в клейофане.

Золото распределяется крайне неравномерно в виде единичных зерен и гнездовых скоплений, размеры выделений золота изменяются от субмикроскопических до 1,5×2,0 мм. Установлено, что 17% золотин имеют размеры до 0,005 мм, 62% — от 0,005 до 0,05 мм, 11% — от 0,05 до 0,1 мм, 7% — от 0,1 до 0,5 мм и 3% — от 0,5 до 1,0 мм. Пробность золота колеблется от 839 до 926.

Формы выделений золота разнообразные. В неизмененных ранних пирите и арсенопирите боковых пород и березитах присутствуют тонкие амебообразные овальные и продолговатые выделения. В кварцевых жилах основная масса золота имеет остроугольные и прожилковидные формы, подчиненные кварцу и сульфидам. В кварце и сульфидах иногда наблюдается золото в форме октаэдрических кристаллов. Вершины кристаллов обычно сглажены. Агрегатные скопления золота в кварце нередко имеют дендритообразный вид.

Золото образует парагенетические ассоциации с разными по времени выделения рудными минералами и кварцем трех генераций. Раннее золото I субмикроскопическое, распространено незначительно, относительно равномерно распределяется в боковых гидротермально-измененных породах, встречается в пирите I и арсенопирите I.

Золото II от мелко- до среднезернистого, тесно ассоциирует с блеклой рудой (теннантитом) и кварцем II. Основная масса золота цементирует раздробленные агрегаты арсенопирита I, пирита I (рис. 68, *б*) или выполняет интерстиции в кварце II. Золото III установлено в ассоциации с блеклой рудой смешанного состава, тетраэдритом (рис. 68, *в*), электрумом и сульфосолями свинца и сурьмы. Золото IV («горчичное») развивается в кварц-кальцитовых агрегатах по периферии рудных минералов ранних ассоциаций. Микротвердость золота варьирует от 43,8 до 107,9 кГ/мм^2. По 28 замерам 73% золотин имеют твердость 50—80 кГ/мм^2.

В зоне окисления золото укрупняется: субмикроскопическое — до 0,01—0,05; более крупное (из сульфидно-кварцевых жил) — до самородков (рис. 68, *а*). Вкрапленность самородного золота в зоне окисления установлена в лимоните и скородите.

Температурный режим формирования изучался методом гомогенизации включений. Кварц I переполнен мелкими (0,002—0,008 мм) одно- и двухфазовыми включениями. Среди них по форме и температурам гомогенизации выделяются три группы. Первая группа — это однофазовые газовые включения с геометрически правильными ограничениями. Вторая группа — включения овальной и неправильной формы с температурой гомогенизации в жидкую фазу 420—380°С. Третья группа — включения овальной формы, вытянутые, иногда почти круглые, гомогенизирующиеся при температуре 370—320°С. Давление в эту стадию было приблизительно 1100—1000 атм. Кварц II также содержит значительное

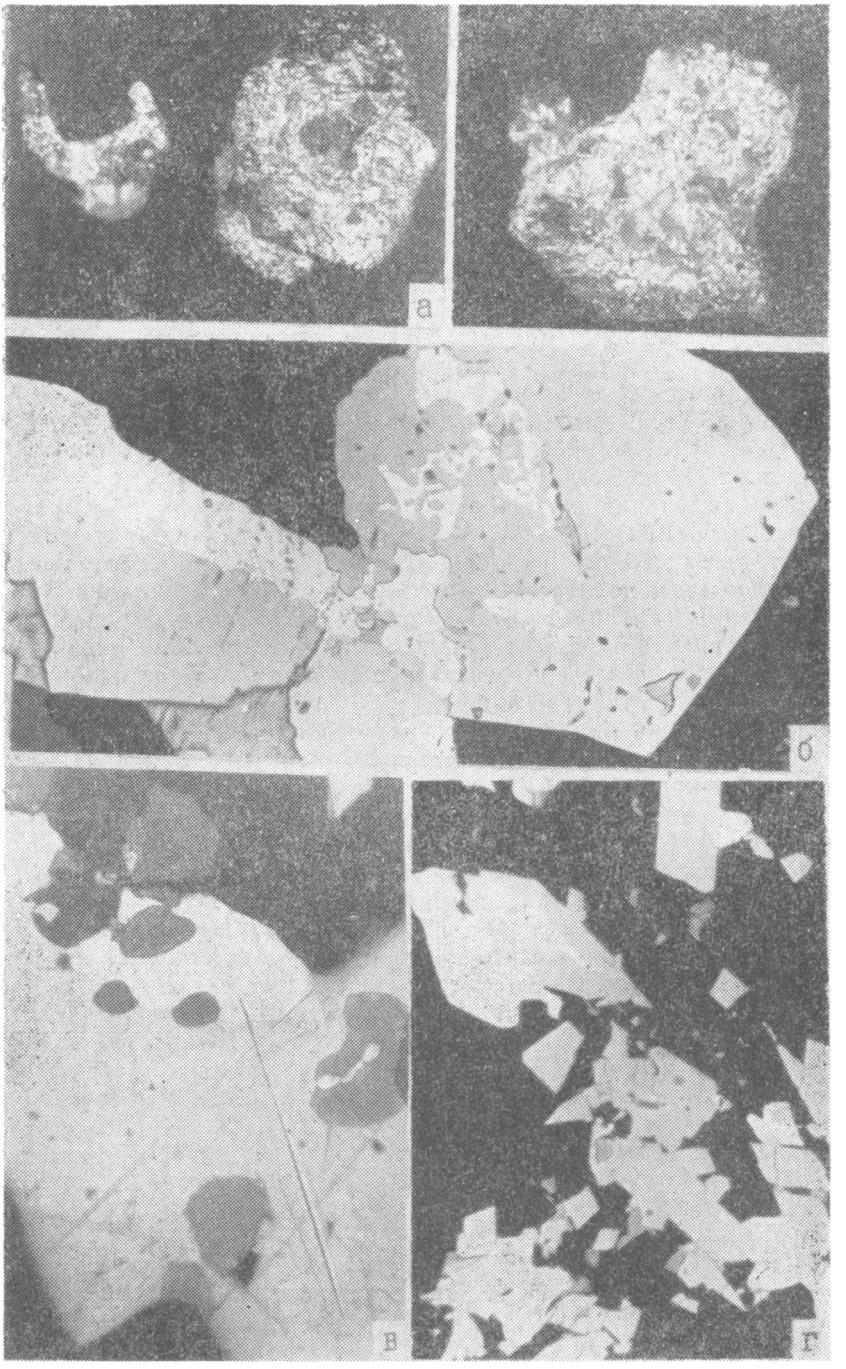


Рис. 68. **Формы выделения самородного золота**

а — самородки золота из делювиально-пролювиальных отложений; *б — г* — золото в гипогенных рудах: *б* — золото (белое) и пирит (светло-серое), *в* — золото (белое) в срастании с галенитом (светло-серое) и блеклой рудой (серое), *г* — золото (белое) и арсенопирит (светло-серое)

количество газово-жидких включений обычно овальной формы размером 0,002—0,004 мм. Гомогенизация по I типу в интервале температур 320—220°С. Давление в эту стадию определено в 1000—450 атм. Эти результаты хорошо согласуются с данными по интерпретации структур распада системы сфалерит — халькопирит (350—300°С) и ассоциации тетрадимит — электрум — самородное серебро (220—200°С). Кварц III имеет температуру образования 245—180°С, кальцит I — 245—220°С, кальцит II — 120—75°С.

Совмещенный минеральный тип

Примером оруденения, развитого в пределах вулкано-плутонических структур девона, являются проявления совмещенного (золото-полисульфидного, золото-пирит-арсенопиритового и редкометального) минерального типа в связи с телескопированными магматитами девона. Они изучались многими авторами.

По их данным, складчатое основание структуры сложено флишоидной толщей верхнего ордовика с преобладанием полимиктовых песчаников и алевролитов. Степень метаморфизма пород отвечает фации зеленых сланцев. На складчатом ордовике с резким угловым несогласием залегают конгломераты и песчаники с редкими пластами андезитов коктасской свиты нижнего — среднего девона мощностью до 120 м. Туфогенно-терригенные отложения карасайской свиты среднего — верхнего девона вмещают рвущий некк порфиров и перекрывают с трансгрессивным залеганием шток диоритов. В их составе отмечаются лавобрекчии и туфы альбитофиров, туфопесчаники и песчаники, встречаются обломки оруденелых пород. Мощность свиты до 80 м.

На площади проявления, представляющей собой тектонический блок, рассеченный тремя системами трещин широтного, северо-западного и северо-восточного простирания, развиты интрузивные образования трех этапов. К первому относятся интрузии гранодиоритов среднедевонского кызылжартасского комплекса. С ними пространственно и парагенетически связана золото-полисульфидная минерализация. Во второй этап образовались сложнофациальные субинтрузии и дайки порфиров, сопровождаемые прожилково-вкрапленной золото-арсенопирит-пиритовой минерализацией. В третий этап внедрились граниты Жельтауского массива, формировалась послежельтауская серия даек аплитовидных гранитов и диабазовых порфиритов с медной и редкометальной минерализацией (рис. 69).

Интрузиями первого этапа сложен шток, занимающий центральную часть вулканической структуры, и ряд трещинных интрузий в его обрамлении (габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и диоритовые порфириты). Значительные колебания в количественных соотношениях светлоокрашенных и темноцветных минералов свидетельствуют о сложной дифференциации магмы и наличии явлений ассимиляции и гибридизма. Дорудные дайки диоритовых порфиритов немногочисленны и выполняют трещины северо-западного и северо-восточного направлений. Обычно сопровождаются зонами минерализации. Встречаются единичные линзообразные тела гранодиорит-порфиров, приуроченные к контактам фациальных разностей габбро-диоритов и диоритов. Характерной особенностью состава пород штока является повышенное содержание щелочей (13,4—16,2%) и алюминия, преобладание натрия над калием.

Три системы трещин определяют степень дробления и изменения пород, наиболее проявившуюся в южной, северной и юго-восточной эндоконтактовых частях штока диоритов. В зонах дробления развиты гидро-

термально-метасоматические процессы двух стадий с образованием кварц-серицит-мусковитовых пород (березитов) со слабозолотоносными пиритом и арсенопиритом и кварц-карбонатных прожилков с альбитом, серицитом, хлоритом, сульфидами и золотом. В совокупности они образуют зоны, штокверки, полосы и гнезда в нарушенных породах. Повышенные концентрации сульфидов сосредоточены в эндоконтактах даек диоритовых порфиритов или вдоль контактов кварцевых диоритов и габбро-диоритов.

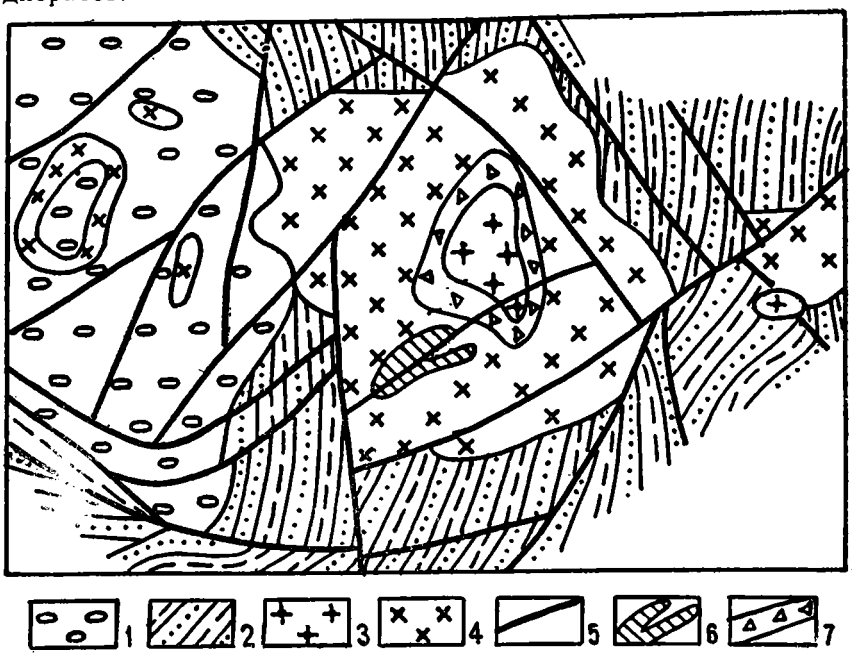


Рис. 69. **Схема строения района проявления минерализации совмещенного типа**

1 — нижний — средний девон; *2* — верхний ордовик; *3* — субвулканические постверхнедевонские порфиры; *4* — габбро-диориты — кварцевые диориты кызылжартасского комплекса; *5* — разломы; *6* — зона эруптивных и эксплозивных брекчий с минерализацией; *7* — зоны дробления с минерализацией

Минеральный состав зон весьма разнообразен, здесь отмечены золото, серебро, висмут, сурьма, гематит-гидрогетит, пиролюзит, пирротин, пирит, марказит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, герсдорфит, висмутин, антимонит, бертьерит, кермезит, козалит, халькозин, борнит, ковеллин, тетрадимит. Выделяются следующие парагенетические минеральные ассоциации.

Арсенопирит-пиритовая ранняя ассоциация содержит в своем составе арсенопирит, пирит, марказит, халькопирит. Рудные минералы образуют вкрапленность в березитах, все они содержат многочисленные включения породообразующих и акцессорных минералов.

Кварц-пирротин-пиритовая ассоциация приурочена к кварцевым прожилкам и состоит из пирротина, халькопирита, пирита, арсенопирита, образующих гнезда и полосы в кварце. Первыми выделялись пирротин и халькопирит, позже — арсенопирит, который содержит дисперсное золото.

Кварц-герсдорфит-арсенопиритовая ассоциация приурочена к кварцевым прожилкам, в которых рудные минералы образуют неравномер-

ную вкрапленность. Эту ассоциацию можно считать осаждающей, продуктивной, поскольку герсдорфит повсеместно замещается минералами сурьмы, меди, висмута и самородным золотом.

Кварц-полиметаллическая ассоциация развита слабо. В ее состав входят кварц, галенит, сфалерит, халькопирит, тетрадимит, халькозин. Эти минералы срастаются друг с другом или образуют в отдельности микропрожилки по трещинам в пирите, неправильные гнезда в кварце, включения в антимоните.

Полисульфидная продуктивная ассоциация без временного перерыва образовалась вслед за кварц-полиметаллической. Она включает большой набор минералов: халькопирит, блеклую руду, висмутин, антимонит, самородное золото, серебро, висмут, сурьму. В начальный период образования преобладают халькопирит и блеклая руда, а в последующий — висмут и сурьма.

Кальцит-антимонитовая ассоциация завершает рудный процесс, приурочиваясь к осевым частям прожилков, в которых кальцит и антимонит выполняют пустоты.

Во второй этап магматизма сформировались некк порфиров и ряд мелких штокообразных и дайкообразных тел, которые рвут терригенные толщи ордовика и шток диоритов. Некк расположен в центральной части штока и сложен дацитовыми порфирами, меньше — гранит- и фельзит-порфирами. Порфировые выделения составляют 30—40% объема породы. Они представлены в основном альбит-олигоклазом, меньше — биотитом, кварцем, единичными зернами роговой обманки. Состав основной массы — кварц-полевошпатовый с микрогранитовой, участками микропегматитовой, микрографической или микросферолитовой структурами. Проявлены березитизация, пиритизация, по зонам нарушений развиты кварц-карбонатные прожилки с сульфидами и золотом. Вдоль южной эндо- и экзоконтактовой части некка порфиров прослеживается зона эксплозивных брекчий, состоящая из обломков вмещающих габбро-диоритов и диоритов (20—30% объема), сцементированных березитизированными фельзит-порфирами. Как обломки, так и цементирующие породы в результате гидротермально-метасоматических процессов изменены с развитием микрочешуйчатого и микропластинчатого серицита, реже мусковита, прожилков прозрачного стекловатого кварца, вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализации и золота. Повышенные концентрации сульфидов отмечаются на участках наибольших скоплений обломков в виде полос, линз и гнезд, приуроченных к экзоконтактовой части дайки дацитовых порфиров. Основная часть золота составляет тонкодисперсную примесь в пирите. Кроме зон брекчий золото и сульфиды установлены в лавобрекчиях и туфах кислого состава, залегающих в кровле некка, а также в дайках гранит-порфиров. В рудах второго этапа содержатся серебро, медь, цинк, свинец, мышьяк, олово, вольфрам, никель, кобальт и сурьма.

Общей чертой формирования минерализации первого и второго этапов является развитие предрудного метасоматизма (в первом случае по зонам дробления, во втором — в эксплозивных брекчиях), происходившего вдоль разрывных нарушений. Для первого этапа характерны две стадии минералообразования: дорудная арсенопирит-пиритовая и рудная полисульфидная, разделенные внутриминерализационными подвижками, для второго — одна, совмещенная полисульфидная.

Специфическим отличием описываемой минерализации является наложение на нее редкометальных проявлений позднего (третьего) этапа. В результате возникают сложно телескопированные минерализованные зоны и тела с переменными соотношениями минерализации каждого этапа в различных частях.

Проявления расположены в южной части Каибского массива гранитов в его юго-западной экзоконтактовой зоне вдоль Суукадырского разлома, среди нижне-среднеордовикских отложений майкольской свиты, а также в полосе северо-восточных разрывов, секущих граниты массива. Майкольская свита сложена флишоидной толщей полимиктовых и кварцевых песчаников и алевролитов, содержащих прослои черных кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, линзы конгломератов и известняков. Породы собраны в линейные складки северо-западного направления; развиты продольные разрывные нарушения, ограничивающие узкие линейные блоки, осложненные более поздними разрывами северо-восточного простирания.

В южной части Каибского массива развиты преимущественно лейкократовые граниты первой фазы с гибридными разностями пород в эндоконтакте. Аляскитовые и аплитовидные граниты второй фазы образуют небольшие тела и жилы вдоль разноориентированных разрывов. Среди гранитов встречаются останцы диоритов и гранодиоритов среднего девона. Дайковые тела позднего девона сложены гранодиорит-порфирами, кварцевыми диоритовыми порфиритами, диоритовыми порфиритами, вогезитами, спессартитами и диабазовыми порфиритами. Первые распространены преимущественно среди гранитов, вторые — в отложениях майкольской свиты.

Нижнекарбоновые красноцветные конгломераты и песчаники образуют узкую полосу вдоль Суукадырского разлома, который, являясь основной разрывной структурой района, проходит в зоне сочленения Сарытумского синклинория и Бурунтауского антиклинория. С ним сопряжены крупные Карабиинский и Каракуюкский разрывы. В зонах указанных разломов неоднократно возникали движения с внедрением разновозрастных магматитов. Здесь размещены серии дайковых тел, жил и минерализованных пород. Морфология минерализованных зон определяется системами нарушений северо-западного и северо-восточного направлений. Первая система развита в складчатых структурах майкольской свиты. Более ранние соскладчатые и секущие продольные разрывы сопровождаются дроблением пород и выполнены многочисленными безрудными короткими жилами и прожилками кварца. Жилы и сопровождающие их прожилки кварца с рудной минерализацией пространственно совмещены с дайками кварцевых диоритовых порфиритов, вогезитов, спессартитов и концентрируются в узлах пересечения с разрывами северо-восточного простирания.

Система северо-восточных разрывов сечет граниты Каибского массива, а на продолжении к юго-западу — складчатые структуры майкольской свиты. Морфология разрывов и минерализованных зон меняется в зависимости от строения вмещающих пород. В пачках ритмичного тонкого переслаивания пород майкольской свиты развита серия сближенных трещин, подновляющих торцовую систему северо-восточного простирания (40—50°), выполненных кварцем и сульфидами. В местах их пересечения с пластами песчаников и кварцитов образуются зоны разноориентированных прожилков с рассеянной минерализацией. В гранитах развиты серии субсогласных трещин скола, контролирующих дайки кварцевых диоритовых порфиритов, жилы рудоносного кварца, минерализованные зоны измененных и дробленых гранитов и раннего безрудного кварца, пронизанных прожилками рудного кварца.

По парагенезисам минерализация относится к пирит-арсенопирит-теллуридному с галенитом и сфалеритом типу золото-кварц-сульфидной формации. Основные минералы — кварц, пирит (до 20%), арсенопирит

(до 2—5%), халькопирит (до 1%), галенит (до 1—2%), теллуриды и золото. В большей части тел северо-западной ориентировки проявлена только ранняя (первая) продуктивная ассоциация. Полный ряд минеральных ассоциаций от высокотемпературных до низкотемпературных установлен в кварц-сульфидных жилах северо-восточного простирания. Кварц, пирит, халькопирит и золото представлены несколькими ассоциациями, образование которых происходило в четыре стадии.

Ранняя кварц-пиритовая ассоциация составляет 70—80% жильного выполнения. Кварц среднезернистый, белый, форма зерен удлиненно-вытянутая, шестоватая и призматическая, катаклазирован, погасание волнистое и мозаичное, часты полосы грануляции. Пирит (до 10—12%) крупнозернистый, часто кубического облика, образует в кварце гнезда и вкрапленники, содержит неправильные овальные обособления пирротина и халькопирита, кобальт, титан.

Первая продуктивная кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация слагает прожилки, секущие кварц и пирит ранней генерации. Кварц тонкозернистый, светло-серый. Пирит находится в тесном срастании с арсенопиритом. Преобладающая форма его кристаллов — комбинации пентагон-додекаэдра и куба. Размер кристаллов до 0,5 мм. Арсенопирит образует кристаллы призматического и пирамидального облика, распределяется в кварце гнездами и вкрапленниками. Золото в виде тонких включений (пылевидной и амебовидной формы) сосредоточено в пирите второй генерации и арсенопирите. В пирите установлены кобальт, никель, титан, медь, серебро, цинк, мышьяк.

Вторая продуктивная кварц-золото-полиметаллическая ассоциация выделяется в виде прожилковидных обособлений, кварц тонкозернистый, серый, содержит гнезда кальцита. Халькопирит, галенит и сфалерит образуют ксеноморфные скопления или гнезда в агрегатах пирита. Золото чаще выполняет интерстиции в кварце, чем обусловлены его остроугольные и проволкообразные формы. Размер золотин от микроскопических до 0,1—0,3 мм. Изредка золото встречается в агрегатах пирита и галенита. В пирите установлены кобальт, никель, серебро, медь, висмут, титан, мышьяк и свинец. Характерно развитие ассоциации теллуридов (петцит, алтаит) с переотложенными халькопиритом, кварцем и калишпатом в трещинах пирита второй и третьей генераций.

Главным признаком минерализованных зон является наличие: а) даек нескольких стадий — от гранодиорит-порфиров до порфиритов и спессартитов, б) участков сочленения разрывов северо-западного и северо-восточного направлений, в) жил последовательности отложения минеральных ассоциаций, г) геохимически устойчивого последовательного ряда максимальных концентраций элементов: мышьяк, свинец, серебро, теллур.

Золото-кварцевый минеральный тип

Проявления формации установлены в северо-западной части Жалаир-Найманского синклинория, в зоне Ергенектинского глубинного разлома, проходящего на границе с Бурунтауским антиклинорием. Зона выполнена вулканогенно-осадочными породами венда, раннего и среднего палеозоя, образующими линейную антиклинальную складку, осложненную продольными разрывами, ограничивающими узкие блоки разновозрастных пород.

В ядерной части антиклинали прослеживаются выходы метаморфизованных слюдистых, кремнистых и песчано-сланцевых пород с пластами кремней, кварцитов и базальтов. Породы гематитизированы, пронизаны прожилками кварца, содержат отдельные жилы кварца. Фоновые кон-

центрации в породах таковы (г/т): свинца и молибдена — 20—40, мышьяка и кобальта — 10—30, цинка — 12, меди, серебра и висмута — до 1. Северо-восточное крыло складки сложено кремнисто-терригенными породами кембрия — нижнего ордовика. Повышенные концентрации свинца, мышьяка и молибдена отмечаются в жилах кварца, залегающих среди песчаников и алевролитов.

Таблица 10

Химический состав дайковых пород

Компоненты	1-я проба	2-я проба	Компоненты	1-я проба	2-я проба
SiO_2	59,96	57,36	CaO	5,86	6,46
TiO_2	1,03	1,01	Na_2O	3,60	4,34
Al_2O_3	16,69	16,98	K_2O	2,40	1,82
Fe_2O_3	1,39	1,20	H_2O^+	0,15	0,10
FeO	3,95	3,97	H_2O^-	1,65	2,00
MnO	0,09	0,09	P_2O_5	0,15	0,20
MgO	2,89	3,34	П.п.п.	Не обн.	1,51
			Σ	99,74	100,39

Юго-западное крыло складки, в пределах которого расположено одно из проявлений формации, заключено между Ергенектинским и сопряженным с ним Ергебулакским сбросами, круто (80—85°) падающими на северо-восток. В его строении принимают участие вулканогенно-терригенные отложения верхнего ордовика куяндинской свиты и нижнего девона коктасской свиты. Нижняя часть куяндинской свиты сложена конгломератами и песчаниками, верхняя — песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, андезито-базальтами и их туфами. В строении коктасской свиты участвуют эффузивы среднего и основного состава, конгломераты, песчаники и алевролиты. Интрузивные образования глубинной зоны представлены древними серпентинитами, гарцбургитами, пироксенитами, габброидами, девонскими многофазными гранитоидами, состав которых варьирует от габбро и диоритов до гранитов и сиенито-гранитов. В пределах площади проявления минерализации распространены дайки и линзовидные тела диоритов, диоритовых порфиритов. Протяженность отдельных даек от 100—200 до 2000 м. По химическому составу они относятся к известково-щелочной серии (индекс Пикока 58,2). Средний химический состав дайковых пород показан в табл. 10. С ними в тесной структурной связи находятся зоны минерализации. В восточной части участка встречены маломощные (2—3 м) дайки гранит-порфиров.

Основная зона минерализации залегает в толще конгломератов и приурочена к лежачему боку дайки диоритов с падением на юго-запад под углом 75—86°. Она состоит из центральной жилы кварца, раздробленных минерализованных конгломератов и диоритов. Вмещающие жилу породы альбитизированы, хлоритизированы, ожелезнены и пиритизированы. Главным жильным минералом является кварц (90—95%), в малых количествах присутствуют турмалин, карбонат, барит, флюорит. Рудная минерализация представлена пиритом, арсенопиритом и золотом, редко встречаются галенит, халькопирит, блеклые руды, касситерит. В зоне окисления установлены борнит, малахит, ковеллин, азурит, ванадинит, вульфенит.

Кварц представлен тремя генерациями. Кварц I количественно преобладает, образует крупные изометричные (1,5—2,5 мм), иногда слабовытянутые зерна с относительно ровными ограничениями. Интенсивно

катаклазирован, характеризуется резко волнистым угасанием. В ассоциации с ним отмечается рутил. Кварц II слагает вытянутые или неправильной формы слабокатаклазированные обособления в кварце I. В ассоциации с кварцем II отмечаются турмалин и пирит I, арсенопирит, золото I. Кварц III мелко-тонкозернистый, без следов катаклаза, выполняет трещины, просечки, а также образует линзовидные обособления в кварце I и II. С кварцем III отмечаются золото, галенит, теллуриды.

Турмалин (зеленый) слагает резко извилистые прожилки (первые миллиметры) в кварце I или обволакивает обособления кварца II. Иногда прожилки турмалина совпадают с прожилками кварца III. В ассоциации с турмалином присутствуют пирит I, арсенопирит и золото I.

Карбонат представлен кальцитом, который развивается по контакту кварца II и III. В двух случаях в ассоциации с кальцитом установлены пылевидные выделения самородного серебра.

Пирит составляет около 85% рудной минерализации в жилах и измененных околожильных породах. Представлен двумя разновидностями. Пирит I образует крупнозернистые вкрапленники (до 3—3,5 мм) в кварце I. Кристаллы его раздроблены, корродированы, имеют метасоматический облик и зональное внутреннее строение. Основная форма кристаллов пирита I [100].

В пирите I отмечаются включения нерудных минералов, лейкоксенизированного рутила и реже халькопирита. Пирит II образует цепочкообразные агрегаты тонко-среднезернистых кристаллов в кварце II. Основные формы кристаллов его комбинации [210]+[100] и [210], при этом преобладают формы [210]. По периферии цепочкообразных агрегатов пирита II развивается арсенопирит. Для пирита II характерны редкие пылевидные включения золота и обильные обособления кварца. По внутреннему строению пирит II своеобразен: в центре кристалла выявляются микропойкилиты трех-пятиугольных сечений, далее к периферии их окружают общие кристаллические зоны тоже пяти-шестиугольных сечений.

Арсенопирит установлен в большинстве образцов в количествах от единичных до частых кристаллов и редко до гнездовых скоплений (до 0,5×1,5 мм) зернистых агрегатов. Формы кристаллов изменяются от коротко- и удлиненно-призматических до игольчатых (от 0,04×0,104 до 0,3×0,64 мм). Арсенопирит ассоциирует с пиритом II и ранним золотом.

Халькопирит в виде единичных округлых и округло-вытянутых обособлений (0,0036×0,0056 мм) отмечен в пирите I и II.

Блеклая руда представлена единичными неправильными обособлениями в кварце II и в ассоциации с кварцем II, галенитом и золотом.

Галенит — наиболее распространенный минерал в рудах из группы полиметаллических сульфидов. Обычно выполняет интерстиции в кварце III. Нередко наблюдаются срастания его с золотом II, реже с гесситом и алтаитом.

Неправильные выделения гессита размером 0,004×0,010 мм располагаются по контакту золота II и галенита.

Алтаит обнаружен в виде каемки вокруг золота II и гессита.

Золото в рудах представлено тремя разновидностями, в отдельных образцах отмечается до пяти его выделений. Тонкое пылевидное и амебовидное золото I распределяется в пирите II. В лимоните по пириту II отмечается укрупнение золота I и перераспределение его внутри псевдоморфоз с образованием пленок и каемок, повторяющих следы зон роста пирита. Более крупное золото II образует каплевидные, измененно-каплевидные и угловатые выделения, выполняющие интерстиции в кварце. Золото II тесно ассоциирует с кварцем III, галенитом и теллуридами. Размеры выделений изменяются от 0,008×0,008 до 0,06×0,12 мм. Золо-

то III вторичное, тесно ассоциирует с колломорфными образованиями гидроокислов железа. Вместе с последними золото III выполняет поздние трещины. Вероятно, основная часть золота III образовалась за счет переотложения золота I, которое высвобождалось при окислении пирита и арсенопирита.

Золотоносные тела характеризуются следующим соотношением элементов: (Mo, Bi) > (As, W) > Pb. Отношение золота к серебру равно 1:1.

В породах минерализованной дайки диоритов и диоритовых порфиритов висячего бока рудного тела геохимический спектр имеет такую структуру: W > (Pb, Ag, As, Mo) > (Cu, Bi). Здесь по сравнению с первым спектром возрастают кларки концентрации (КК) вольфрама, свинца и меди на фоне снижения содержаний золота, молибдена и висмута. Отношение золота к серебру составляет 4:1.

В гравелитах, песчаниках и конгломератах, слагающих лежачий бок зоны, элементы ранжируются следующим образом: Au > W > (Mo, Ag, Bi, Pb, As). Это неравенство в целом идентично спектру элементов минерализованной дайки. Отношение золота к серебру равно 6:1.

Повышенный фон золота, вольфрама, серебра, меди, свинца, молибдена и мышьяка характерен для терригенных и дайковых образований, слагающих площадь проявления. При этом устанавливаются градиенты в распределении концентраций и соотношений отдельных элементов. Например, в минерализованной зоне отношение Au/Ag близко к 1:1; во вмещающих породах оно обычно в 2—3 раза выше. КК вольфрама и меди в дайковых и терригенных образованиях также в 2—4 раза превышает таковой в кварцевых жилах. Соотношение КК молибдена в рудных телах и вмещающих породах характеризуется противоположной тенденцией.

Концентрации элементов-спутников золота в кварцевых жилах обычно невысоки. Из рассмотренных элементов лишь серебро имеет средний КК, превышающий 100; КК остальных, как правило, менее 10. Наряду с этим в рудном теле наблюдаются обогащенные участки, соответствующие зонам максимального проявления золото-арсенопиритовой и золото-полиметаллической минеральных ассоциаций.

Гипабиссальная золото-сульфидная формация

Золото-арсенопиритовый минеральный тип

Геологическая позиция района развития типичного проявления золото-сульфидной формации определяется следующими особенностями. Зона золото-сульфидного оруденения располагается в пределах грабен-синклинали позднекаледонского — варисского возраста, наложенной на раннекаледонские структуры. В строении района принимают участие отложения среднего — верхнего кембрия, верхнего девона — низов нижнего карбона, верхнего турне — нижнего визе и раннегерцинский интрузивный комплекс. В первую фазу происходило формирование крупных дайкообразных тел и силлообразных залежей гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров и кварцевых диоритовых порфиритов мощностью до 300—500 м при длине 5—6 км. Вытянуты они преимущественно в восток-северо-восточном направлении. Со второй фазой связано становление интрузивного массива, расположенного в восточной части рудного поля. Массив имеет овальную, вытянутую в широтном направлении форму, полого погружаясь к востоку и западу, при крутом северном и южном контактах. Массив сложен фациальными гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами. С третьей фазой связано образование многочисленных даек преимущественно диоритового состава, с вариациями от кварцевых диоритовых порфиритов до диаба-

зовых порфиритов. Дайки имеют субширотную ориентировку, образуя обширное дайковое поле, в южной части которого располагаются участки золото-сульфидной минерализации. В дайках довольно часто отмечается бедное медное оруденение.

Нижний возрастной предел пород интрузивного комплекса определяется активным их контактом с отложениями девон-карбонового возраста, а верхний — по перекрытию красноцветной толщей верхнего турне — нижнего визе, залегающей на размытой поверхности пород первой и третьей фаз.

Размещение зон и участков гидротермально-измененных минерализованных пород в районе контролируется разломами северо-восточного и субширотного направлений. Разломы северо-западного простирания можно рассматривать как юго-восточные ветви Жалаир-Найманской зоны глубинных разломов. Вдоль этих разломов северо-западного простирания на участках изгибов по простиранию также отмечается минерализация.

Проявления золото-сульфидной формации представлены сближенными зонами прожилково-вкрапленного типа. По количественному соотношению ведущих рудных минералов они подразделяются на существенно арсенопиритовые с примесью пирита и пиритовые с подчиненным количеством арсенопирита.

Вмещающие сульфидную минерализацию первого типа породы относятся к интрузиям первой фазы и представлены гранодиорит-порфирами, переходящими в гранит-порфиры. Породы рассечены дорудными дайками диоритовых и диабазовых порфиритов третьей фазы, которые пиритизированы и несут следы слабого гидротермального изменения. Наиболее широко проявлен процесс серицитизации и в меньшей мере — хлоритизации и карбонатизации.

Минерализация представлена массивными жилами, сложенными преимущественно арсенопиритом, залегающими в зонах, осложненных последайковыми разрывными нарушениями северо-западного простирания, создавшими коленообразные изгибы по простиранию и увеличение мощности и концентрации сульфидов в этих участках.

Кроме мышьяка и золота установлены свинец, цинк, висмут, сурьма, серебро, медь, реже отмечаются кобальт, молибден. О. С. Анкинович (1976 г.) выявлена следующая последовательность минеральных ассоциаций:

1) альбит, эпидот, серицит, хлорит, гематит, магнетит;

2) арсенопирит, пирит, мельниковит, кварц I, золото, самородный висмут, тетрадимит, висмутин, виттихенит;

3) сфалерит, халькопирит, галенит, флюорит;

4) кварц II, кальцит, хлорит.

Зоны минерализации второго типа (существенно пиритоносные с примесями сульфидов полиметаллов и минералов висмута) имеют северо-восточное простирание и развиты преимущественно в гидротермально-измененных терригенных породах ордовика, девона — карбона. Их взаимоотношения с проявлениями первого типа не изучены. Вероятнее всего, последние являются более глубинными частями в общей схеме зональности.

Лиственитовый тип

Проявления этого типа расположены вдоль шовной части Жалаир-Найманской системы разломов и сосредоточены в локальных узких линейных зонах древних ультрамафитовых пород. К таким зонам относятся Каратальская, Северо-Андасайская и Джамбулская, общей особенно-

стью которых является приуроченность золотой минерализации к лиственитам тальк-тремолит-карбонатного и кварц-карбонатного состава.

Тела ультрамафитов находятся в тесной пространственной связи с вулканитами спилит-диабазовой формации, совместно с которыми заключены в линейные блоки. Изменения пород выражены серпентинизацией и лиственитизацией перидотитов и дунитов, амфиболизацией и хлоритизацией габбро и диоритов, пропилитизацией плагиогранитов. Лиственитты с золото-сульфидной прожилково-вкрапленной минерализацией выявлены в Каратальском и Северо-Андасайском массивах, где они в виде линейно-вытянутых тел развиты по апоперидотитовым серпентинитам, а в Джамбулском массиве — среди пропилитов в плагиогранитах.

В зависимости от состава исходных пород и развитых по ним метасоматитов варьирует и состав сульфидных ассоциаций, в свою очередь, определяющих наличие разных минеральных типов. По составу сульфидных минеральных парагенезисов и геохимическим признакам с учетом геолого-петрографических особенностей рудовмещающих интрузий выделяются: золото-пиритовый, золото-пирит-халькопиритовый и золото-пирит-арсенопиритовый минеральные подтипы.

Состав лиственитов непостоянен и меняется от сплошных карбонатных пород с тканью серпентина до тремолит- или тальк-карбонатных разностей с малым количеством кварца. Структура лепидонематогранобластовая, текстура пятнистая за счет обособлений серпентина, талька и тремолита в гранобластовой массе магнезиального карбоната. Кварц образует тонкие (до 0,1—0,5 см) и короткие прожилки и гнезда; тонкозернистый, голубовато-серого цвета.

Основная продуктивная ассоциация представлена пиритом I, халькопиритом, самородным висмутом, золотом и серебром. Пирит I образует вкрапленность и гнезда средне- и крупнозернистых агрегатов, составляя 15—20% объема породы; формы кристаллов кубические, в комбинации с пентагон-додекаэдром; содержит круглые зональные включения бравоита, густую тонкую сыпь халькопирита. В агрегатных скоплениях пирита I отмечены комковидные и тонкие зерна самородного висмута и золота. Пирит II и III, аурипигмент и антимонит образуют поздние сульфидные ассоциации. Пирит II метаколлоидного строения развит по контакту лиственитов и прожилков. По периферии и внутри его агрегатов устанавливаются срастания аурипигмента, антимонита, пирита III. Пирит III тонкозернистого строения со сложными формами кристаллов. В зоне окисления распространены агрегатные скопления гетит-гидрогетит-псиломелана. В лиственитах кроме золота, серебра, меди, мышьяка установлены повышенные концентрации хрома (до 0,3%), никеля (до 0,1%) и кобальта.

Проявления пирит-халькопиритового минерального типа приурочены к Каратальскому массиву апогарцбургитовых серпентинитов, расположенному в шовной части Жалаир-Найманского разлома. Вдоль северо-восточного эндоконтакта массива прослеживается ряд выходов линзообразных тел лиственитов и близких к ним метасоматических образований. Наиболее золотоносными являются лиственитты кварц-карбонатного состава с прожилково-вкрапленной минерализацией. Рудные минералы распределяются в виде вкрапленников и прожилков. Они представлены пиритом, халькопиритом, халькозином, блеклой рудой, золотом, марказитом. Ранний пирит I распространен на всех участках развития лиственитов в виде вкрапленных зерен кубической формы. С ним ассоциирует гематит, иногда золото, тонкодисперсные выделения которого установлены в лимоните, развивающемся по пириту I. Главные минералы продуктивной ассоциации (пирит II и халькопирит) образуют гнезда и вкрапленники в породе и в кварцевых прожилках.

Кроме пылевидного золота в пирите II встречается халькозин. В ассоциации с ним, а также с блеклой рудой и халькопиритом установлено губчатое и комковидное золото. Поздняя ассоциация представлена метаколлоидными сгустковыми, иногда тонкозернистыми агрегатами пирита и марказита. В зоне гипергенеза широко распространены гетит, гидрогетит, гидролепидокрокит, которые образуются за счет железосодержащих породообразующих минералов и сульфидов железа. В лиственитах кроме золота и меди установлены хром (0,01—0,3%), никель (0,02—2%), кобальт, серебро, цинк (0,01%), свинец (0,03%), мышьяк (0,03%), висмут, молибден (0,0002%).

Проявление пирит-арсенопиритового минерального типа связано с линзо- и пластообразными телами аповерлитовых и апогарцбургитовых серпентинитов, габбро, диоритов, плагиогранитов и с вмещающими их диабазами верхнего кембрия. Золото-сульфидная минерализация развита в пропилитах и лиственитах. Наиболее золотоносны лиственит и прилегающие к ним участки пропилитов. Тела лиственитов вытянуты вдоль трещин или охватывают узлы пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Во всех случаях они развиты вдоль эндоконтакта интрузий гипербазитов, базитов и плагиогранитов. Минеральный состав минерализованных зон: пирит, арсенопирит, халькопирит, висмутин, золото, галенит. Пирит трех генераций. Ранний пентагон-додекаэдрический пирит I широко распространен в метасоматитах, где он образует гнезда и вкрапленники. В лиственитах совместно с ним отмечается арсенопирит. Тонкозернистый пирит II выполняет трещины в прожилках кварца, а в зонах брекчирования развит в виде гнезд. В ассоциации с ним находится висмутин.

Поздний пирит III встречается в малых количествах, образует агрегативные скопления с эмульсионными выделениями галенита. Элементами-индикаторами золота являются мышьяк и висмут.

Близповерхностная золото-сульфидно-кварцевая формация

Проявления рассматриваемой формации расположены в Мынаральской вулкано-тектонической депрессии, которая сложена терригенно-вулканогенными и интрузивными образованиями девона, детально описанными в работах многих авторов. Вулканиты разделены на раннедевонско-эйфельские шунакской свиты и живетские моинтинской свиты. Первые слагают Мынаральский вулкан, занимающий центральную часть депрессии, вторые развиты на ее обрамлении, вдоль системы сбросов, проходящих по границе с Каракамысской синклиналью карбона. В составе шунакской свиты выделяются альбитофиры, липариты, кварцевые, дацитовые и фельзитовые порфиры, их лавобрекчии и туфы. Значительное место в разрезах свиты занимают терригенные породы, содержащие примесь пирокластического материала. Моинтинская свита начинается с горизонта конгломератов, лежащего на шунакской свите с угловым несогласием. Выше залегают кварцевые, дацитовые и фельзитовые порфиры и их туфы, игнимбриты, туфопесчаники. Общая мощность свит около 3000 м. Они перекрыты красноцветами верхнего девона.

Вулканическая деятельность сопровождалась внедрением интрузий порфиритов и порфиров субвулканической фации. Раннедевонско-эйфельские андезитовые и андезито-дацитовые порфириты приурочены к Архарлинскому разрыву. Кварцевыми порфирами массивной и флюидальной текстуры выполнен Мынаральский вулканический аппарат, а латеральные центры извержения, находящиеся в кольцевых разломах на его обрамлении, сложены флюидальными и массивными фельзитовыми порфирами. В ассоциации с ними находится золото-мышьяк-полиме-

таллическая (с висмутом) минерализация первого девонского этапа.

Живетские субинтрузии и экструзии порфиров и порфиритов размещаются преимущественно среди отложений моинтинской свиты, сосредоточены в Жастарской субширотной и Приозерной меридиональной зонах разрывов. Одна из крупных интрузий кварцевых порфиров и штоки фельзит-порфиров занимают южную часть Мынаральского аппарата. Дайки диоритовых порфиритов и граносиенит-порфиров позднего живета известны в Жастарской зоне. С экструзиями порфиров и дайками связана золото-мышьяк-полиметаллическая минерализация второго девонского этапа.

Послеверхнекарбоновые интрузии гранитоидов прослеживаются в Мынаральской и Жастарской субширотных зонах разрывов. С ними в ассоциации находится вольфрамовая, молибденовая и медная минерализация. Поздние дайки диоритовых порфиритов меридионального, реже северо-восточного направления секут породы девона и карбона.

Проявления золота описываемой формации приурочены к Мынаральскому и Актюбинскому вулканическим центрам, занимающим узлы сочленения Мынаральского и Жастарского субширотных разрывов с Архарлинским северо-западным разломом. Выделяются следующие морфологические типы:

1) жилы кварца в кислых эффузивах шунакской свиты в ассоциации с дайками порфиров и порфиритов, контролируемые субширотной зоной трещин, сопряженной с Мынаральским разломом;

2) линейные минерализованные зоны в ассоциации с дайками порфиров среди досилурийских гранитоидов, сопряженные с Архарлинским разломом;

3) штокверки в экструзиях порфиров моинтинской свиты.

Первые два типа минерализации характеризуют первый этап, третий — второй этап девонского рудообразования.

Проявления первого и второго типов локализуются в зонах сближенной трещиноватости, в пределах прижерловой части вулканического аппарата. Жилы и зоны окварцевания сложены кварцем неоднородного, пятнистого, грубополосчатого, брекчиевидного строения. В ряде точек верхние части жил сложены халцедоном и опаловидным кварцем с богатой рудной минерализацией. В брекчиевых телах кварц сливной, розоватый, с множеством пустот. Поздние выделения опаловидного кварца, барита, флюорита и карбонатов выполняют пустоты и прожилки в раннем кварце. Распределение рудной минерализации по жилам неравномерное, гнездовое и прожилковое. Основные минералы — пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин, церуссит, халькозин, предполагается наличие сульфоантимонитов, сульфосолей свинца и висмута. В значительных количествах присутствуют гематит, магнетит, лимонит. Самородное золото связано с кварцем, а также встречено в агрегатах церуссита, халькозина и лимонита. Форма его выделений комковидная, проволочная, пластинчатая. Размер зерен от 0,07 до 0,5 мм. В минерализованных зонах и дайках установлены аномальные содержания мышьяка, свинца, цинка, серебра и золота, в повышенных значениях — меди, вольфрама и молибдена. Отношение золота к серебру равно 1:2,4. Предварительно намечаются три стадии минералообразования: 1) ранняя пирит-арсенопиритовая с золотом; 2) основная продуктивная золото-галенит-сфалерит-халькопиритовая с пиритом и сульфосолями; 3) золото-халькопирит-висмутовая. Первые две стадии находятся в тесной связи с дайками кварцевых порфиров, третья — с дайками диоритовых порфиритов.

Минерализация третьего штокверкового типа приурочена к двум близко расположенным экструзивным неккам центральной части вулка-

на Актюбе, сложенного лавобрекчиями, лавами кварцевых и фельзитовых порфиров, рвущими горизонтально залегающие туфы того же состава. Гидротермальные изменения выражены в образовании кварц-серицитовых метасоматитов типа березитов. Более поздние баритизация и карбонатизация с новой генерацией кварца накладываются на березиты. С ранними метасоматитами связана золото-пирит-арсенопиритовая, с поздними — золото-полисульфидная минерализация. Основные минералы — пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, сульфоантимониты. Кроме них присутствуют халькозин, малахит, церуссит, гематит, ярозит, кераргирит и золото. Из нерудных наиболее распространен кварц, меньше — барит и карбонаты.

Минеральные ассоциации и стадии рудоотложения изучены недостаточно и выделяются условно. К ранней стадии относятся окварцевание, серицитизация и слабая пиритизация пород. Продуктивная кварц-пирит-арсенопиритовая с золотом ассоциация проявлена в некках и в прижерловых туфах. Кварц (10—12%) светло-серый, полупрозрачный, друзовидный, шестоватый, с переходами в серый халцедоновидный. В брекчированных породах он цементирует обломки, в менее разрушенных образует ветвящиеся прожилки, в лавобрекчиях выполняет межобломочные трещины. Пирит (5—10%) в виде кристаллов (кубы, пентагон-додекаэдры), сростков кристаллов и гипидиоморфных зерен рассеян в породах и кварце, реже встречается гнездами. Содержит включения арсенопирита и золота. С ним в тесной ассоциации находится арсенопирит, мелкие кристаллы которого имеют шестоватую и игольчатую форму. Самородное золото встречено в кварце. Размер золотин 0,05—0,15 мм. Отношение Au:Ag равно 1:10, хотя собственные минералы серебра не установлены.

Поздняя продуктивная стадия представлена баритом, карбонатом, в тесной ассоциации с которыми находятся галенит, сфалерит, халькопирит. Кварц выполняет прожилки, секущие ранние образования, тонкозернистый до метаколлоидного. Барит и карбонаты (манганосидерит и манганокальцит) образуют гнездовые скопления и рассеянную вкрапленность в метасоматитах и халцедоновидном кварце.

Основной рудный минерал — галенит, в меньших количествах присутствуют сфалерит, халькопирит, сульфоантимониты. Первые два минерала находятся в срастании с серицитом, баритом, карбонатами и кварцем, редко они встречаются гнездами. Галенит содержит золото, серебро и молибден. В результате его окисления образовались церуссит, вульфенит и значительное количество кераргирита. Мелкие гнезда халькопирита, халькозина, малахита и пирита наблюдаются в барите и кварце. Выделения самородного золота пылевидной и пластинчатой формы с пробностью 675—761 отмечены в тонких прожилках кварца. Отношение золота к серебру 1:25. Поздняя пострудная ассоциация представлена опалом, анкеритом и гематитом.

Золотоносность формаций других металлов

Золото в качестве сопутствующего элемента или акцессорной примеси присутствует в проявлениях ряда рудных формаций цветных и редких металлов. Оно установлено в рудах гидротермальной кварцево(карбонатно)жильной медной и молибденово-медной, скарново-сульфидной медной, меднопорфировой, колчеданной медно-свинцово-цинковой, кварцево-серицитовой, свинцово-цинковой, кварцево-карбонатно-киноварной ртутной, фемолитовой молибденовой, кварцевожильно-грейзеновой редкометальной формаций. Полная характеристика перечисленных формаций приведена в соответствующих разделах этого издания.

В медных и молибденово-медных месторождениях Кендыктаса золото отлагалось в основную рудную стадию в составе халькопирит-галенит-сфалеритовой ассоциации. Оно образует как свободные выделения размером 0,00n—0,0n мм, так и тонкие включения в халькопирите. Пробность свободного золота высокая и составляет 800—900 ед. Отмечается тесная парагенетическая и структурная связь проявлений золота с дайками диоритовых порфиритов и лампрофиров.

Проявления молибденовой, ртутной и полиметаллической близповерхностных формаций ассоциируют с вулкано-плутоническими формациями девона (Жельтауская зона) и карбона (Куртинская зона). Акцессорная минерализация золота, как правило, связана с локальными зонами прожилкового окварцевания, которые сопровождаются серицитовыми, кварц-серицитовыми, серицит-хлорит-карбонатными метасоматитами с вкрапленной пиритовой и пирит-арсенопиритовой минерализацией ранней стадии.

Золото заключено в пирите и арсенопирите. В спорадических проявлениях второй (основной) стадии золото входит в состав висмутин-халькопиритовой, халькопиритовой, арсенопирит-молибденитовой, пирит-галенит-сфалерит-сульфоантимонитовой, пирит-галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциаций. Здесь оно образует как свободные выделения, так и тонкодисперсные включения в пирите и арсенопирите. Для проявлений характерно отношение золота к серебру 1:5—1:10, обычное для близповерхностной минерализации.

В проявлениях кварцевожильно-грейзеновой вольфрамоносной формации золото ассоциирует с ранним пиритом и халькопиритом в кварцево-слюдистых прожилках первой стадии. Оно образует свободные выделения высокой (900—940) пробности. В мелкозернистом кварце II золото ассоциирует с пиритом II, халькопиритом II, блеклой рудой, арсенопиритом, жозеитом и марказитом. Золото свободное.

Характерной особенностью распределения золота в проявлениях цветных и редких металлов является постоянная связь с поздними сульфидами, ассоциация с минералами мышьяка, меди, иногда висмута, сурьмы и серебра.

В зоне окисления золото имеет повышенную пробность, укрупняется и постоянно связано с лимонитами по пириту, скородитом; при разрушении зон окисления оно образует широкие шлиховые знаковые ореолы.

Глава III

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛИТОФИЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ, ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ВОЛЬФРАМОВЫЕ

Различные принципы подхода к выделению рудных формаций необычайно затрудняют выбор оптимального решения. Традиционно для редкометальных формаций нами был избран генетический подход, в основу которого положен геологический процесс со своими параметрами, минерально-вещественным содержанием, ведущий к созданию той или иной рудной формации. Соответственно были выделены эпимагматическая, пегматитовая, грейзеновая, кварцевожильно-грейзеновая, кварцевожильная последовательные формации и затем самостоятельные скарново-карбонатно-грейзеновая, пропилитовая вулканогенная, хемогенная, кластогенная (россыпная) и формация коры выветривания.

Учитывая необходимость принятия за основу минерально-вещественный фактор, видимо, можно согласиться с тем, чтобы поднять выше значимость перечисленных формаций либо до групп формаций, либо в их составе выделять вещественные субформации. Например, в пегматитовой редкометальной формации выделить субформации: оловянную, вольфрамовую, молибденовую, комплексную и т. д. Второе предложение мы считаем более приемлемым, поскольку оно все же ограничивает число формаций, которое при обычном только вещественно-минеральном подходе угрожающе растет, и сейчас насчитываются их многие сотни с тенденцией дальнейшего увеличения до предела, в котором каждое месторождение будет представлять одну или даже несколько самостоятельных формаций.

При всех преимуществах генетического подхода обнаруживаются и его слабости, в частности, взаимозависимость и последовательность процессов создания формаций, при которых в одном и том же рудном поле мы встречаемся с несколькими формациями. В этом случае за основу принимается ведущая.

Переходя к характеристике вольфрамоносных формаций Чу-Илийского рудного пояса, можно отметить некоторые их общие особенности. Во-первых, мы сталкиваемся с наличием редкометальных формаций не только ряда металлогенических эпох, но даже и циклов (докембрийский, каледонский, герцинский), где эти формации приурочены к завершающим эпохам. Во-вторых, прослеживается повторяемость состава формаций во времени, и, наконец, в-третьих, — разномасштабность оруденения в представителях одних и тех же формаций.

Эпимагматическая формация специально не выделялась, хотя в ряде гранитных массивов акцессорное монометальное или комплексное оруде-

нение достигает практически значимых концентраций (гранитные массивы Куу, Караоба, Майколь и др.).

Пегматитовая формация распространена достаточно широко, имеются десятки участков среди лейкократовых и аляскитовых гранитов, в которых присутствуют отдельные жилы и прикровлевые шлиры кварц-микроклиновых пегматитов с вольфрамитом, шеелитом и другими рудными минералами (Караоба, Каракамыс, Куу и др.), не имеющие практического значения вследствие небольших размеров тел и относительно низких содержаний. Наибольший интерес представляет описанное ниже месторождение Каракамыс, шеелитовое оруденение в котором можно отнести к пегматоидной субформации. Состав линзовых тел здесь существенно микроклин-кварцевый, доля полевого шпата едва достигает 10%, и то он замещен светлой слюдой (наложение грейзенизации). Первичные структуры пегматита стерты при более позднем кварцевом метасоматозе. Рудовмещающими оказались пологие трещины отслоения, сопряженные с крутопадающими разрывами в гранитоидах. На месторождении добывались уникальные кристаллы шеелита, только небольшая их часть сохранилась в некоторых минералогических музеях.

Есть основания для выявления новых тел и месторождений пегматитовой формации.

Грейзеновая формация распространена более широко, связана только с кислыми гранитоидами небольших глубин становления, однако редко образует самостоятельные линзовидные тела (рудопроявление Прожилковое), обычно с низким содержанием вольфрама, поскольку нормальный процесс грейзенизации не получил своего естественного завершения в виде формирования гидротермальных кварцевых жил выполнения. Чаще мы наблюдаем переходы к следующей кварцевожильно-грейзеновой формации.

Кварцевожильно-грейзеновая формация, представителями которой являются месторождения типа Караоба, является и наиболее распространенной, и наиболее важной в практическом отношении. Вольфрамовые руды почти всегда сопровождаются попутным значимым оруденением — оловянным (этим они сближаются с рудами Калба-Нарымской рудоносной зоны, но отличаются от руд соседней Балхашской провинции), затем молибденовым, висмутовым и другим. В общем чаще всего мы имеем комплексное оруденение. Оно связано с гипабиссальными многофазными интрузиями лейкократовых и реже аляскитовых, альбитовых гранитов, обогащенных летучими, особенно фтором. Рудные тела имеют разнообразную форму, но главными являются две — протяженные крутопадающие зональные жилы и штокверки. Формация, как и рудогенерирующие интрузии, развивалась в конце каледонского (средний — верхний девон) и герцинского (верхний карбон — пермь) циклов. Характерно, что в месторождениях формации присутствуют и более ранние пегматиты, и более поздние низкотемпературные кварцевые жилы, что подчеркивает полноту и завершенность всей цепи процессов от остаточных магматических инъекций до заполнения полостей остаточными продуктами гидротермального взаимодействия системы порода — раствор.

Во всех случаях рудные тела располагаются в апикальных частях плутонов, выходя в породы надинтрузивной зоны. Оруденение распространяется по вертикали на 0,5—0,8 км, и надинтрузивная позиция ряда рудопроявлений обещает выявление более концентрированного оруденения у выступов интрузий (Сарыбулак, Прожилковое, Солнечное и др.).

Скарново-карбонатно-грейзеновая формация выделена нами (Щерба, 1968).

Месторождение Солнечное — это удивительный пример сочетания благоприятных литологических и структурных условий среды и активно-

го воздействия рудогенерирующих растворов. Грейзенизация и обогащенность флюидов фтором обеспечили формирование в карбонатной среде самостоятельных залежей флюорита; состав гидротерм дал о себе знать в виде образования позже кварц-вольфрамитовых жил. Наконец, те же гидротермы регенерировали убогое седиментное железное, марганцевое, стронциевое и полиметаллическое оруденение, переотложив его в рудном блоке в виде скоплений магнетита, браунита, стронцианита, сфалерита, галенита, халькопирита. В этом гидротермально-метасоматическом «котле» есть все основания обнаружить новые минералы, а на глубине, ближе к интрузии,— новые рудные тела. Таким образом, формация объединяет собственно скарновый процесс, термальный метаморфизм, грейзенизацию, гидротермальный метасоматоз и, наконец, гидротермальное отложение в полостях и даже регенерацию. Необходимость выделения этой новой формации очевидна, поскольку собственно скарнирование обычно дает лишь рассеянное, часто изоморфное оруденение, тогда как основное рудообразование возникает позднее, при грейзенизации или гидротермальном метасоматозе, развивающихся как по скарнам, так и по другим вмещающим карбонатным породам.

Другим новым моментом считается выявление среди древних гранито-гнейсов среднего протерозоя стратиформного шеелитового оруденения в скарнах. Во-первых, это отголосок древней пока в Казахстане эпохи вольфрамового оруденения; во-вторых, судя по характеру, это не контактово-метасоматическое, а инфильтрационно-метасоматическое оруденение, сконцентрированное в горизонте скарнированных известняков в условиях гранитизации толщи. Видимо, правильнее отнести Каракамыс Юго-Восточный к тактитовой формации (бразильский тип).

Другие месторождения формации отличаются относительно небогатым комплексным оруденением с преобладанием шеелитового.

Кварцевожильная формация в пределах пояса проявлена слабо. Отсутствие предшествующей грейзенизации, удаленность от рудогенерирующих источников не обеспечивают создания нужных концентраций вольфрама (в виде вольфрамита или шеелита, в зависимости от среды). Сопутствуют ему молибден, висмут, свинец, цинк, редко олово.

Кластогенная формация представлена элювиально-пролювиальными, реже аллювиальными россыпями вольфрамита, шеелита, касситерита и других устойчивых минералов, образованных при разрушении коренных месторождений главным образом в четвертичное время. Россыпи в силу особенностей рельефа, длительности выветривания в условиях аридного климата и неустойчивости вольфрамовых минералов обычно мелкие и удалены от коренных источников на сотни метров и первые километры.

Безусловно, мезозой-третичная денудация вскрыла подавляющее большинство массивов гранитоидов, разрушила их апикальные зоны с редкометальными месторождениями, а рудное вещество было рассеяно и вынесено далеко за пределы рудных полей в Балхашскую и Чуйскую впадины.

Всего в пределах Чу-Илийского рудного пояса насчитывается свыше 450 рудопроявлений и месторождений редких металлов, в том числе 115 с вольфрамовым оруденением. К интересным относится месторождение Караоба, которое сейчас разрабатывается.

В распределении вольфрамовых формаций на территории пояса есть свои особенности. Первая из них заключается в узловом размещении месторождений и рудопроявлений. Намечаются такие узлы (с севера на юг): Куу, Караоба, Майколь, Каиб, Сарыбулак и другие более мелкие. В пределах узлов рудопроявления размещаются в радиусе 10—15 км. Вторая особенность — полиформационный состав рудных узлов и полей,

в которых встречаются представители почти всех формаций, начиная от пегматитовой и кончая кварцевожильной. Третья особенность — комплексный состав руд; с вольфрамом ассоциируют чаще всего молибден, висмут, реже олово и другие элементы.

Вольфрамовое оруденение связано с гранитоидными интрузиями преимущественно двух возрастов: средне-верхнедевонского и верхнекарбонового — пермского. Надо сказать, что существенных отличий в рудном парагенезисе не отмечается. Для более ранней эпохи, быть может, несколько заметнее участие молибдена, олова, свинца, меди, цинка, тогда как для более поздней обычны редкие металлы.

Наибольший интерес в настоящее время представляет Караобинский рудный узел. Перспективы выявления новых рудных концентраций имеются во всех рудных узлах, особенно в слабовскрытых денудацией надинтрузивных полях. Ранее, в военное время, Каракамыс, Куу и ряд других точек эксплуатировались кустарным способом. На всех рудопроявлениях проведены те или иные исследования, произведена их оценка. Мы обращаем внимание на необходимость переоценки ряда объектов, особенно расположенных в надинтрузивной зоне, в основном тех, в которых возможно выявление штокверкового оруденения, отличающегося крупными размерами рудных тел.

К сожалению, следует отметить, что основные массы вольфрамоносных руд кварцевожильно-грейзеновой формации, и в том числе штокверкового морфологического типа, генетически связанные с крупными плутонами позднекаледонских и позднегерцинских гранитоидов, сденудированы. На многих массивах мы сталкиваемся лишь с корнями месторождений, утративших большую часть руд.

Пегматитовая формация

Месторождение Каракамыс расположено к западу от ст. Мынарал, на правобережье сухого русла Кызылэспе. Эксплуатировалось в 1948—1952 гг. Оно находится в западной части одноименного массива, где среди крупнозернистых биотитовых гранитов залегает останец более древнего массива гранодиоритов и диоритов, вытянутый в северо-восточном направлении на 14 км при ширине около 5 км. В центре останец прорван гранитным штоком округлой формы с поперечником около 600 м. В осевую часть штока розовых крупнозернистых биотитовых гранитов внедрилось тело размером 300×200 м мясо-красных средне-крупнозернистых граносиенитов и гранитов (рис. 70).

Рудное поле охватывает юго-западную половину останца диоритов и его периферию. Здесь развиты пегматитовые и кварцевые тела с шеелитом. Тела и жилы с типичной пегматитовой структурой встречаются редко. Иногда оторочки сложены гигантокристаллическим микроклином. Пегматиты содержат апатит, светлую слюду, редко молибденит. На юге кварцевые и пегматитовые тела в виде цепочки вытянуты на протяжении 5 км, в них отмечалась мелкая вкрапленность шеелита. В западном контакте гранитов с диоритами, на проявлении Медный Қыземшек, распространены пологие кварцевые, кварц-полевошпатовые и кварц-пиритовые прожилки с шеелитом, молибденитом, халькопиритом, висмутином. Некоторые из них разрабатывались в древности на медь. Кроме того, встречаются жилообразные кварцевые тела и прожилки, а также линзы и зоны с прожилковой и прожилково-вкрапленной пирит-халькопиритовой минерализацией.

К выходам молодых граносиенитов и гранитов, на участке размером 550×400 м, приурочено 17 линз пегматоидного кварца. Кварцевые тела образуют сложные штокообразные сгущения, часто сопрягаются, созда-

вая тела неправильной формы с непостоянными элементами залегания, различной протяженности и мощности, с многочисленными апофизами. Мощность их изменяется от нескольких десятков сантиметров до 10 м, длина 5—100 м. Наиболее крупные из них — Главное тело и Надежда — располагаются на севере. Тело Надежда имеет куполообразную форму, осложнено апофизами, ширина его 17 м, длина 40 м. Другие тела имеют форму коротких линз с раздувами и пережимами (I Южное — длина 25 м, мощность 10 м; II Южное — серия мелких близко расположенных кварцевых жил мощностью 20—30 см, соединяющихся и расщепляющихся, а участками образующих раздувы; Лагерное — длина 30 м, максимальная мощность 8 м).

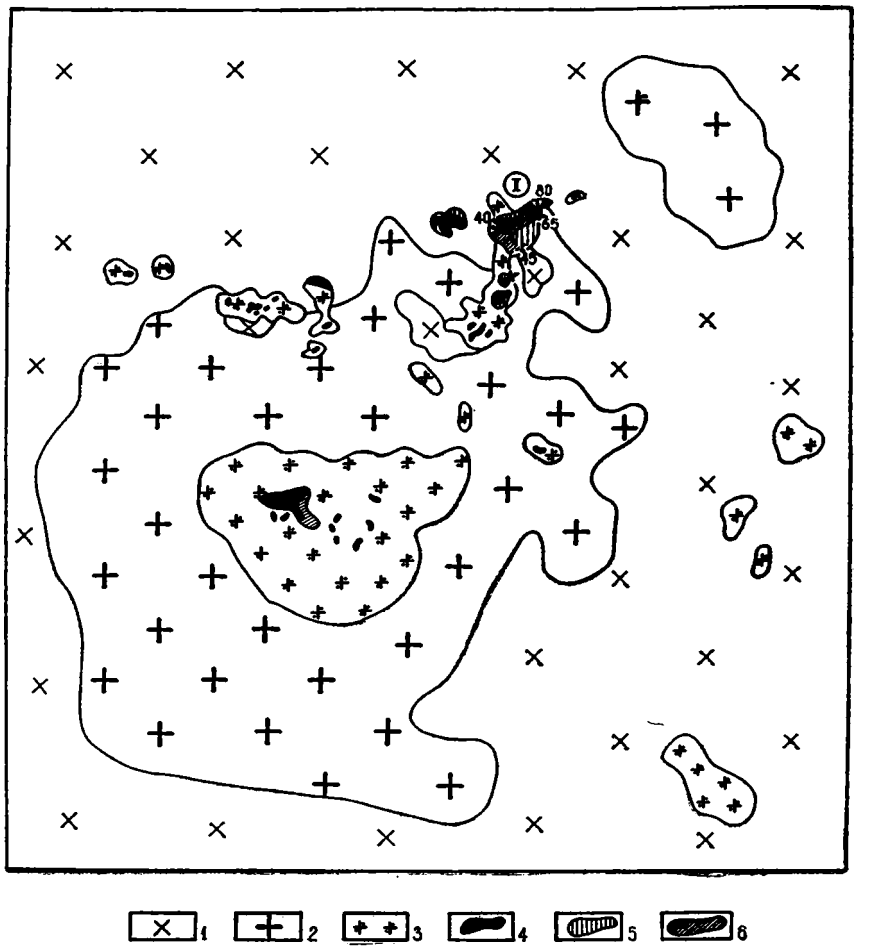


Рис. 70. **Геологическое строение участка шеелитового месторождения Каракамыс** *(по В. А. Чивжелю и В. И. Волобуеву)*

1 — крупнозернистые гранодиориты, кварцевые диориты; *2* — крупнозернистые граниты; *3* — средне- и крупнозернистые мясо-красные граносиениты, граниты; *4* — линзы гигантокристаллического кварца; I — Главное рудное тело; *5* — участки интенсивно грейзенизированных пород с большим количеством жил и гнезд кварца; *6* — участки каолинизированных, частично грейзенизированных гранитоидов

Промышленные концентрации вольфрама установлены только в Главном теле, которое приурочено к северо-восточному окончанию што-

ка мусковитизированных граносиенитов и гранитов. Главное тело имеет сложную форму и состоит из крутопадающей (65—70°) на юго-восток кварцевой линзы и пологопадающего (45°) штокверка висячего бока. Штокверк представлен многочисленными различной мощности и ориентировки соединяющимися кварцевыми жилами и гнездами. Линза вытянута в северо-восточном направлении на 82 м при мощности около 20 м. В различных частях и на глубину контакты ее меняют углы и азимуты падения, а мощность резко сокращается. В боках линзы вмещающие породы серицитизированы и грейзенизированы вплоть до кварц-мусковитовых грейзенов, иногда содержащих шеелит. Метаморфизм проявлен и в штокверковом теле, которое изобилует ксенолитами гранитоидов, сцементированными кварцем. Интенсивно грейзенизированные вмещающие породы насыщены гнездами и прожилками карбонатов и кварца. Грейзенизация предшествовала отложению кварца. В кварцевом теле встречены большие миароловые полости с гигантскими кристаллами кварца и с крупными — шеелита. Калишпат наблюдается в апофизах. Промежутки между кварцевыми блоками и кристаллами нередко заполнены карбонатами. Под кварцевым ядром отмечается развитие пегматоидных сиенитов.

Минеральный состав тел таков (в порядке распространенности): кварц, калиевый полевой шпат, кальцит, серицит, мусковит, барит, флюорит, гранат, эпидот, циркон, анатаз, рутил, апатит. Рудные — шеелит, молибденит, халькопирит, пирит, галенит, ильменит, гематит. Среди гипергенных встречаются халькозин, ковеллин, куприт, хризоколла, малахит, азурит, атакамит, тунгстит, манганит, повеллит, церуссит, базовисмутит, ванадинит, вульфенит и смитсонит.

Встречаются три основные генерации жильного кварца: в шлировых выделениях, телах пегматитов и жильных обособлениях. Обычно кварц серый, молочно-белый до полупрозрачного и водяно-прозрачного, реже дымчатый, бледно-фиолетовый и даже черный. Встречены также аметист и кристаллы горного хрусталя и мориона. Последние отвечают по своему качеству III и IV сортам пьезокварца. По морфологии и размерам выделяются гигантские кристаллы, тонкие (шестоватые) призматические, плоские призматические, пластинчатые, ромбоэдрические и др.

Гигантские кристаллы кварца (Комаров, 1951) обычно молочно-белого цвета, изредка полупрозрачные, слагают крутопадающие и частично пологопадающие тела. В большинстве своем они ограничены несовершенными индукционными гранями. Отдельные длиннопризматические индивиды достигают в длину 2,5 м и до 1,5 м в поперечнике. Ориентировка кристаллов различная. В северо-восточной крутопадающей части в висячем боку Главного тела они располагались перпендикулярно к контакту и вершинами к центру тела. В пологопадающих телах длина их значительно меньше. Иногда головки кристаллов сложены слоями зонального роста. В многочисленных пустотах между кристаллами обычно находятся двойники горного хрусталя, раухтопаза и мориона, а также деформированные кристаллы-«уродцы». Внутри кристаллов кварца иногда включены шеелит и молибденит. Температура образования зон кристаллов кварца и его выделений различных генераций 470—128°С.

Распространенность калиевого полевого шпата в Главном теле затемнили явления грейзенизации, зачастую превращавшие его в агрегаты серицита. Присутствует он в северо-восточной части и в эндоконтактах других более мелких тел. Местами внутри отдельных кварцевых тел калиевый шпат образует скопления с поперечником до 30 см и более.

Шеелит образует мелкую вкрапленность, а также уникальные кристаллы-гиганты весом до 200 кг и более и их сростки, слагая в Главном теле почти мономинеральные скопления. Распределяется он резко нерав-

номерно в виде гнезд и полос. Основная масса шеелита отложилась вдоль висячего бока тела в полосе (мощностью 2—3 м) развития ксенолитов вмещающих пород. Здесь преимущественно находились самые крупные кристаллы, гнезда и кусты, по весу достигающие иногда 400 кг и даже нескольких тонн. Более мелкие гнезда, сростки шеелита встречаются в срединных частях и даже в лежачем боку.

Цвет минерала медово-желтый, серовато-белый, грязно-желтый, светло-коричневый, зеленый (купрошеелит). Шеелит замещается халцедоном, тунгститом (приобретает зеленоватую окраску), содержит включения бурого рудного минерала (бурый шеелит) или темно-бурых, почти черных, марганцевых соединений (черный шеелит). Кристаллы имеют тетрагонально-дипирамидальный облик, иногда слабопрозрачны. Состав шеелита обычный, его расчетная кристаллохимическая формула: $Ca_{1,05}\ Fe_{0,02}\ W_{0,971}\ O_4$. В шеелите установлено до 0,01% серебра, до 1% свинца и меди, до 0,1% молибдена.

Молибденит встречается по трещинам в кварце, а также образует в нем рассеянную вкрапленность размером до 0,5 см. В виде мелких чешуек наблюдается на внутренних плоскостях зональных кристаллов кварца. Иногда обрастает кристаллы шеелита.

Халькопирит представлен мелкими гнездами (до 3—4 см в поперечнике) в висячем боку Главного тела. Встречается исключительно в зонах нарушений и трещинах других тел пегматитов. Обычно замещается халькозином, купритом, малахитом и хризоколлой.

Главное тело пересечено северо-восточной кварцевой жилой с гнездами богатых окисленных медных руд; халькозин вместе с купритом и другими вторичными минералами выполняет линзы длиной до двух метров и мощностью до 20 см.

Рудная минерализация генетически связывается с лейкократовыми гранитами западномайкольского комплекса. Некоторые авторы отмечают парагенетическую связь оруденения с интрузиями граносиенитов. Последние определения радиологического возраста биотита из боковой оторочки проявления Кыземшек дали 226 ($\pm$16) млн. лет, что подтверждает связь с западномайкольским комплексом. Майкольские граниты непрерывно прослеживаются до сопок Кыземшек, а ближайший выход амазонитовых гранитов находится всего в 5 км к западу от последних.

Месторождение Каракамыс относится условно к пегматитовой формации, хотя по ряду признаков оно занимает промежуточное положение между пегматитовой и кварцевожильно-грейзеновой формациями. По масштабам оно небольшое. В связи с отработкой богатых гнезд и резким уменьшением концентрации шеелита, мощности кварцевой линзы и штокверкового тела разработки велись только до глубины 25 м. Ниже двумя скважинами пересечены грейзенизированные граносиениты и гранодиориты с вкрапленностью молибденита, а также с повышенными содержаниями вольфрама и меди.

При эксплуатации установлено незначительное содержание кондиционного пьезооптического сырья. Использование крупных кварцевых тел месторождения для получения недефицитных видов кварцевого стекла ввиду повышенных концентраций вредных примесей ограничено.

Рудное поле и площадь самого месторождения исследованы недостаточно. В Каракамысском штоке гранитов, к юго-западу от карьера, установлены зоны микротрещиноватости северо-западного простирания с малахитом и ореолами рассеяния вольфрама. Учитывая благоприятную структурную позицию, в которой находится месторождение (надинтрузивная зона), и локализацию оруденения в штоке гранитов и телах граносиенитов, а также развитие прожилковой халькопирит-шеелитовой и пирит-халькопирит-шеелитовой ассоциаций, на площади месторожде-

ния и рудного поля можно обнаружить новые линзы и рудные тела штокверкового типа, в первую очередь к юго-западу от карьера, где ореолы вольфрама и меди протянулись на 700 м.

Грейзеновая формация

Рудопроявление *Прожилковое* расположено западнее залива Кашкантениз, в верховье сухого русла Шакшагайлы.

Рудоносная площадь охватывает около 2 км². Сложена она алевропесчаниками и алевролитами, простирающимися почти на север и падающими на запад (40—70°). На западе они прорваны меридионально-вытянутым телом силурийских диабазов. Песчано-сланцевая толща и порфириты пересечены крупными северо-западными и широтными крутопадающими дайками гранитов и гранит-порфиров. С запада площадь ограничена близмеридиональным, а с юга — северо-восточным Малошакшагайлинским разломами.

Тела грейзенов обнаружены на трех участках. Северная дайка, прослеженная на СЗ — 300° на 900 м при мощности до 10 м, интенсивно грейзенизирована, пиритизирована и пересечена прожилками кварца. Грейзенизация выражается в серицитизации, мусковитизации, образовании поперечных к дайке линз и гнезд кварцевых, флюорит-серицит-мусковит-кварцевых, флюорит-хлорит-кварцевых и флюорит-кварц-топазовых грейзенов. В дайке развита в основном свинцово-цинковая минерализация, и только в одной канаве установлены 0,1% вольфрама и 0,45% висмута. Глубже скважиной пересечено тело кварц-флюорит-мусковитового грейзена с частыми гнездами вольфрамита и висмутина.

На западе, между северо-западной и широтной дайками гранит-порфиров в порфиритах залегает жила флюорит-кварц-рутиловых — топаз-флюорит-кварцевых грейзенов. Призматический топаз обычно имеет буроватый цвет за счет включений очень мелкого рутила, реже бесцветен. Содержания его достигают 20%. Рутил очень тонкозернистый и неравномерно распределен (до 5—45%). Концентрации флюорита достигают 15—25%.

Жила грейзенов вытянута на СВ — 15° на 400 м, падает на запад под углом 83°. Вольфрамит встречается в виде небольших (до 1 см) кристаллов. Замещается шеелитом. Налеты базобисмутита наблюдались по трещинкам. Концентрации трехокиси вольфрама установлены на северо-восточном фланге, где мощность грейзенов возрастает до 3,5 м. В 70 м восточнее жилы вскрыта ее апофиза, падающая под углом 60°, также с рутилом и вольфрамитом.

На севере площади известна северо-восточная линза кварцевого грейзена с гнездами вольфрамита (до 6×5 см) и базобисмутитом. Мощность ее 2,5 м, длина 25 м. К юго-западу от нее среди такыра обнаружена вторая рудная линза. Это надинтрузивная зона с промышленными концентрациями вольфрама и висмута. Рудопроявление заслуживает дальнейшего изучения.

Кварцевожильно-грейзеновая формация

Месторождение Караоба

Месторождение Караоба (рудник им. Джамбула) находится в центре пояса, в восточной оконечности Мийкайнарской синклинали, юго-восточнее г. Каражала, с которым соединено шоссейной дорогой.

В районе месторождения распространены осадочные, вулканогенные и интрузивные породы. Преобладают палеозойские стратифицированные

образования уртынжалского комплекса кембро-ордовика, силурийские терригенные и вулканогенные образования, девонские и карбоновые осадочные и эффузивно-пирокластические породы. Встречаются тела пироксенитов, амфиболитов и серпентинитов, субвулканические порфиры, гранит-порфиры, более поздние массивы диоритов и гранитов, дайки среднего и кислого состава, а также пермские лейкократовые граниты. С последними генетически связано комплексное жильно-штокверковое оруденение Караобы.

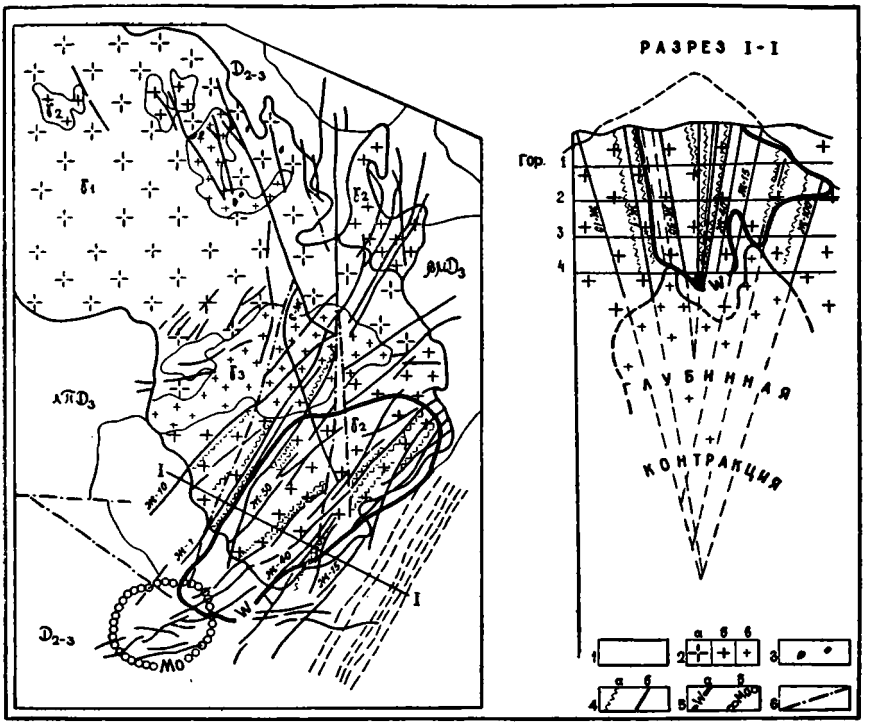


Рис. 71. **Схема геологического строения месторождения Караоба** *(по данным Караобинской ГРП ЦКТГУ с дополнениями ИГН АН КазССР)*

1 — вулканиты девона: липарито-дациты (D_{2-3}), диабазовые порфириты ($\beta\mu D_3$), липариты ($\lambda\pi D_3$); *2* — граниты рудоносного массива: *а* — крупно-, *б* — средне-, *в* — мелкозернистые; *3* — пегматитовые тела; *4* — рудные тела: *а* — грейзеновые, *б* — грейзеново-кварцевожильные; *5* — контуры штокверков: *а* — вольфрамового, *б* — молибденового; *6* — разломы

Разрывные нарушения рудного поля сопряжены с основным Шалгия-Караобинским глубинным разломом, проходящим северо-западнее месторождения.

В строении Караобинского рудного поля (рис. 71), по данным многих исследователей, принимают участие кристаллокластические туфы и игнимбриты липаритового состава D_{2-3}, верхнедевонские и, возможно, более молодые субвулканические липаритовые и фельзитовые порфиры, трещинные интрузии диабазовых порфиритов. Тела липаритовых порфиров образуют в рудном поле неправильный овал, вытянутый в северо-западном направлении.

Бурые флюидальные липаритовые порфиры формируют тело щитового вулкана, остатки которого слагают куполообразную сопку Караоба.

Фельзитовые порфиры образуют дайкообразное тело субмеридионального направления, расположенное в 400—500 м от западного контакта Караобинской интрузии, и прорывают липариты.

Диабазовые порфириты представлены тремя значительными по размерам дайкообразными телами в восточной части рудного поля и рядом согласных залежей. Ксенолиты сильно ороговикованных грейзенизированных порфиритов встречены в гранитах массива Караоба.

Таблица 11

Минералогический состав гранитов массива Караоба (вес. %)

Фаза гранитов	Кварц	Калишпат	Плагиоклаз	Биотит	Мусковит	Флюорит	Топаз	Акцессории
I	33,3	33,7	25,5	3,1	2,2	0,7	0,6	0,9
II	33,7	21,0	40,6	1,8	2,5	—	0,1	0,3
III	45,1	28,3	19,7	2,2	4,3	0,2	—	0,2

Кислые вулканогенные породы, вмещающие караобинские граниты, претерпели зональный контактовый метаморфизм, выраженный чаще всего в ороговиковании. Мелкочешуйчатый биотит замещает минералы основной массы, а также вкрапленники полевых шпатов. Местами встречаются кварцево-биотитовые прожилки. Характерно обогащение роговиков флюоритом (до 10%), иногда пиритом. В дальнем экзоконтакте (50—150 м) также развиты роговиковые структуры, но с большим числом реликтов вкрапленников. На удалении 200—300 м вмещающие эффузивы теряют признаки ороговикования, и в них наблюдается только заметная серицитизация. В южном экзоконтакте в надкупольной зоне гидротермальные изменения пород выражены в мусковитизации и окварцевании вплоть до образования тонкозернистого слюдяно-кварцевого грейзена, присутствуют флюорит, циркон, рутил, анатаз, иногда касситерит.

Ореол контактово-измененных пород протягивается далеко за пределы месторождения в западном и восточном направлениях. На западе в 2 км от Караобы, на месторождении Солнечном, карбонатные породы интенсивно скарнированы, ороговикованы, пиритизированы.

Караобинский рудоносный массив с поверхности представляет собой эллипсоидальное тело с удлинением в северо-западном направлении площадью около 1 км². На глубине он имеет лакколитообразную форму, вытянут в субширотном направлении на 12 км при общей площади около 50 км² (15×3,5 км). В целом он находится в тектоническом клине, ограниченном главным субширотным Шалгия-Караобинским разломом и его оперяющими нарушениями (см. рис. 3). Рельеф кровли массива, по-видимому, обусловлен вулкано-тектоническими и складчатыми структурами вулканогенной толщи. Интрузив сложен лейкократовыми гранитами трех фаз: I — крупнозернистые биотитовые, II — средне-неравномернозернистые мусковитовые, III — мелкозернистые резко порфировидные аляскитовые. На глубине граниты альбитизированы, отмечается амазонитизация.

Крупнозернистые граниты слагают северо-западную, наиболее эродированную часть массива и два разрозненных выхода в пониженных участках рельефа в юго-восточной части. Они состоят из белых и розовых полевых шпатов, дымчатого или темно-серого кварца, бурого биотита (табл. 11). Структура гипидиоморфнозернистая, местами порфировидная. Вкрапленники представлены призматическими и таблитчатыми кристаллами полевых шпатов и неправильными зернами кварца.

Средне-неравномернозернистые мусковитовые лейкократовые граниты развиты на юго-востоке массива, где слагают обособленные выхо-

ды в его северной части. В северной части граниты подверглись интенсивной альбитизации, а на юге — грейзенизации. Структура их гипидиоморфнозернистая, слабопорфировидная, местами микропегматитовая.

Мелкозернистые резко порфировидные аляскитовые граниты занимают наиболее возвышенные участки рельефа. Структура породы порфировидная, а основной массы — гипидиоморфнозернистая, иногда аллотриоморфнозернистая.

Таблица 12

Химический состав гранитов массива Караоба

Фаза гранитов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	MnO	F
I	75,56	0,11	12,51	1,38	0,68	3,41	4,56	0,78	—	0,05	0,46
II	75,92	0,011	12,42	1,08	0,45	3,90	4,40	0,80	—	0,05	0,40
III	75,32	0,011	12,91	1,34	0,45	3,50	4,20	0,04	0,14	0,006	0,59

По химическому составу граниты всех фаз близки к аляскитовым. Они характеризуются высоким содержанием кремнезема, несколько повышенным — щелочей (при преобладании калия над натрием) и обогащены фтором (табл. 12). Для практически неизмененных гранитов присуще повышенное содержание вольфрама, молибдена, олова и т. д. (несколько кларков).

Поздне- и постмагматические процессы протекали многоэтапно в такой последовательности:

1) образование в эндоконтактовых частях интрузии неправильной формы пластообразных и шлировых пегматитов небольших размеров — от 0,5×0 до 3—5×10—15 м;

2) калишпатизация гранитов, развитие поздних вкрапленников микроклина, содержащих включения плагиоклаза и кварца;

3) ранняя альбитизация гранитов — образование пертитов замещения, каемок альбита вокруг зерен плагиоклаза, шахматного и мелкотаблитчатого альбита. Содержание трехокиси вольфрама в альбитизированных гранитах повышается до 0,025—0,40%, олова — до 0,002—0,010%;

4) объемная грейзенизация проявлена широко и весьма интенсивно, особенно в апикальной части центрального куполообразного выступа гранитов под экраном вмещающих пород, а с глубиной постепенно затухает. Она выражается в замещении биотита мусковитом и развитии мелкочешуйчатого мусковита по калиевым полевым шпатам. Плагиоклазы замещаются мелкочешуйчатыми агрегатами мусковита и кварца. Вторичный кварц в зонах грейзенизации замещает метасоматический альбит (более поздний характер грейзенизации). Грейзенизированные граниты обогащены вольфрамом, молибденом. Многократная грейзенизация завершалась образованием притрещинных грейзеновых зон и грейзеновых околожильных оторочек. Затем формировались кварцевые жилы и линзы;

5) внутрирудные дайки порфировидных гранитов, аплитов и микрогранитов встречаются редко. Размеры их незначительны, протяженность по простиранию не превышает первых десятков метров при максимальной мощности 0,3—0,4 м. Многие из них альбитизированы и грейзенизированы. В то же время они секут наиболее ранние молибденито-кварцевые жилы и пересекаются более поздними кварц-вольфрамитовыми.

В целом для Караобинского месторождения (Щерба, 1960; Ермилова, 1964; Щерба, Сенчило, 1973 и др.) установлена такая схема последовательности жило- и минералообразования:

I генерация. Пегматоидные рудные тела (ассоциация минералов Му—КПШ—Тп—Цр—Вф—Кс—Ру—Кв—Пи—Мо).

Основные зональные грейзены

II. Кварц-касситеритовые жилы и прожилки (Му—Тп—Вф—Кс—Кв—Пи—Мо).

III. Кварц-полевошпат-молибденитовые (КПШ—Илм—Кв—Пи—Мо).

Внутрирудные дайки гранитного состава

IV. Основные кварц-вольфрамитовые жилы и прожилки (первая ассоциация: Му—$КПШ_1$—Тп—Вф—Ше—Кс—Кв—Фл—Ви—Вис—Кз—$КПШ_2$—Пи—Мо—Хпр—Сф—Гл; вторая: Му—Рхз—Кс; третья: Кц—Сц; четвертая: Кв—Фл).

V. Микроклиновые прожилки.

Грейзенизация

VI. Мусковит-касситеритовые, кальцит-сидеритовые и кварц-флюоритовые агрегаты в трещинах и пустотах жил.

VII. Кварц-сульфидные жилы и прожилки с гюбнеритом (Вф—Кв—Пи—Мо—Хпр—Сф—Апр—Гл).

VIII. Безрудные кварц-флюоритовые жилы, кальцитовые, халцедоновые и цеолитовые прожилки.

Основными рудными являются III, IV и VII генерации, а главными носителями оруденения служат грейзены и кварц-вольфрамитовые жилы.

Структура рудного поля. В Караобинском рудном поле выделяются три рудных участка: Центральный, Юго-Западный и Западный. Центральный участок — это само внутриинтрузивное штокверково-жильное кварц-вольфрамитовое месторождение Караоба, пространственно целиком связанное с гребневидным выступом гранитного массива, выходящим на поверхность. В надинтрузивной зоне юго-западного окончания выступа в эффузивных породах над мелким куполом гранитов находится кварц-молибденитовый штокверк. В двух километрах к западу от Караобы в надинтрузивной карбонатной толще расположен Западный участок с месторождением Солнечным, представленным жильно-штокверковыми и метасоматическими телами с комплексным редкометальным оруденением.

По геолого-геофизическим данным, все три рудных участка связаны с выступами единой рудоносной интрузии, морфологические особенности кровли которой определяют их пространственное положение, морфоструктуру и внутреннее строение. Субвулканические тела порфиров залечивают кольцевой раскол вокруг небольшого вулканического аппарата, центральная часть которого впоследствии была занята апикальным выступом Караобинского гранитного массива. Это подтверждается и конфигурацией более поздних тел жильных диабазовых порфиритов, обнажающихся в восточной части рудного поля. Одно из них имеет явно дугообразный характер и вписывается в овал, намечаемый субвулканическими интрузиями.

Гребневидные выступы гранитов дугообразно венчают восточную, южную и юго-западную части массива в соответствии с его общим контуром. Отдельные куполы этого гребня, разделенные перемычками, являются основными рудоконтролирующими структурами. На поверхности

обнажен только субмеридионально-вытянутый восточный гребень, состоящий из двух асимметричных куполов. Южные склоны гребня и осложняющих его куполов более крутые, чем северные (60—80°), западные и восточные — пологие (25—40°). Северная часть гребня эродирована сильнее южной, в которой отмечаются ксенолиты кровли и площадная надкровельная грейзенизация, сильнее развиты трещины и приуроченные к ним пологопадающие кварц-молибденитовые жилы.

Южное окончание гребня после крутого погружения и поворота на юго-запад вновь быстро воздымается, образуя автономный купол, с которым связан кварц-молибденитовый штокверк. Относительное возвышение купола около 200 м. Далее на запад гребень проявлен слабо. Возможно, его северо-западное продолжение вновь заканчивается выступом, который в настоящее время предполагается на глубине 500—700 м. Здесь расположено месторождение Солнечное.

Влияние морфологических особенностей интрузии, в основном ее гребневидных и купольных поднятий, сказывается и на специфике внутреннего строения рудных участков, зон, тел.

Строение рудных зон и тел. Оруденение сконцентрировано в четырех структурно-морфологических типах рудных тел: в жилах выполнения, в площадных и околожильных грейзенах, прожилково-грейзеновых зонах, в многочисленных прожилках, образующих штокверки.

Рудные жилы образуют две зоны (рис. 71): 1 — субширотную зону пологопадающих на север кварц-молибденитовых жил и 2 — зону крутопадающих кварц-вольфрамитовых жил с молибденитом, касситеритом, висмутовыми и другими минералами, простирание которых по мере движения на север последовательно изменяется дугообразно от субширотного через северо-восточное и меридиональное до северо-западного.

Кварц-молибденитовые жилы залегают в южной части месторождения, главным образом в вулканогенных породах кровли интрузива, над скрытым куполом. Особенности морфологии и симметрия в скульптуре противоположных стенок свидетельствуют о нормальном раскрытии трещин в ходе минерализации и об их разрывном характере (трещины проседания). Пологие жилы соединяются многочисленными синхронными кварц-молибденитовыми прожилками. Все это дает основание считать рудовмещающие трещины контракционными. На глубине, в самом гранитном куполе, отмечается система многочисленных параллельных кварцевых жил, прожилков и лент окварцевания с небольшим количеством тонкорассеянного молибденита. По своему залеганию они повторяют очертания поверхности кровли гранитного купола. Эту систему жил и прожилков секут более поздние кварц-вольфрамитовые жилы и прожилки.

Кварц-вольфрамитовые жилы представляют собой пучок сходящихся вниз жил (фокальная точка находится на глубине 1 км от поверхности) и залегают в основном в гранитах. Во вмещающие породы они проникают на юго-западе без изменения элементов залегания, но быстро выклиниваются. Падение их крутое на северо-запад и юго-восток под углами 70—80°; жилы подсечены на глубине до 500 м, а ниже переходят в проводники и полоски метасоматического кварца.

На севере и северо-западе месторождения развита наиболее поздняя по времени образования группа кварц-вольфрамитовых жил, сложенных белым гребенчатым кварцем и значительным количеством сульфидов (галенит, сфалерит, пирит), за исключением одной жилы, которая имеет длину около 1300 м, остальные короткие (20—100 м), быстро выклиниваются. Обычная их мощность 0,2—0,5 м, падение крутое (75—80°) на северо-восток.

Крупные рудовмещающие трещины этого типа относятся к сколо-

вым, о чем свидетельствует значительная протяженность по простиранию и на глубину без существенного изменения элементов залегания.

Минерализация их протекала в условиях растяжения. В последующем происходило сжатие, возникли борозды скольжения.

Рудные жилы формировались в несколько этапов. Наиболее важной особенностью, определяющей сущность процесса образования жил, является кристаллизация из раствора, заполнявшего трещины, преобладающего количества (90—95%) жильных и рудных минералов в течение начального (первого) этапа, а сложное строение жил объясняется внутриминерализационными движениями, возникавшими периодически, обусловившими развитие деформаций в первых минералах (вольфрамите, кварце), с последующими заполнениями трещин более поздними минералами (пирит, молибденит) из той же порции раствора. Причинами усложнения строения жил также служат последующие тектонические подвижки с дроблением уже имевшихся жил и их минералов, после чего происходило поступление новых порций растворов и отложение более поздних ассоциаций минералов, развитие явлений растворения и переотложения с возникновением новых минеральных ассоциаций, причем в каждом из последующих этапов обычно уменьшалось как число составляющих минералов, так и их доля по сравнению с предыдущими.

Как правило, кристаллизации жильных минералов предшествовала околотрещинная (околожильная) грейзенизация.

Грейзены Караобы в разные годы изучались Г. Н. Щербой, М. А. Романовой, А. Н. Строгановым и др. Отдельные вопросы, касающиеся химизма и энергетики грейзенового процесса, на примере Караобы и других грейзеновых проявлений Казахстана рассмотрены А. В. Кудряшовым.

На Караобе наиболее развиты грейзены, слагающие ряд крутопадающих жилообразных тел в пределах гребнеобразного выступа рудоносной гранитной интрузии. Эти тела вместе с жилами выполнения (как правило, приуроченными к осевым частям грейзеновых тел) образуют уже упоминавшуюся дугообразную зону рудного поля. На крайнем юге отмечаются пологозалегающие линзы грейзенов. Мощность крутопадающих зон обычно незначительная, не превышает 1—2 м и лишь в отдельных раздувах достигает 3—4 м. Обычно тела имеют простую горизонтальную зональность (от периферии к центру): калишпатизированный или альбитизированный гранит→грейзенизированный гранит→альбит-слюдяно-кварцевый или слюдяно-кварцевый→кварц-слюдяной грейзен. На отдельных участках центральные зоны сложены кварцевыми, изредка с топазом или гематитом грейзенами. Довольно часто наблюдаются слюдяные грейзены, которые местами насыщены рудными минералами настолько, что некоторые исследователи выделяют здесь субфацию «рудных» или «оруденелых» грейзенов.

Площадная зональность характеризуется преимущественным развитием грейзенов кварцевой ветви в южной части массива, а слюдяной — в северной, где имеется шток альбитовых гранитов. По вертикали наблюдается смена слюдяно-кварцевых и кварц-слюдяных грейзенов альбитсодержащими. С глубиной количество продуктов грейзенизации постепенно сокращается, но зато повышается содержание в метасоматитах полевых шпатов, вплоть до появления самостоятельных тел полевошпатитов. Судя по составу грейзенов Караобы и по их зональности, химизм процесса грейзенизации здесь в общих чертах сохранял известную по другим объектам Казахстана направленность. Наблюдается несколько более раннее развитие кварцевой ветви грейзенов, характеризующейся выносом калия, хотя и менее значительным, чем для аналогичных субфаций грейзенов Акчатау. Меньшим был и привнос кремния, о чем свидетельствует слабое развитие конечных субфаций этой ветви — моно-

кварцевых и топаз-кварцевых грейзенов. Слюдяная ветвь характеризуется обильным развитием рудных минералов: пирита, халькопирита, галенита, молибденита, вольфрамита, касситерита, висмутовых минералов. Преобладание серы и фтора среди летучих позволяет отнести грейзены Караобы к производным гидроксил-гидросульфид-фторного типа метасоматоза.

Параметры распределения ряда компонентов почти не изменяются на глубину, по простиранию и по отношению к жиле выполнения для таких компонентов, как SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, Li_2O, Rb_2O и суммарное железо. MnO и K_2O с глубиной имеют некоторую тенденцию к уменьшению, а CaO — к увеличению содержаний в грейзенах, но в малоизмененных гранитах их содержания остаются почти постоянными. TiO_2 меняет свое содержание в грейзенах, разных зальбандов жилы: в висячем боку его несколько меньше, чем в лежачем.

Количество олова в слюдяной ветви растет в направлении от ранних метасоматитов к поздним, достигая максимальных значений в слюдяной субфации грейзенов (средняя 730 г/т). С глубиной наблюдается его уменьшение как в гранитах, так и в грейзенах. Отмечается также заметное увеличение содержаний олова в грейзенизированных гранитах и грейзенах висячего бока по сравнению с лежачим.

Наибольшие содержания висмута и молибдена характерны для зон незавершенной грейзенизации: слюдяно-кварцевых и альбит-слюдяно-кварцевых грейзенов. В лежачем боку по сравнению с висячим наблюдается повсеместное, хотя и незначительное увеличение содержаний висмута и в гранитах, и в грейзенах. Распределение молибдена в гранитах и грейзенах по обе стороны от жилы не меняется. В грейзенах намечается тенденция к некоторому увеличению содержаний молибдена с глубиной.

Прожилково-грейзеновые зоны представляют собой околожильные и междужильные линейно-вытянутые тела в гранитах, сложенные густой сетью кварцевых прожилков с грейзеновыми оторочками.На месторождении выявлено около 50 зон, интерес представляют 11. Основная масса их развита в пределах юго-восточной части гранитного массива между сближенными здесь вольфрамово-рудными жилами. Размеры зон по простиранию колеблются от первых десятков метров до 800 м; мощности изменяются от 1 до 10 м. Зоны часто выклиниваются, расчленяются или образуют мощные раздувы. Переход к вмещающим породам постепенный.

Штокверки. Месторождение Караоба первоначально рассматривалось как типично жильное. Позже в его южной части по прогнозам Г. Н. Щербы были выявлены молибденит-кварцевый штокверк и комплексные редкометальные штокверки — Западная Караоба и Центральный.

Молибденовый штокверк залегает на юго-западе месторождения в вулканогенных породах кровли с переходом на нижних горизонтах в граниты скрытого купола. Это эндо-экзоконтактная залежь, развитая на площади 120×160 м, разведанная на глубину. Форма ее усложненно-пологая, конформная с поверхностью купола. Пространственно штокверк связан с зоной развития пологопадающих молибденовых жил и приурочен к наиболее ослабленным участкам между ними. Он полого погружается в северном направлении под углами 7—15°. Молибденоносные прожилки выполняют пологие трещины с северным и южным падением, а также разнонаправленные крутопадающие проводники, соединяющие пологопадающие жилы.

Центральный штокверк приурочен к апикальной части гранитного массива и практически не выходит за его пределы. Здесь он сопряжен

с основной рудной жильной зоной. Наиболее четко штокверк выражен в центральной части месторождения, представляя собой междужильное прожилкование, которое, как и жильная зона, следует гребневидному выступу интрузии (Фролов, 1978).

В плане штокверк имеет изометричную форму и слегка вытянут с юго-запада на северо-восток (рис. 71). Нижняя граница оруденения опускается на несколько сотен метров от поверхности. Штокверковые руды к югу погружаются под эффузивную толщу в соответствии с поверхностью массива гранитов.

Выделяются три основные формы относительно обогащенных и компактных штокверковых тел. Это, во-первых, пологопадающие наклонные эндо-экзоконтактные залежи, конформно-согласные с поверхностью прикровлевых гребней, куполов и апофиз. Они определенно приурочены к трещинам контракции и надкупольным локальным зонам оседания — сдвижения. В местах сгущения прожилков образуются линейно-вытянутые штокверковые тела второй группы с содержанием полезных компонентов в 2—3 раза выше, чем в рядовых штокверковых рудах. Прослеживаются они параллельно основным рудным жилам, повторяя все их элементы залегания. Линейные штокверковые тела третьей группы приурочены к месту пересечения встречно-падающих систем жил, прожилково-грейзеновых зон.

На разрезе (рис. 71) показан сложной формы штокверк, состоящий из двух тел: верхнего и примыкающего к нему внизу пологого рудного столба.

Плотность прожилков в штокверке в среднем 7—8 на 1 пог. м, мощность 0,3—1,5 см, в среднем 0,7—0,8 см. Объем кварцевопрожилковой массы в штокверке 4—8%, а с учетом кварцевожильной — до 15%. Кварцеворудный штокверк пространственно подчинен системе наиболее крупных рудных жил. Именно прижильные зоны характеризуются наиболее высокой плотностью рудных прожилков, главная масса которых тяготеет к висячему боку основных рудных жил. Мощность таких зон сгущения прожилков составляет от 10 до 40 м.

Характерны три ведущие системы крутопадающих прожилков: I — северо-восточная (30—60°) с падением на северо-запад и юго-восток под углами 70—80°; II — северо-западная (290—300°), падение под углами 70—85° на юго-восток и реже на северо-восток; III — субмеридиональная (350°), падение 65—85° на запад и восток. В южной части появляются субширотные прожилки с падением 40—60° к северу и югу. Большинство полюсных диаграмм прожилков имеет поясовый характер. Отмечается более пологое падение трещин и прожилков в зонах эндо-экзоконтакта. По мере углубления в интрузию углы падения становятся круче, а сами трещины и прожилки — ровнее и протяженнее (от 8—10 до 25—30 м).

Все исследователи признают контракционный характер рудовмещающих пологих трещин с молибденовым оруденением. Однако при рассмотрении крутопадающих трещин и жильных образований с преимущественно вольфрамовым оруденением их точки зрения на генезис рудовмещающих трещин резко меняются. Основываясь только на сколовом виде этих трещин, они считают их экзотектоническими. При этом следует учитывать пространственное положение жил, прожилков, локализацию их в пределах выступов интрузии, фокальный характер распределения, сбросовый тип движения, радиально-поясовое строение месторождения в целом, отсутствие существенного разрыва во времени формирования молибденовых и вольфрамовых образований, постоянство условий растяжения и нормального приоткрывания трещин в период рудоотложения. Эти данные позволяют считать, что в образовании рудо-

вмещающих трещин и их ориентировке решающую роль играли морфологические особенности купольных частей интрузии и последовательная разрядка контракционных и эндокинетических напряжений.

Морфологический сколовый характер трещины приобретали по мере возрастания глубины разрядки напряжений и увеличения сдвижения верхних консолидированных горизонтов. Возможно, имели место и слабые экзотектонические подвижки, но они не изменили общего рисунка деформации массива.

Состав руд месторождения весьма разнообразен. Грейзенизированные граниты состоят из реликтовых зерен кварца и полевых шпатов. Новообразования — мусковит, альбитизированные полевые шпаты, серицитизированные плагиоклазы. Рудная минерализация почти отсутствует.

Кварц-мусковитовые грейзены являются продуктом более сильного изменения. Из магматогенных минералов сохраняются лишь корродированные зерна кварца, реликты альбитизированных полевых шпатов. Мусковит составляет 30—40% породы, метасоматический кварц — 20—30%. Присутствуют флюорит, топаз и рудные минералы — вольфрамит, молибденит, козалит, висмутит, пирит, галенит.

Мусковит-кварцевые грейзены на 60—80% сложены кварцем, 10—30% — мусковитом, 3% — топазом. Кроме того, присутствуют флюорит — до 6%, пирит — до 5%, вольфрамит, молибденит, висмутин, козалит.

Содержание топаза в топаз-кварцевых грейзенах составляет 30—40%, а в кварц-топазовых и топазовых разностях — 70—80%; присутствуют флюорит, пирит, вольфрамит, касситерит, молибденит, висмутин, козалит и т. д.

Минералогия месторождения Караоба своеобразна (Ермилова, 1964; Нечелюстов и др., 1969 и др.) и представлена более чем 90 минералами (табл. 13). Основную промышленную ценность имеют вольфрамит, молибденит, касситерит и минералы висмута.

Кристаллы вольфрамита различных генераций отличаются по форме. В грейзенах и кварц-вольфрамитовых жилах обнаружены две основные формы: более ранняя — неправильные зерна, пластинчатые, тонко- или толстотаблитчатые кристаллы; более поздняя — в полостях и пустотах, изометрическая. В кварцевых жилах с повышенным содержанием сульфидов вольфрамиту присущи игольчатые кристаллы и веерообразные агрегаты.

В грейзенах более ранние кристаллы вольфрамита тонкотаблитчатые, клиновидные. В пустотах и полостях имеются кристаллы второй генерации таблитчатой и изометрической формы с незначительным количеством подчиненных граней. В последовательных кварц-вольфрамитовых жилах вольфрамит образует две генерации. Для первой, наиболее распространенной, характерны простые формы кристаллов (толстотаблитчатые, клиновидные), а для второй — более сложные (таблитчатые, изометрические, призматические). Габитусными гранями являются ромбическая призма *a* и пинакоид *c*.

Ранний вольфрамит образует простые кристаллы, а более поздние генерации характеризуются большим разнообразием форм. Эта закономерность была показана ранее не только для вольфрамита, но и для других минералов — топаза, пирита, флюорита (Щерба, Сенчило, Мухля, 1973).

Состав кварц-молибденитовых жил довольно прост. Жильные минералы представлены кварцем и калиевым полевым шпатом, а рудные — крупночешуйчатым молибденитом, пиритом, халькопиритом и в незначительном количестве вольфрамитом, галенитом, сфалеритом.

Кварц-вольфрамитовые жилы с касситеритом, молибденитом и вис-

Таблица 13

Распространенность минералов на месторождении Караоба

Широко распространенные	Распространенные	Мало распространенные	Редкие (акцессорные)
	Гипогенные минералы		
Кварц Микроклин Флюорит Мусковит Топаз	Вольфрамит Пирит Молибденит Касситерит Козалит Висмутин Висмут самородный Кальцит Сидерит Альбит Серицит Диккит Цеолиты	Олигоклаз Ортоклаз Биотит Халькопирит Гематит Галенит Сфалерит Арсенопирит Тетраэдрит Гюбнерит Пирротин Марказит Родохрозит Стронцианит Хлорит и др.	Апатит Циркон Рутил Ильменит Сфен Магнетит Гранат Эпидот Турмалин Шеелит Целестин Галеновисмутин Виттихенит Лиллианит Бончевит и др.
	Гипергенные минералы		
Ярозит Галлуазит Монтмориллонит	Опал Халцедон Лимонит Псиломелан-вад Каолинит Гидрогематит Гедрксутит Кридит Русселит	Ферритунгстит Ферримолибдит Повеллит Бисмутит Англезит Церуссит Вульфенит Гипс Сера самородная Нонтронит Халькантит и др.	Скородит Смитсонит Халькозин Ковеллин Азурит Малахит Хризоколла Линарит Миметезит Штольцит Брошантит Бисмоклит Атакамит Чухровит Бетпакдалит и др.

мутовой минерализацией наиболее распространены на месторождении, отличаются исключительным разнообразием минералов (табл. 13). Основные минералы имеют по две-три генерации.

Минералогия молибденового штокверка проста и аналогична минералогии пологих кварц-молибденитовых жил. Из рудных минералов присутствуют лишь молибденит, а жильные представлены кварцем и калиевым полевым шпатом.

Штокверковые руды в гранитах являются комбинацией грейзенового оруденения и сети кварц-вольфрамитовых прожилков с касситеритом, молибденитом, висмутовыми и другими минералами с соответственным минеральным составом.

Вольфрам практически весь сосредоточен в вольфрамите. Находки шеелита весьма редки. Сотые доли процента примесного вольфрама отмечены в галените, тетраэдрите, касситерите. Молибден заключен в молибдените. Незначительные примеси его (от 0,005 до 0,1%) отмечены во многих минералах, особенно в сульфидах, большинство из которых мало распространены. Олово в основном находится в касситерите. Единичные находки станнина несущественны. Рассеянное олово обнаружено в вольфрамите, висмутине, козалите, сфалерите, пирите. Висмут концентрируется в висмутине и козалите, а также представлен самородным висму-

том. Мельчайшие включения в галените, халькопирите, пирите образуют галеновисмутин, виттихенит, айкинит. Имеются также разнообразные сульфосоли.

Основная масса рудной минерализации достигает наивысшей концентрации в кварц-вольфрамитовых жилах и прожилках. В грейзенах она значительно ниже. Концентрация в жилах вольфрама в 3,5 раза, висмута в 2,5, олова почти в 2 раза выше, чем в грейзенах. Только содержания молибдена и других сопутствующих элементов в жилах и грейзенах сравнительно близки.

Распределение рудных компонентов в пределах рудных тел резко неравномерное, кустовое, однако отмечается определенная упорядоченность рудного вещества в редкометаллоносных кварцевых жилах (Сенчило, 1972, 1973). Как правило, по соседству с участками с высокими содержаниями рудных компонентов в жильном теле располагаются почти пустые участки. Рудные кусты бывают как мономинеральными, так и многоэлементными. Содержания металлов группируются в разнопорядковые аномалии. На горизонте 60 м по жиле четко фиксируется несколько самостоятельных вольфрамовых пиков «ураганного» характера, отстоящих друг от друга на 180—200 м. Между ними размещаются аномалии более высоких порядков со все уменьшающимся шагом между ними, вплоть до 15 м. Также закономерно, но в своей системе располагается висмутовое, молибденовое и иное рудное вещество, составляя определенные фигуры в теле жилы. Создается сложная внутренняя архитектура жильного тела, в целом напоминающая гигантскую кристаллическую решетку отдельного минерала. Отмеченная упорядоченность важна для поисков, оценки и эксплуатации этого типа руд.

На месторождении имеет место общая рудная зональность (Щерба и др., 1960, 1972, 1973; Думлер, 1976). Оруденение образует ленты, ориентированные параллельно кровле рудоносного интрузива, что объясняется температурным фактором и повышенной шириной рудовмещающих трещин. Внутри лент по вертикали сверху вниз преобладающая минерализация сменяется в такой последовательности: W→Sn—Bi→Mo.

Генезис. Месторождение Караоба является ярким представителем кварцевожильно-грейзеновой формации и было выделено в качестве типового (тип Караобы). Процесс его образования был длительным и весьма сложным. Основные этапы формирования месторождений: магматический, пневматолитовый и гидротермальный.

В магматический этап произошло становление Караобинского массива гранитов. Три последовательные фазы внедрения гранитной магмы разделены небольшими перерывами. При их становлении протекали автометасоматические процессы объемной альбитизации, калишпатизации и грейзенизации. В результате контракционного сокращения интрузии и воздействия внешних тектонических усилий была заложена трещинная решетка. Ранние контракционные трещины послужили путями проникновения эманаций, приведших к дальнейшему объемному автометасоматозу гранитов и к околотрещинной грейзенизации, циркуляции гидротермальных растворов, принесших молибденовое оруденение, а также к проникновению остатков магматического расплава, сформировавших дайки гранит-порфиров, микрогранитов и аплитов. Дайки попали в возрастную вилку между ранними кварц-молибденитовыми и более поздними кварц-вольфрамитовыми жилами. Пневматолитовый этап завершился процессами локальной и околотрещинной грейзенизации, прямо предшествуя моменту формирования жил выполнения.

Дальнейшее формирование месторождения проходило в условиях высокого динамического напряжения, направление усилий сохранялось прежним. Поэтому сколовые трещины развились по ранее заложенным

системам преимущественно северо-восточного и северо-западного простирания. Этими путями в первую очередь воспользовались последние порции эманаций и летучих компонентов, произошла существенная переработка гранитов на юго-востоке месторождения, сформировались грейзеновые зоны.

Таблица 14

Средний состав и концентрация рудообразующего раствора при температуре 300°С

Компоненты	Содержание в гомогенном растворе, г/л	Компоненты	Содержание в гомогенном растворе, г/л
H_2O	758	Na^+	22,0
H_2S	$\frac{22,5}{14,6}$	K^+	8,2
CO_2	$\frac{113,1}{57,4}$	Ca^{2+}	4,2
CO	$\frac{0,46}{0,40}$	Mg^{2+}	1,8
C_nH_m	$\frac{0,98}{1,4}$	HCO_3^-	26,5
H_2	$\frac{0,05}{0,5}$	Cl^-	33,7
$NO+NO_2$	$\frac{0,71}{0,5}$	SO_4^{2-}	34,5
N_2	$\frac{5,5}{4,4}$	F^-	2,9
		Σ	1035,1

Примечание. В знаменателе показано содержание газов (л) при нормальных условиях (температура 0°С, давление 760 мм рт. ст.).

Последующий гидротермальный этап был основным и многоактным. Выделяются три генерации продуктов этого процесса: кварц-вольфрамитовая с комплексным редкометальным оруденением, кварц-гюбнеритовая с сульфидами и послерудная. Главная масса рудного материала локализовалась с первой генерацией. Формирование рудных тел шло в обстановке раскрытия трещин без смещения. Жилы второй генерации локализовались в трещинах тех же систем, но уже с небольшими смещениями. В пострудной стадии нарушения были более интенсивными и привели к брекчированию и значительному смещению рудных тел.

Основное рудоотложение, по данным ряда авторов, происходило в пневматолитовую и гидротермальную стадии из газовых и жидких растворов. При формировании грейзенов преобладали газовые растворы с повышенным содержанием углекислого газа. В результате понижения температуры при завершении пневматолитовой стадии растворы становились жидкими. По данным гомогенизации включений, грейзенизация протекала при температурах 450—360°.

Кварцевые жилы образовывались из высокоплотных жидких растворов с концентрацией солей и газов порядка 100—200 г и более на литр минералообразующего раствора при температуре 395—110°. Основная масса жильного вещества отлагалась при температурах выше 200—230°.

Плотность раствора при 300° и 516 атм была 1035, 1 г/л гомогенного раствора. Содержание воды составляло 758 г, а углекислого газа —

113,1 г. Общая минерализация солей и газов достигала 277,1 г/л. По составу это были щелочно-кальциевые сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные растворы (табл. 14). Изменение состава растворов с глубиной выразилось в различиях концентрации основных компонентов (рис. 72). В верхних горизонтах увеличилось содержание углеводородов и сульфат-иона, а сероводорода — уменьшилось. Это объясняется сменой окислительно-восстановительного режима при рудообразовании; pH растворов к поверхности снижалось. Давление при жилообразовании изменялось от 1140 до 110 атм. Калий-аргоновый возраст оруденения, определенный по мусковитам из грейзенов, дает две цифры: 274 и 189 млн. лет.

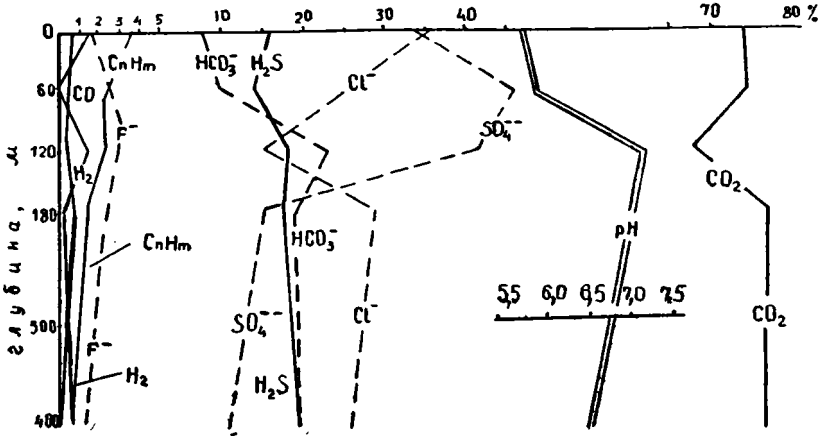


Рис. 72. **Изменение pH и содержания газов и анионов во включениях кварца по жиле 1 Караобы**

При дальнейших работах в рудном поле Караобы необходимо сосредоточить внимание на поисках скрытых гребневидных выступов и куполов рудоносного гранитного массива. Необходимо детальное геолого-геофизическое прослеживание запад-северо-западного продолжения гребня Караобинской интрузии, а также доизучение внутренней пологопадающей надинтрузивной зоны и отдельных участков внешнего окаймления, где отмечается местами пологое падение контакта массива. Важно учитывать «фокальную» модель структуры Караобинского месторождения, вертикальную зональность руд, упорядоченность оруденения в рудных телах, типоморфные особенности минералов.

Для выяснения ряда важнейших вопросов строения требуется пробурить несколько скважин до глубины 1—1,5 км, вскрыть подрудную область, проверить возможность наличия других рудных зон.

Месторождение Сарыбулак

Находится оно северо-западнее ст. Хантау, в долине одноименного русла.

В 1950—1955 гг. на месторождении были проведены поисково-разведочные и эксплуатационные работы, в результате которых установлено 6 рудных и 34 безрудных кварцевых жилы. В 1975 г. сотрудниками сектора редких металлов ИГН АН КазССР месторождение было рекомендовано к переоценке на штокверковое и комплексное оруденение. Здесь были начаты поисково-разведочные работы.

Площадь месторождения 2×3 км сложена тонкозернистыми песчаниками и сланцами джамбулской свиты кембрия, в разной степени оро-

говикованными. Местами они прорываются силлами и дайками гранит-порфиров, кварцевых порфиров, сиенит- и трахит-порфиров предположительно каледонского возраста. В центральной части рудного поля прослеживаются дайки диоритов и диабазов (рис. 73).

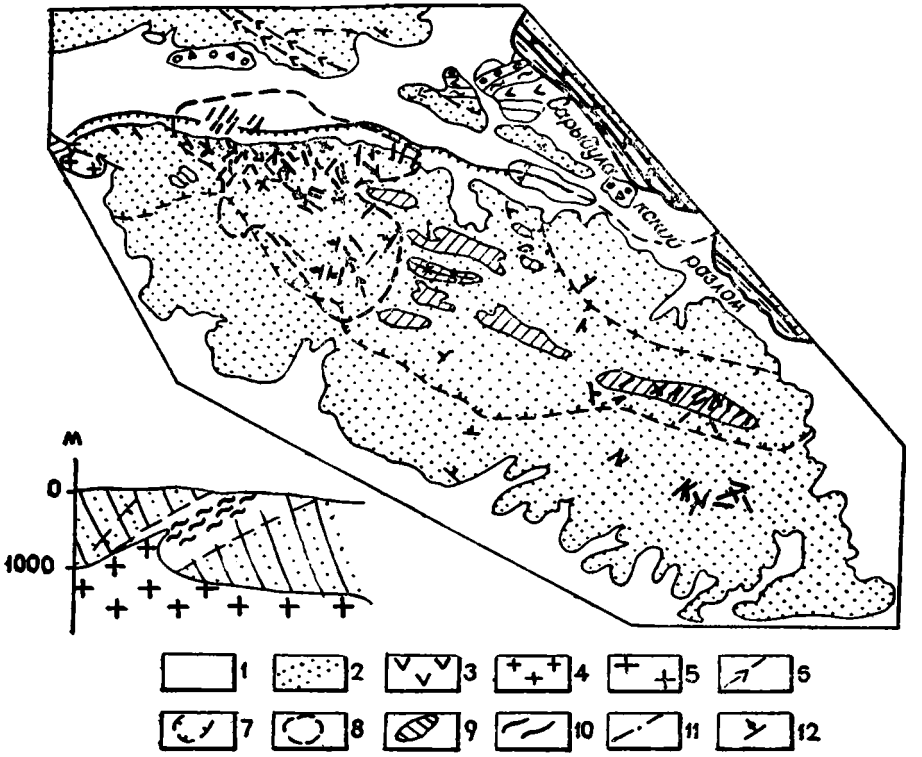


Рис. 73. **Схема геологического строения района месторождения Сарыбулак** *(по А. Г. Кузнечевскому)*

1 — современные такырные отложения; *2* — песчаники; *3* — базальтовые порфириты; *4* — гранит-порфиры; *5* — лейкократовые граниты; *6* — дайки габбро-диабазов; *7* — ороговикованные породы; *8* — грейзенизация; *9* — серицитизация; *10* — кварцевые жилы; *11* — тектонические нарушения; *12* — элементы залегания пород

Месторождение находится в приподнятом (по-видимому, взбросовом) блоке с внешней юго-западной стороны Жалаир-Найманской зоны разломов. Наблюдается рассланцевание пород, примерно параллельное плоскости разлома, а более интенсивная трещиноватость ориентирована перпендикулярно и диагонально по отношению к нему. Параллельно сланцеватости наблюдается полого падающая (20—40°) на юго-запад трещиноватость. Трещины этих направлений на рудных участках являются рудолокализующими. Полосы измененных околорудных пород подчинены структуре рассланцевания и располагаются между зонами интенсивного динамометаморфизма.

По геофизическим данным, под рудным полем расположен выступ крупного массива гранитного состава. Гребень массива находится на глубине 600—800 м, строение его резко асимметричное. Юго-западный склон пологий (около 30°), северо-восточный более крутой. Рассланцевание дорудное, видимо, как-то контролирует структуру штокверка. Возможно, взбросо-надвиговая структура активно связана с самой интрузией, в этом случае тектоническая позиция месторождения напоминает структуру Верхнего Кайракты. В верхней части зоны надвигового «взбу-

хания» развиты пологие жилы, с глубиной переходящие в штокверковую зону, также полого падающую в сторону надвига.

Границами рудного поля во фронтальной (северо-восточной) и тыльной (юго-западной) зонах служат малые интрузии (силлы) гранит-порфиров и кварцевых порфиров, согласных с основной структурой надвига. По флангам оно ограничено подновленными оперяющими главный разлом разрывами. Дайка диабазов, возможно, фиксирует очаговую зону.

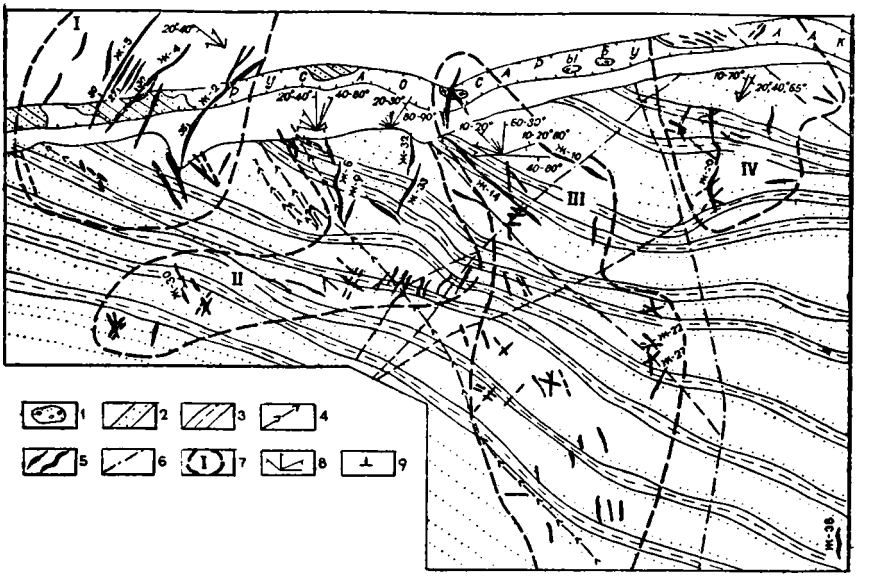


Рис. 74. **Схематическая геологическая карта месторождения Сарыбулак** (*по материалам ПСЭ ЮКТГУ и ИГН*)

1 — четвертичные конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — дайки габбро-диабазов; *5* — кварц-вольфрамитовые жилы; *6* — тектонические нарушения; *7* — зоны сгущений кварцевых жил и прожилков; *8* — розы-диаграммы жил и прожилков; *9* — элементы залегания пород

Рудные тела представлены серией кварцевых жил и прожилков, приуроченных к трещинам северо-восточного простирания и пологого (25—30°) падения на северо-запад. Значительно реже они имеют северо-западное, близкое к меридиональному, и широтное простирание. Форма жил чрезвычайно сложная, с разветвлениями, пережимами, раздувами, пострудными смещениями. Контакты кварцевых жил с вмещающими породами четкие и резкие. Околожильные изменения выражены окварцеванием и слабой грейзенизацией, серицитизацией, мощность околожильных изменений не превышает 1—2 см. Оруденение в жилах крайне неравномерное, кустовое как по простиранию, так и по падению. Содержание трехокиси вольфрама резко колеблется от 0,0n до 7,8%. Наиболее крупными и заслуживающими внимания являются жилы 1—14, 2, 4, 6, 20 и 38 (рис. 74). Из рудных минералов распространены вольфрамит, шеелит, базовисмутит, гаусманит, лимонит, реже встречаются гетит, халькопирит, молибденит, висмутовый блеск. Вольфрамовое оруденение прослежено до глубины 100—150 м. С глубиной возрастает сульфидная минерализация, несколько повышается содержание висмута.

В кварце преобладают высокотемпературные газово-жидкие включения. По форме включения неправильные и округлые, наполнение включений изменяется от 0,65 до 0,8—0,9. Гомогенизация включений при температуре 370° и ниже происходила в жидкую фазу, т. е. рудообразующие

растворы были водно-жидкими, а при более высоких температурах они переходили в газовые. Устанавливаются следующие температуры гомогенизации включений — 372—170°, основная масса включений гомогенизируется в интервале 300—350°.

Кроме жильного отмечается и рассеянное редкометальное оруденение в виде штокверковых сгущений. Выделены четыре штокверковых участка с рудными жилами и прожилками, разделенных между собой зонами слабого прожилкования. Штокверки включают и основные рудные жилы, которые вытянуты в субмеридиональном направлении и через русло р. Сарыбулак уходят к северу под перекрывающие гобийские конгломераты. В расположении рудных участков и их строении другим определяющим фактором, по-видимому, является характер морфологии кровли массива. Гребень массива осложнен двумя выступами в западной части рудного поля.

Выделяется несколько рудных участков. На западном участке главные жилы (2 и 5) имеют северо-восточное, несогласное со сланцеватостью простирание с пологим (30°) падением на северо-запад. Основная же масса прожилков имеет согласное со сланцеватостью северо-западное простирание и такое же падение (ЮЗ — 20—40°). На центральном участке главным в ориентировке жил становится согласное со сланцеватостью направление, в то время как прожилки имеют разнообразное залегание. Ориентировка жил восточного участка субмеридиональная, северо-западная, реже северо-восточная, углы падения более крутые, до 60°. Ориентировка прожилков строго северо-восточная с пологими и крутыми углами падения как на северо-запад, так и на юго-восток. Средняя мощность прожилков в штокверковых зонах около 1 см. Число прожилков на один погонный метр колеблется от 2—3 до 5—6, включая рудные и безрудные.

Структура штокверка позволяет судить о тектонических условиях формирования рудного поля. В центральной части месторождения существовали условия локального надкупольного растяжения, способствовавшие раскрытию и заполнению разноориентированных трещин. На флангах рудного поля прожилки выполняли пологопадающую систему трещин.

Наряду с вольфрамоносными кварцевыми жилами в восточной части участка выявлена кварц-сульфидная жила мощностью 0,3 м и длиной до 60 м. Из рудных минералов установлены галенит, касситерит, пирит, а из вторичных — англезит, церуссит и плюмбоярозит. В руде содержится много свинца, мышьяка, до 0,36% цинка, 0,12—0,24% олова, до 0,1% вольфрама, до 0,1% меди. Аналогичная минерализация отмечается и в других участках месторождения.

Изучение характера распределения жил и прожилков в рудном поле, их вещественного состава, взаимоотношений позволило выделить следующие генерации:

Дорудная стадия — метаморфические кварцевые линзы, прожилки.

Рудная стадия:

1) полевошпат-топаз-кварцевые прожилки с вольфрамитом;

2) кварцевые жилы и прожилки с вольфрамитом, шеелитом, висмутином, пиритом, халькопиритом;

3) кварц-мусковитовые прожилки с вольфрамитом и шеелитом;

4) кварц-сульфидные жилы с касситеритом;

5) кварц-кальцит-шеелитовые прожилки.

Послерудная стадия:

1) кальцитовые прожилки;

2) цеолит-кальцитовые прожилки.

Штокверковые сгущения, вскрытые денудацией, по-видимому, явля-

ются самыми верхними частями месторождения. В кварцевых жилах, по данным К. А. Мухли, последовательно выделились: мусковит, магнетит, гематит, вольфрамит, шеелит, кварц, висмутин, пирит, молибденит, халькопирит, сфалерит.

Вольфрамит — главный рудный минерал, образующий большей частью пластинчатые кристаллы толщиной от 1—2 до 5—10 мм и длиной 3—5 см, иногда до 10 см, реже неправильной формы зерна (1—10 мм) и их агрегаты размером до 5—30 мм в поперечнике вблизи зальбандов. В вольфрамите содержатся (г/т): Mo — 100, Sn — 100, Bi — 10, Pb — 10, Cu — 10, Ti — 500, Sc — 500. Пирит, халькопирит и сфалерит заполняют тонкие трещинки (0,01—0,1 мм) в вольфрамите. Чешуйки молибденита нарастают на вольфрамит, а кварц оказывает коррозионное воздействие на него.

Шеелит встречается реже, интенсивно замещает вольфрамит с образованием нитевидно-петельчатой и раскрошенной структур и периферийных каемок замещения. В наиболее поздних кварц-кальцитовых прожилках шеелит образует самостоятельные выделения в виде мелких агрегатов и отдельных гнезд. Шеелит светло-желтоватого цвета, зерна неправильной формы (1—10 мм), встречаются преимущественно в центральных частях жил.

Приведенные выше данные позволяют считать, что на месторождении проявлен не только жильный, но и штокверковый тип оруденения и, как оценивалось ранее, мы имеем верхи месторождения, что коренным образом меняет его перспективы, ранее оценивавшиеся отрицательно. Большие размеры рудоносной площади, малый уровень вскрытия, ожидаемое значительное протяжение оруденения на глубину, возможное возрастание интенсивности минерализации с глубиной, благоприятная экономика позволили поставить вопрос об оценке оруденения на глубину.

Первоочередная задача геофизики — оконтуривание ореола, определение глубины залегания и характера кровли рудоносного массива. По этим результатам и данным опробования с поверхности необходимо пробурить скважины глубиной 200—300 и 500—600 м.

Рудопроявление Байхатын

Расположено в урочище Торткуль, среди ороговикованной толщи ордовика, в 200—300 м от юго-восточного контакта Каибского массива гранитов. Здесь крутопадающая северо-западная (325°) дайка аплитовидных гранит-порфиров мощностью 3—6 м и длиной 600 м пересечена серией минерализованных пологих лестничных линз и тонких прожилков кварца.

Линзы имеют выдержанное северо-восточное простирание, пологое падение (угол 5—20°) на юго-восток и резко обрываются у контактов дайки. Вся масса гранит-порфиров несет следы грейзенизации, альбитизации, окварцевания и ожелезнения. Грейзенизация развита более интенсивно в местах наибольшей концентрации кварцевых тел. Преобладают крупнозернистые мусковит-топазовые, мусковит-кварцевые и мусковитовые грейзены. Прожилки сложены кварцем, мусковитом, калиевым полевым шпатом и содержат топаз, флюорит и серицит.

Рудные минералы — вольфрамит, самородный висмут, висмутин, шеелит, молибденит, касситерит, тунгстит и ковеллин. Некоторые монокристаллы и гнезда вольфрамита достигают веса в несколько килограммов. Высокие содержания трехокиси вольфрама приурочены к отдельным частям линз. Состав вольфрамита (вес.%): WO_3 — 74,2, SiO_2 — 0,78,

Fe — 18,8, Mn — 4,74, CaO — 1,34, сумма — 99,86. Формула минерала: $Fe_{0,78}$ $Mn_{0,2}$ $CaO_{0,07}$ $WO_{40,995}$. Суммарная мощность всех жильных образований, пересеченных одной из скважин, равна 0,96—1,4 м на интервал в 50 м. Содержания трехокиси вольфрама во вмещающих породах составляют 0,02—0,06% и висмута достигают 0,02%.

На участке имеются еще три зоны кулисно расположенных даек альбитовых аплитовидных гранит-порфиров. Наиболее протяженная (до 10 км) северная зона начинается в 500 м к востоку от контакта гранитов с песчаниками. Отдельные дайки имеют мощность до 8—10 м и протяженность до 300—500 м. Они часто меняют азимут простирания от СЗ — 320° до СВ — 10—20°. На всем протяжении в них отмечаются поперечные кварцевые линзы, прожилки и зоны ожелезнения. По мере удаления от массива количество жил уменьшается. Центральная зона представлена отдельными выходами аплитовидных гранитов с многочисленными обломками кварца. Простирание ее также субширотное; прослеживается на 250 м. Южная зона состоит из двух кулисных даек протяженностью до 700 м и мощностью от 3 до 8—9 м. Граниты грейзенизированы, окварцованы и ожелезнены. Западная дайка этой группы детально изучена и описана как рудопроявление Байхатын.

Своеобразие рудопроявления заключается в локализации оруденения в довольно крупной дайке, залегающей в околоинтрузивной зоне. Характер распространения оруденения и околорудного изменения указывает на возможность обнаружения промышленных концентраций вольфрама во всей массе дайки или на значительных отрезках по ней. Поэтому необходима оценка глубоких горизонтов и постановка детальных поисков на площади. Не исключено наличие штокверкового оруденения во вмещающих песчаниках и сланцах.

Кодинцевское рудопроявление

Находится западнее залива Кашкантениз, южнее русла Шакшагайлы. Рудоносная площадь вытянута в северо-западном направлении на 2,5 км и сложена ороговикованными песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, гравелитами. Пликативная структура осложнена северо-восточными разломами, а с юга ограничена Малошакшагайлинским сбросо-сдвигом.

На Северном участке размером 250×40 м размещаются три тела кварцевых грейзенов с прожилками кварца и вольфрам-висмутовым оруденением. Основное тело прослежено в северо-восточном направлении на 250 м. Центральная кварцевая жила сопровождается кварцевыми грейзенами общей мощностью до 6 м. В юго-западном конце грейзены практически отсутствуют, а кварцевая жила постепенно выклинивается. На отрезке в 220 м при мощности 1 м содержание висмута составило 0,33%, трехокиси вольфрама — 0,09%. На глубину тело разветвляется и падает на юго-восток под углами 76 и 80°. В верхней ветви преобладает вольфрамовое оруденение. В ней много пирита, а также вольфрамита и шеелита, 0,06—0,24% меди и до 0,05% кобальта. В нижней ветви превалирует висмутовое оруденение. В центре кварцевых грейзенов отмечаются прожилки кварца с довольно густой вкрапленностью висмутина и молибденита.

В 800 м к юго-востоку от предыдущего, на Центральном участке, в широтном направлении на 300 м прослежены тела кварцевых грейзенов с топазом, в которых залегают прожилки и линзы кварца, несущие висмут и вольфрам. На западном фланге вскрыто тело кварцевых грейзенов мощностью 1,2 м, длиной 100 м с 0,2% висмута. В центре залегают две

сближенных кварцевых жилы мощностью по 25 см каждая, падающие на юго-восток под углом 65°. В них наблюдались скопления вольфрамита и базовисмутита. В зальбандах они сопровождаются серицит-кварцевыми грейзенами либо грейзенизированными слабоминерализованными песчаниками. Южнее залегает штокверковое тело, состоящее из прожилков кварца и грейзенов, падающих круто навстречу описанным жилам.

Рудопроявление заслуживает дополнительного изучения. Юго-западнее Кодинцевского находится рудопроявление *Прожилковое*. На его площади распространены флюорит-топаз-кварц-рутиловые грейзены, описанные выше, и кварцевожильно-грейзеновые тела, которые локализуются в основном южнее широтных даек на площади 500×400 м. В роговиках по алевропесчаникам залегают северо-восточные кварцевые жилы, линзы и прожилки, сопровождаемые кварцевыми грейзенами. В них содержится вкрапленность базовисмутита, шеелита и вольфрамита. Северная жила прослежена на 280 м при средней мощности 1,5 м. Грейзены представлены серицит-кварцевыми, кварцевыми и рутил-кварцевыми тонкозернистыми метасоматитами. Кварц в них микрозернистый (сотые доли миллиметра), пророс нередко значительным (до 15%) количеством тончайшего рутила. Среднее содержание трехокиси вольфрама составило 0,1%, висмута — 0,13%. На северо-восточном фланге, в грейзене с друзами кварца, встречались скопления кристаллов вольфрамита длиной до 8 см.

Центральная группа линзообразных тел мощностью до 3,3 м прослежена на 450 м. Сложены они кварцевыми грейзенами с прожилками и линзами кварца, нередко с флюоритом и адуляром; вытянуты до 130 м на СВ — 30—60°. Богатое гнездо крупных кристаллов вольфрамита пересечено только одной канавой. Вольфрамит замещается шеелитом в виде сети прожилочков и каемок, а небольшие его зерна замещены нацело.

Месторождение Куу

Месторождение находится в юго-восточной части одноименного гранитного плутона, относящегося к акчатаускому (пермскому) интрузивному комплексу. Калий-аргоновый возраст гранитов 265 млн. лет. Вмещающие породы представлены мафит-ультрамафитами Шалгиинского массива, девонскими вулканитами и осадочными породами нижнего карбона.

Массив Куу приурочен к месту сопряжения Куу-Кызылтауского и Шалгия-Караобинского глубинных разломов. Он имеет овальную форму и вытянут в субширотном направлении; его размеры 25×10 км. В массиве развиты субмеридиональная и северо-западная системы трещин. Плутон сформировался в три фазы: I — средне-крупнозернистые неравномернозернистые, II — мелко-среднезернистые неравномернозернистые порфировидные и III — мелко-среднезернистые почти равномернозернистые граниты. Становление интрузива каждой фазы сопровождалось выделением внутриинтрузивных дифференциатов — дополнительных интрузий и жильных образований нескольких генераций (Коптев-Дворников и др., 1962; Повилайтис, 1964).

Исключительное разнообразие продуктов, входящих в состав массива, объясняется совмещением в пространстве двух последовательных интрузий. По составу породы плутона соответствуют лейкократовым гранитам аляскитовой и альбит-гранитовой серий. Последовательность образования гранитов и метасоматитов месторождения Куу такова:

По А. И. Ежову (1964 г.)	По А. В. Кудряшову и др. (1977 г.)
Главная интрузивная фаза: крупнозернистые розоватые, светло-серые, порфировидные лейкократовые граниты. Фация эндоконтакта: мелко-, средне-, реже крупнозернистые, иногда резкопорфировидные биотитовые или аляскитовые граниты, граниты-рапакиви	I фаза: крупно-среднезернистые лейкократовые граниты. Дополнительный интрузив или субфация расслоения — резкопорфировидные граниты
Граниты I дополнительного интрузива: крупно-среднезернистые розоватые и серовато-розовые равномернозернистые граниты. Блоковые и шлировые пегматиты	II фаза соответствует I дополнительному интрузиву
Граниты II дополнительного интрузива: светлые, желтовато-розовые порфировидные лейкократовые граниты	III фаза: пластовые тела и мелкие штоки мелкозернистых аляскитовых гранитов
Жильные и шлировые пегматиты	
Жильные граниты мелкозернистые: дайки и пластовые тела	Аплиты, две-три генерации даек
Безрудные кварцевые прожилки	Блоковые и шлировые пегматиты кварц-полевошпатового состава
Аплиты I генерации — мелкозернистые, розовые	Пегматитовые жилы с вольфрамитом
Кварц-полевошпатовые прожилки	Кварцевые и слюдяно-кварцевые грейзены участков Серкекрылган, Бузаульген
Аплиты II генерации — дайки	Топаз-кварцевые грейзены Куу Центрального с вольфрамитом
Полевошпат-кварцевые прожилки	Кварцевые и топаз-кварцевые жилы и прожилки с вольфрамитом
Кварц-полевошпатовые метасоматиты	Кварц-слюдяные, слюдяные, флюорит-слюдяные грейзены участков Грейзеновый, Куу
Амазонитизация	I фаза второго комплекса порфировидных лейкократовых гранитов
Кварцевые грейзены	II фаза: штоки, дайкообразные тела альбитовых гранитов
Биотитовые грейзены	Дайки альбитовых аплитов
Кварцевые жилы с вольфрамитом	Шлировые и жильные пегматиты
Полевошпат-топазовые грейзены	Альбитизация гранитов II и II_2
Топазовые прожилки	Амазонитизация (амблигонитизация)
Аплиты III генерации	Гематитизация и биотитизация, редкометальное оруденение грейзенов
Оранжево-красные полевошпатовые прожилки	Поздняя микроклинизация
Кварцевые зоны с горным хрусталем	Послерудные кварцевые и флюорит-кварцевые жилы выполнения
Флюоритизация	

Аляскитовые граниты распространены широко, ими сложены интрузивы I и II фаз и большинство образований III фазы. Альбитовые граниты (биотит-альбитовый тип) имеют подчиненное развитие, распространены главным образом в связи с интрузией III фазы. Они встречаются либо в виде фациальных разностей (апикальные зоны тел), либо образуют самостоятельные маломощные дайки, нередко «растекающиеся» в виде пологих залежей вдоль трещин отслоений гранитов II фазы. Лейкограниты III фазы с фациальными альбитовыми разностями секут рудные кварцевожильно-грейзеновые тела, которые генетически связываются с гранитами II фазы, что достаточно однозначно указывает на более поздние (относительно вольфрамового оруденения) время формирования гранитов III фазы, в том числе и альбитовых разновидностей, и на значительный разрыв во времени между становлениями гранитов II и III фаз. С альбитовыми гранитами нередко связаны фациальные пегматиты (обособления, шлиры), сопровождающиеся обычно акцессорной

берилловой минерализацией. Изумрудоносные кварцевожильно-грейзеновые тела и слюдиты в амфиболитах Куу Южное также пространственно тесно связаны с альбитовыми гранитами, содержащими в пегматоидных шлирах (миаролах) мелкокристаллические рудные минералы. Наличие в миароловых пустотах гранитоидов основных минералов руд еще раз свидетельствует о существовании генетической связи оруденения с этими интрузиями. Таким образом, специфика альбитовых гранитов акцентирована на сумму редких металлов, в то время как граниты II фазы специализированы только на вольфрам.

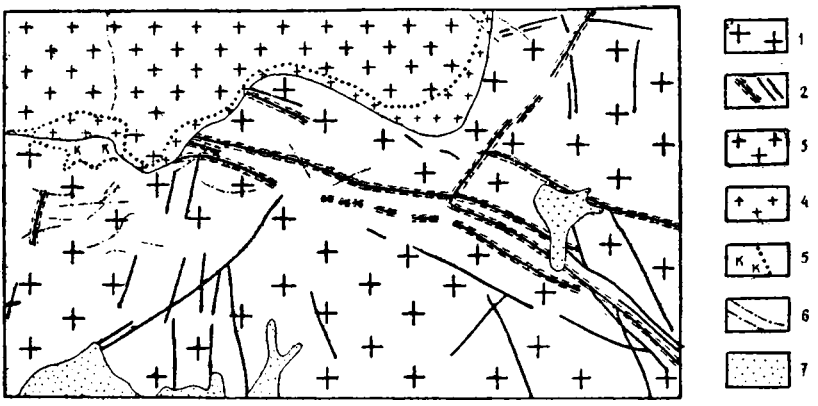


Рис. 75. **Схема геологического строения месторождения Куу** *(по Л. Г. Егорычеву, А. Г. Гокоеву)*

1—6 — пермский интрузивный комплекс. *1, 2* — вторая фаза: *1* — мелко-среднезернистые порфировидные лейкократовые граниты, *2* — кварцевые жилы с грейзеновой оторочкой; *3—6* — третья фаза: *3* — мелко-среднезернистые лейкократовые граниты главной фазы, *4* — мелкозернистые порфировидные граниты фации эндоконтакта, *5* — экзоконтактовая калишпатизация по породам второй фазы, *6* — дайки жильных гранитов; *7* — четвертичные отложения

Количественно-минеральный состав гранитов следующий (I, II, III фазы и альбитовые граниты соответственно, %): плагиоклаз (№ 23—20—12—12) —19,8—23,4—31,8—20,0; микроклин-пертит — 41,1—35,2,—33,3—40,0; кварц — 35,8—37,4—33,7—28,5; биотит — 1,6—1,2—0,6—1,5; мусковит — 0,2—0,3—0,6—0; альбит — 1,5—2,5—0—10,0.

Химический состав (%): SiO_2 — 73,96—75,78—75,71—70,31; TiO_2 — 0,26—0,14—0,12—0,11; Al_2O_3 — 13,51—12,72—12,75—16,73; Fe_2O_3 — 0,81—0,71—0,77—0,58; FeO — 1,47—1,14—1,20—0,29; MnO — 0,06—0,06—0,07—0,05; MgO — 0,08—0,12—0,11—1,22; CaO — 0,92—0,72—0,67—0,99; Na_2O — 3,55—3,47—3,63—5,12; K_2O — 4,97—4,45—4,83—3,61.

Биотит характеризуется довольно высокой железистостью — 52—54% в I фазе и 69—77% во II, калинатровый полевой шпат содержит 25—30% альбитовой составляющей.

Ведущими акцессориями являются магнетит, ильменит, флюорит, циркон и монацит. Содержания редких элементов и фтора в гранитах превышают кларковые в 1,5—4 раза.

В пределах месторождения распространены граниты II и III фаз (рис. 75). Интрузия III фазы сопровождается жильными дифференциатами двух генераций. Последние образуют маломощные крутопадающие дайки, сложенные мелкозернистыми, неравномернозернистыми, тонкозернистыми аплитовидными гранитами, близкими по составу к аляскитовым разновидностям, и альбитовыми гранитами. Контакт между гранитами главных фаз резкий, эруптивный. В массиве III фазы отчетливо проявлены эндоконтактовые изменения. В полосе шириной около 30 м зерни-

стость породы уменьшается, появляется порфировидная структура. В непосредственном экзоконтакте на участке размером около 20×40 м по лейкократовым гранитам II фазы развита микроклинизация. Содержание K_2O достигает 10,5%.

Оруденение целиком размещено среди гранитов II фазы. Рудные тела представлены серией существенно кварцевых вольфрамоносных жил, сопровождаемых грейзеновой оторочкой. Основные жилы приурочены к разрывным нарушениям северо-западного, реже северо-восточного простирания и имеют крутое падение на юго-запад, северо-запад (углы 70—85°). На флангах месторождения встречаются пологопадающие жилы различного простирания. Протяженность их от 50 до 400 м, мощность варьирует, средняя обычно не превышает 0,3 м. Мощность грейзеновой оторочки, как правило, больше мощности жилы в 2—4 раза. На глубину рудные тела прослежены на несколько десятков метров.

В целом руда имеет существенно кварцевый состав при подчиненном развитии других нерудных минералов — биотита, калишпата, мусковита, топаза, амблигонита, в меньшей степени флюорита. Из рудных минералов широко распространены вольфрамит, гематит, магнетит, менее — пирит, халькопирит, молибденит. К редким относятся висмутин, самородный висмут, сфалерит, шеелит.

Вольфрамит по составу приближается к фербериту (содержание W — 54,09%, Fe — 24,19%, Mn — 2%), образует таблитчатые, пластинчатые и шестоватые кристаллы, скопления которых тяготеют к зальбандам рудных тел. Главная масса его сосредоточена в пределах жил, и лишь незначительная часть рассеяна в грейзеновой оторочке. Распределение весьма неравномерное, кустовое. В промежутках вкрапленность вольфрамита носит спорадический характер. Молибденит в виде тонких чешуек весьма неравномерно распределен по объему породы. Биотит по составу близок к сидерофиллиту (содержание Fe_2O_3 — 35,5%). Гематит содержит до 2,42% вольфрама и 1,65% марганца.

Основной полезный компонент руд — вольфрам, содержание которого крайне неравномерное. Сопутствующие элементы — медь, молибден, висмут, олово — практического значения не имеют.

Наиболее ранним автометасоматическим процессом в гранитах II фазы является альбитизация. Она сменяется кислотным выщелачиванием, которое обнаруживает уже отчетливую приуроченность к разрывным нарушениям. Наиболее полно переработанные участки сложены ассоциацией кварца, биотита, калишпата, топаза, амблигонита и рудных минералов.

Грейзены в связи с интрузией аляскитовой серии наибольшее развитие получили в западной и северной частях массива. Представлены не менее чем тремя генерациями. Наиболее ранними являются грейзеновые тела простого зонального строения, относящиеся к кварцевой ветви. Они практически не несут оруденения. Такие тела имеются в южной части рудного поля и в других участках массива.

Топазсодержащие грейзеновые зоны слагают главную жилу месторождения, ряд проявлений вдоль северного подножия гор Куу. Зональность простая, местами осложнена наложением на эту генерацию более поздних продуктов биотитизации и гематитизации. С ними связана значительная часть вольфрамовой минерализации массива.

Грейзены слюдяной ветви распространены шире, чем кварцевой, но крупных тел они не образуют. Зональность в них обычная, слюда, как правило, светлая, мелко-среднечешуйчатая. На Куу II появляется субфация флюорит-слюдяных грейзенов.

Грейзены в связи с поздней интрузией альбит-гранитовой серии наиболее полно развиты на участке Куу II и частично — в рудном поле ме-

сторождения. Представлены также тремя генерациями: биотит- и флюоритсодержащими, гематитсодержащими и редкометаллоносными грейзенами. Первые редко образуют самостоятельные зоны, значительно чаще наблюдается наложение ослюденения на более ранние субфации грейзенов. Флогопитовые метасоматиты развиваются и по вмещающим породам — амфиболитам Шалгиинского массива (Куу Южное), в этих условиях появляется в кварцевых жилах зеленый берилл.

Гематит образуется по более ранним субфациям грейзенов. Местами развивается более поздняя калишпатизация. Все перечисленные метасоматиты пересекаются поздними прожилками калишпата.

В экзоконтакте тел альбитовых гранитов отмечаются зоны альбитизации в гранитах II фазы. Амазонитизация развита слабо в виде редких маломощных околотрещинных зонок в висячих блоках пологих залежей альбитовых гранитов.

Возрастной интервал вольфрамового оруденения весьма узок: оруденение наложено на граниты II фазы и пересекается образованиями III. Рудные тела срезаются интрузивом III фазы и его жильными дифференциатами (см. рис. 75). Оруденение генетически связано со II фазой интрузии Куу.

Рудопроявление Белькудук

Расположено севернее ст. Отар.

Рудное поле сложено такими разновидностями девонских гранитов многофазного Кундузского массива: средне-крупнозернистыми биотитовыми, мелко-среднезернистыми лейкократовыми, средне-крупнозернистыми порфировидными и телами мелкозернистых биотитовых гранитов. Имеются дайки аплитовидных гранитов и более поздние дайки диоритовых, диабазовых и андезитовых порфиритов.

На рудоносной площади распространены биотитовые средне-крупнозернистые граниты главной фазы Кундузского массива и тела мелко-среднезернистых лейкократовых гранитов. Дорудные дайки гранитов субширотного простирания имеют мощность от 0,2 до 1,5 м и протяженность 200—300 м. Дайки основного состава секут оруденение, довольно выдержаны по мощности, протяженность их от первых сотен метров до 2 км. Непосредственно на гранитах залегают красноцветные глины миоцена в виде столбообразных останцов мощностью 20 м и более.

Здесь проходит зона повышенной трещиноватости, включающая два типа трещинных систем: сеть разноориентированных трещин и серия параллельных линейных протяженных трещин.

По зонам трещиноватости развиваются грейзенизация и жильный кварц, формирующие рудные тела и зоны.

Рудоносная зона вытянулась в северо-западном направлении, прослеживается более чем на 2,5 км при ширине 200—300 м. В центральной части с поверхности установлено линзообразное тело грейзенов размером 74×20 м, вытянутое в широтном направлении, падающее под углом 75—80° на юг-юго-запад в виде столба. Рудное тело сложено кварц-мусковитовыми, кварц-мусковит-флюоритовыми грейзенами, рассеченными множеством кварцевых жил и прожилков, большей частью падающих круто (65—80°) на юго-запад и северо-восток. Содержание рудных компонентов в теле крайне изменчиво как по простиранию, так и по падению. Характерны невысокие содержания олова и вольфрама с поверхности. С глубиной содержания олова возрастают до нескольких десятых процента для интервалов от 5 до 30 м по скважинам. Еще более высокие содержания олова отмечены в кварцевых жилах. До глубины 150 м в целом содержание олова колеблется от 0,03 до 0,15%, с максимумом 5,1%; вольфрама присутствуют сотые и десятые доли процента, лишь по

отдельным кварцевым жилам концентрация вольфрама достигает 1%. Ниже интенсивность оруденения падает.

Вдоль основной полосы трещиноватости прослеживается серия параллельных кварцевожильно-грейзеновых тел. Длина отдельных тел колеблется в пределах 80—750 м при мощности от 0,5 до 5—6 м. Тела имеют полосчатое строение, полого падают на северо-восток под углами 15—35°. Преобладают здесь кварц-мусковитовые и кварц-флюоритовые разности грейзенов.

Последовательность образования метасоматитов и секущих их жил и прожилков такая:

1) грейзенизированные граниты и грейзены;

2) кварц-касситеритовые прожилки мощностью не более 1—2 см, развивающиеся в виде сети;

3) кварц-вольфрамитовые жилы и прожилки с гетитом и пиритом (параллельные);

4) кварцевые жилы с халькопиритом, малахитом и гидроокислами железа (единичные).

Грейзены образовались в два этапа. С первым этапом связаны наиболее мощные зоны кварц-мусковитовых грейзенов, окаймленные полосами мусковитизации. Минерализация второго этапа наложена на ранние грейзены, при этом образовались кварц-мусковит-флюоритовые грейзены с сетью кварц-касситеритовых прожилков. Эти грейзены более темные, крупнозернистые. Впоследствии происходила хлоритизация гранитов и грейзенов. С поздними безрудными кварцевыми жилами связаны слабое окварцевание и серицитизация.

В кварцевых жилах содержится неравномерно рассеянный мелкий касситерит. Кварц-вольфрамитовые жилы более распространены, мощность их достигает 0,3—0,5 м. Вольфрамит мелко- и крупнокристаллический. Кристаллы вытянутой призматической формы с длиной кристаллов до 10—15 см. У жил часты мусковитовые оторочки. Кроме вольфрамита встречаются еще пирит, халькопирит, висмутин, редко шеелит, гематит.

Жилы невыдержаны по мощности как по простиранию, так и на глубину. На 100 м от поверхности они практически выклиниваются.

Запасы олова по основному рудному телу оцениваются в 800 т при относительно низких содержаниях металла.

Вследствие того, что Кундузский гранитный массив глубоко эродирован, описываемое рудопроявление, видимо, представляет собой корневые части некогда более крупного месторождения. Калий-аргоновый возраст оруденения определен по слюдам из грейзенов в 385—394 млн. лет.

Рудные тела Белькудука имеют непромышленные содержания олова, вольфрама и других элементов-спутников, весьма скромные их запасы и поэтому в настоящее время практического значения не имеют.

Месторождение Кенгкиик расположено в западном экзоконтакте гранитного массива Каиб среди ороговикованных песчаников и сланцев кембро-ордовика. Здесь встречен небольшой (0,2 км²) субширотный гребень аплитовидных мусковитовых гранитов со сложными апофизами и дайкообразными ответвлениями во вмещающие породы. Контакты интрузива очень неровные не только на поверхности, но и на глубине. Эрозией вскрыта только верхняя часть массива. Кровля погружается от центра интрузива под углами от 25 до 45°; юго-восточный склон более крутой. Строение интрузива сложное, двухфазное. Верхняя часть массива до глубины 50—60 м сложена мусковитизированными аплитовидными гранитами, переходящими затем в серые биотитовые граниты — аналоги I фазы западномайкольского комплекса. Вторая фаза — белые альбитовые мелко-среднезернистые граниты и гранит-порфиры, образующие мелкие дайкообразные и штокообразные тела внутри гранитов I. В серых

гранитах I наблюдаются зоны альбитизации и калишпатизации и даже амазонитизации. Имеются маломощные послерудные дайки аплитов.

Все разности гранитов в различной степени затронуты грейзенизацией. Участками измененные граниты приближаются по составу и облику к кварцевым и кварц-слюдистым грейзенам.

Массив и прилегающие к нему вмещающие породы пересечены сложной системой кварц-полевошпатовых и кварцевых жил, несущих редкометальное оруденение. Кроме жил особое место в строении месторождения занимают рудная пегматоидная оторочка, пегматоидные жилы, прожилки, шлировые выделения.

По времени формирования все рудные тела разделяются на три группы, в каждой из которых имеется несколько разновозрастных генераций: а) продукты пегматитового процесса — пегматоидная оторочка, шлировые пегматиты, пегматоидные жилы и прожилки полевошпатового, полевошпат-кварцевого состава; б) грейзеновые образования — мусковитизация апикальной части интрузии, зоны грейзенизированных гранитов и тела грейзенов кварцевой ветви; в) кварцевые жилы и прожилки.

Пегматоидная оторочка прослеживается прерывистой полосой вдоль контактов от поверхности интрузии. Наиболее протяженная (до 275 м) непрерывная оторочка прослежена вдоль южного контакта. Здесь же наблюдаются наибольшие ее мощности — до 6 м. На глубине 50—75 м оторочка исчезает. Сложена она крупнокристаллическими агрегатами кварц-полевошпатового состава, внутри и между которыми располагаются другие минералы — светлые слюды, шеелит, вольфрамит, турмалин, гранат и др. Распределение рудных минералов неравномерное, часто носит кустовой характер.

Шлировые пегматиты сингенетичны с пегматоидной оторочкой. Обычно они концентрируются вблизи оторочки или вокруг пегматоидных жил внутри тела. Размеры их небольшие — не более 0,15 м в диаметре. Внутреннее ядро сложено разнозернистым кварцем с кристаллами шеелита, вольфрамита, внешние зоны — тонкозернистый кварц либо аплит.

Пегматоидные жилы и прожилки наиболее распространены. Часто среди них наблюдаются зональные тела, идентичные шлировым пегматитам, но значительно больших размеров. Кроме полевого шпата и кварца в них присутствуют мусковит, турмалин. Рудные минералы те же, обычно они приурочены к полевошпатовым зальбандам жил и прожилков. Иногда встречаются почти мономинеральные полевошпатовые жилы и прожилки с редкими включениями рудных минералов, кварца и мусковита.

Грейзены и грейзенизированные граниты в объемном отношении преобладают над другими рудами месторождения. Мощность тел грейзенов и зон грейзенизированных гранитов колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 м. Объемной грейзенизации подверглась практически вся апикальная часть массива по вертикали до 50—60 м, в том числе и рудные образования пегматитовой стадии. Тела грейзенов имеют зональное строение (от периферии к осевой зоне): грейзенизированный гранит — слюдяно-кварцевый грейзен — кварцевый грейзен. Обычно осевая зона сечется кварцевой жилой или прожилками. Соответственно интенсивности грейзенизации повышается и оруденелость грейзенов (шеелит, вольфрамит, касситерит и др.).

В более поздних кварцевых жилах и прожилках, приуроченных к пологим трещинам отслоения, встречены еще и другие рудные минералы: молибденит, висмутин, пирит, халькопирит, галенит. Распределение щелочей и элементов-примесей в некоторых породах, рудах и минералах приведено в табл. 15.

Таблица 15

Щелочи и элементы-примеси в породах и минералах Кенгкиика

Порода, минерал	К-во определений	Щелочи, вес. %			Элементы-примеси, г/т										
		K_2O	Na_2O	Rb_2O	Mo	W	Sn	Bi	Nb	Cu	Zn	Pb	Zr	Ga	Y
Вмещающие сланцы	2	5,66	2,0	0,042	7	155	5	2	Сл.	30	100	65	125	20	50
Граниты: серый среднезернистый	6	4,59	3,67	0,038	3	25	3	2	40	13	20	49	30	21	80
серый мелкозернистый альбитовый	3	4,05	3,72	0,037	5	—	—	—	—	1	—	20	20	20	70
среднезернистый альбитовый	2	3,33	4,25		20	100	20	5	100	50	100	300	50	30	100
мелкозернистый	1	3,63	4,24		10	—	10	—	100	10	—	70	10	50	30
Пегматоидная оторочка	3	6,05	2,56	0,052	3	30	10	7	—	23	50	90	13	20	30
Грейзенизированный гранит	7	5,62	3,49	0,051	3	70	75	3	50	13	110	43	33	25	80
Слюдяно-кварцевый грейзен	2	3,09	0,1	0,011	—	—	—	—	—	10	—	20	30	20	10
Минералы: калишпат из пегматитовой жилы	2				2	200	1	1	3	18			10		3
мусковит из оторочки прожилка	1	2,73	3,72	0,025	5	100	20	—	—	20	—	30	10	30	3

Пегматоидно-гидротермальные жилы, прожилки, выделения и шлиры вместе с околожильными измененными гранитами образовали основные рудные тела сложного штокверкового строения, которые, группируясь в одном направлении, образуют рудные тела мощностью от 15 до 55 м, а в среднем около 30 м.

В вертикальном разрезе выделяются две зоны: верхняя, с кондиционным содержанием трехокиси вольфрама, и нижняя, непромышленная. В составе верхней зоны насчитывается от двух до шести рудных тел очень сложного строения и прослои пустых или слабооруденелых пород, причем рудная масса составляет около 50%. Основные запасы сосредоточены в верхней зоне до глубины 50—60 м. Общая глубина погружения обеих рудных зон достигает нескольких десятков метров.

По структурно-геологическим признакам на месторождении выделены два участка: северо-восточный и юго-западный. Северо-восточный участок практически безрудный, а на юго-западном находится основная масса руд месторождения. Здесь развиты кварцево-полевошпатовые рудные жилы мощностью не более 0,5 м и длиной 50 м. Густота сети рудных жил в разных местах различная, но максимальная их плотность наблюдается в юго-западной половине участка. В гранитах также развиты оруденелые пегматоидные шлировые выделения, являющиеся местами главными носителями вольфрама. В экзоконтакте развиты сложные существенно кварцевые тела и довольно густая сеть мелких рудных жи-

лок и мельчайших проводников. Вблизи контакта они образуют кварцевые тела с гнездами вольфрамита и шеелита.

Юго-западная часть месторождения представляет собой в целом более или менее богатый штокверк: выделено 14 рудных тел, по которым подсчитаны запасы как балансовых, так и забалансовых руд. Срединная часть штока несет сравнительно редкую сеть кварц-полевошпатовых жил, которые, по существу, являются выклинивающимися частями той же системы жил.

Месторождение Кенгкиик детально изучено и даже частично отработано старателями. Оруденение практически исчезает на глубине 60—80 м. Необходимо провести поиски с целью выявления в районе аналогичных интрузивных тел, еще не вскрытых эрозией.

Скарново-карбонатно-грейзеновая формация

Месторождение Солнечное (Западная Караоба)

Расположено западнее месторождения Караоба. В геологическом строении месторождения участвуют вулканогенные и терригенные породы девона и карбона.

Отложения нижне-среднедевонского возраста представлены лавами и лавобрекчиями липаритового состава. В низах разреза отмечаются горизонты диабазов. На размытой поверхности эффузивной толщи со стратиграфическим несогласием залегают породы верхнего девона (франского и фаменского ярусов). Толща франского возраста сложена переслаивающимися красноцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами. Отложения фаменского яруса представлены исключительно известняками, среди которых выделяются кристаллические битуминозные разности и комковатые известняки с редкими реликтами фауны. На них согласно залегают углистые известняки, комковатые битуминозные известняки, мергели и кремнистые сланцы с обильной фауной брахиопод, мшанок и криноидей турнейского яруса.

Солнечное, по геофизическим данным, расположено над «слепым» выступом погруженной части позднегерцинского гранитного массива Караоба. Контактовые воздействия интрузива привели к ороговикованию, окварцеванию и скарнированию перекрывающих пород.

В структурном отношении участок приурочен к северо-восточному замыканию Мийкайнарской синклинали. В районе месторождения местная структура представляет собой удлиненную асимметричную складку, вытянутую в субмеридиональном направлении и осложненную плойчатостью, брекчированием (рис. 76).

Среди дизъюнктивных нарушений по времени заложения, расположению в пространстве и генезису выделены три группы: а) пологие продольные надвиговые нарушения субмеридионального простирания; б) секущие крутопадающие разрывы северо-восточного простирания; в) поперечные нарушения сбросового характера северо-западного простирания. С востока на запад произошло надвигание вулканогенной толщи на карбонатные породы фамена — турне.

Флюоритовое оруденение прослежено на 600 м по простиранию и до 170 м по падению. Среди карбонатных пород выделяются две рудные субмеридиональные (350—10°) согласные зоны протяженностью 300 и 400 м. Кроме того, на южном и западном флангах вскрыты отдельные мелкие линзообразные тела, прослеженные по простиранию от 15 до 65 м. Строение рудных зон сложное, они состоят из серии более мелких флюоритовых тел, ориентированных в различных направлениях, однако в общем близких к субмеридиональному. Рудные тела часто ветвятся,

образуют апофизы, раздувы, карманы, пережимы. По структурно-морфологическим признакам они делятся на тела: 1) в согласных структурах, 2) в секущих структурах.

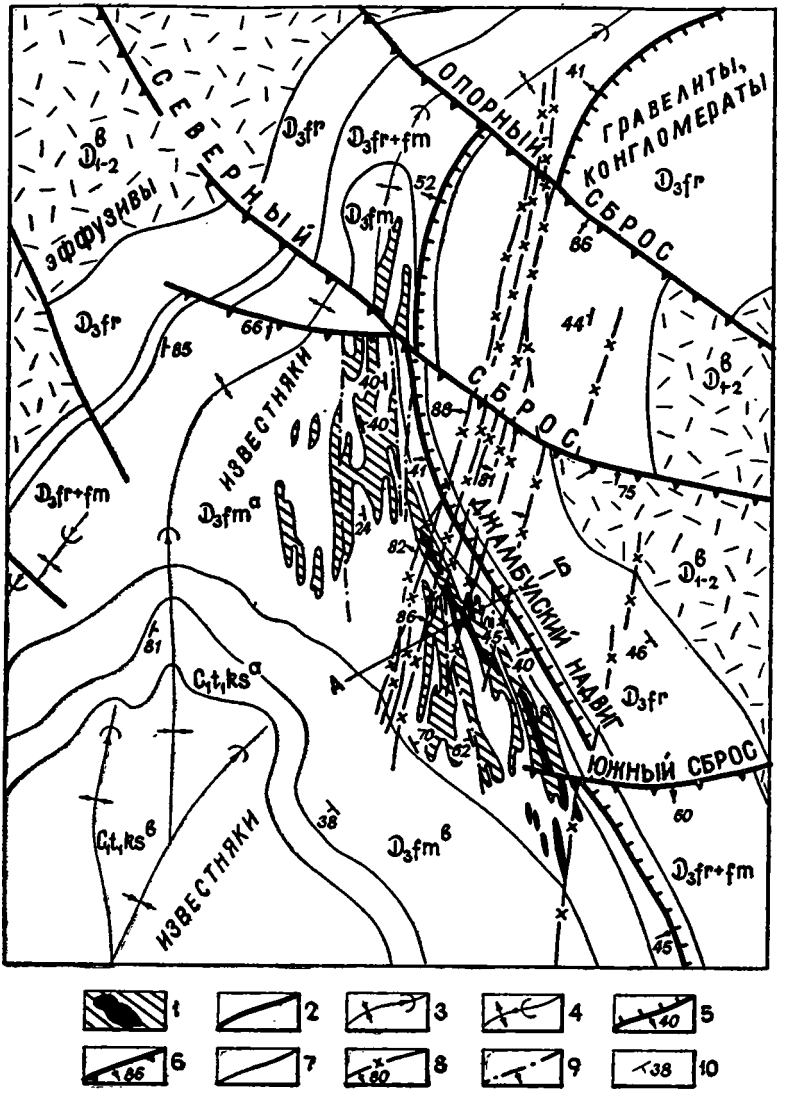


Рис. 76. **Структурная карта месторождения Солнечного** *(по Г. Ю. Коломенскому, Б. К. Яхонтову)*

1 — флюоритовые тела, черное — гранат-магнетитовые скарны; *2* — тектонические нарушения; *3* — шарнир синклинальной структуры и направление его погружения; *4* — шарнир антиклинальной структуры и направление его погружения; *5* — линия надвига; *6* — линия сброса; *7* — контакты пород; *8* — кварц-вольфрамитовые жилы; *9* — пострудные тектонические нарушения; *10* — элементы залегания пород

Флюоритовые руды в согласных структурах широко распространены и контролируются зонами межпластовых и межформационных срывов и зонами отслоения и дробления пород в шарнирах складок. К зонам межпластовых и межформационных срывов приурочено подавляющее большинство промышленных флюоритовых тел (рис. 77).

В зонах отслоения и дробления пород в шарнирах складок тела имеют небольшие размеры и форму седловидных залежей с раздувами вдоль осей складок. Их мощность не превышает 1—1,5 м, по простиранию они прослеживаются до 40—50 м и выклиниваются по падению через 10—15 м. Рудные тела в секущих структурах широко распространены и объединяют большое количество маломощных (0,1—0,3 м) флюоритовых жил и прожилков. К рудовмещающим относятся многочисленные крутопадающие зоны трещиноватости, которые являются оперяющими к межпластовым срывам.

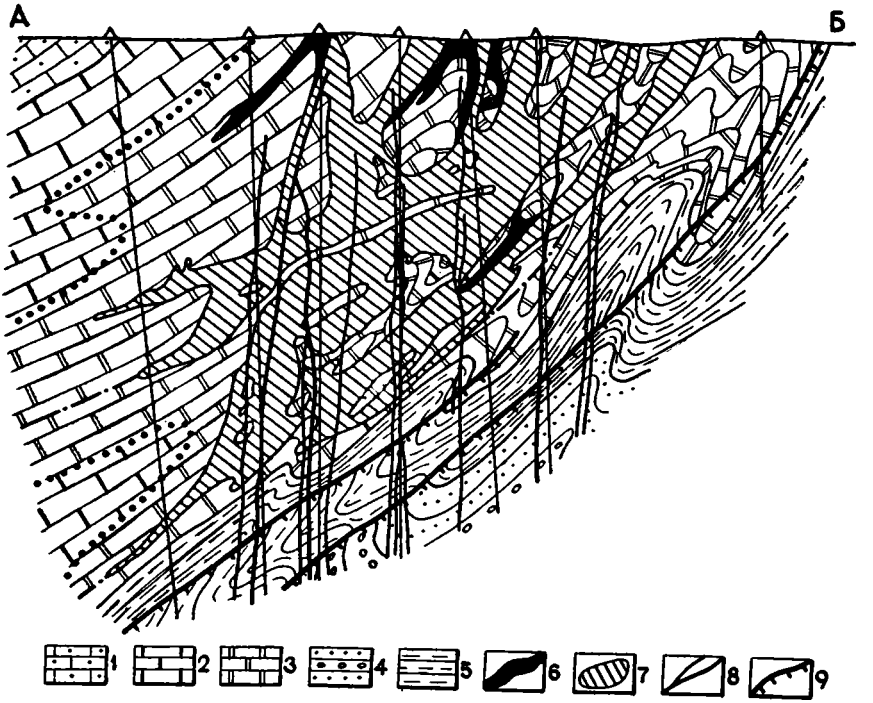


Рис. 77. **Разрез месторождения Солнечного** (*по Г. Ю. Коломенскому*)

1 — комковатые известняки; *2* — кристаллические известняки; *3* — окварцованные известняки; *4* — песчаники с прослоями гравелитов; *5* — переслаивание алевролитов и филлитов; *6* — гранат-магнетитовые скарны; *7* — флюоритовые тела; *8* — кварц-вольфрамитовые жилы; *9* — линия надвига

По составу и характеру отложений выделяются флюоритовые руды, залегающие в карбонатных породах и скарнах (флюоритоносные метасоматические тела, слюдяные и слюдяно-флюоритовые прожилки) и в алюмосиликатных породах (песчаники, липаритовые лавы) — кварцевые жилы и прожилки с редкометальным оруденением.

Скарны тяготеют к тектонически нарушенным породам в зоне надвига и имеют сложную форму. Эти неправильные трубообразные тела, линзы мощностью до 2—3 м и гнезда прослежены на глубину до 100 м. Здесь выделяются известковистые гранатовые, пироксен-гранатовые и везувиан-гранатовые разности, среди которых встречаются мелкие вкрапления и гнезда магнезиальных скарнов диопсид-шпинелевого состава.

В скарнах широко распространены магнетит, гематит, в незначительных количествах отмечаются касситерит и другие редкие минералы. Скарны глубоко переработаны наложенными гидротермальными процес-

сами и интенсивно замещаются флюоритом, топазом, слюдой, реже кварцем, пиритом, халькопиритом и другими сульфидами.

Фторсодержащие метасоматические тела представляют собой продукт замещения известняков и в меньшей мере скарнов кислыми послемагматическими растворами и относятся к грейзеновым образованиям по карбонатным породам. Метасоматиты слагают залежи сложной конфигурации в зоне распространения надвиговых трещин. Выделяются слюдяно-топаз-флюоритовые, слюдяно-флюоритовые и флюоритовые фации, связанные между собой постепенными переходами.

Центральные части и более глубокие горизонты месторождения сложены слюдяно-топаз-флюоритовой фацией, состоящей из 45—50% флюорита, 35—40% топаза и около 15% слюды. В подчиненном количестве присутствуют диаспор, селлаит и хлорит, из рудных минералов отмечаются редкие зерна тонкоигольчатого вольфрамита, вкрапления молибденита, висмутина и обильные выделения более поздних сульфидов — пирита, сфалерита и халькопирита.

Образование слюдяно-топаз-флюоритовых метасоматитов происходило в условиях привноса фтора, кремния, алюминия, железа и щелочей.

Слюдяно-флюоритовые метасоматиты встречаются редко и слагают зальбанды топаз-флюоритовых тел. Основными минералами в них являются флюорит (70—75%) и слюда гидромусковит-серицитового состава (20—25%), подчиненную роль играют диаспор и топаз. Главным рудным минералом слюдяно-флюоритовых метасоматитов является пирит, образующий гнезда и сплошные тонковкрапленные выделения, реже встречаются сфалерит и галенит. Для слюдяно-флюоритовых тел характерно тонкополосчатое, витиевато-полосчатое строение, обусловленное чередованием бесцветных слюдяных и светло-фиолетовых, бурых флюоритовых полосок.

Флюоритовые тела — это самый распространенный тип метасоматитов на месторождении. Они приурочены к верхним частям метасоматической колонки и сложены бесцветным, бурым, бледно-фиолетовым флюоритом. Флюорит слагает до 90—95%, в подчиненном количестве присутствуют хлорит и эфесит. Рудные минералы представлены главным образом пиритом, реже сфалеритом. Среди мраморизованных известняков в центральной части месторождения встречаются линзы, прожилки и гнезда, сложенные стронцианитом.

На месторождении широко развиты процессы регенерации оруденения, существовавшего в фамен-турнейских известняках — окисного и карбонатного железо-марганцевого и сульфидного (пирит, сфалерит, халькопирит) атасуйского типа. Также регенерирована и стронциевая первоначально седиментная минерализация.

Кварцевые жилы и прожилки с редкометальным оруденением (собственно Западная Караоба) слагают жильную зону субмеридионального простирания. Жилы более поздние по отношению к грейзенизированным известнякам и в отдельных участках секут их. По вещественному составу выделяются кварц-вольфрамитовые и кварц-молибденитовые жилы и прожилки.

Кварц-вольфрамитовые жилы мощностью от 0,5—1 до 4—5 м прослеживаются горными выработками до 100 м. Они сложены светлым и сероватым крупнокристаллическим, часто шестоватым кварцем, содержат вольфрамит, реже встречаются висмутин, галенит, сфалерит, пирит. Кроме кварца присутствуют гнезда флюорита и мелкие выделения топаза. Характерная зональность в распределении рудных минералов в жиле (от центра к периферии): вольфрамит→пирит→висмутин→сидерофиллит.

Одновременно образовались топазовые прожилки, которые встречаются среди флюоритизированных известняков. Основная масса их сложена зеленоватым топазом, в незначительном количестве присутствует флюорит, а в зальбандах прослеживаются слюдяные оторочки. Главным рудным минералом таких прожилков является игольчатый вольфрамит, из сульфидов распространены пирит и сфалерит.

Таблица 16

Минералогический состав месторождения Солнечного

Основные минералы	Менее распространенные минералы	Редкие минералы
	Рудные	
Вольфрамит, молибденит, пирит (четыре генерации), сфалерит, магнетит	Висмутин, халькопирит, галенит, гематит и др.	Тетраэдрит, шеелит, касситерит, козалит, циркон, сфен, рутил, арсенопирит, гроутит и др.
	Нерудные	
Флюорит (четыре генерации), топаз (две генерации), кварц (две генерации), гроссуляр, кальцит (две генерации)	Эпидот, везувиан, диопсид, гидромусковит, микроклин, хлорит, тремолит	Шпинель, диаспор, серицит, селлаит, сидерофиллит, десмин, эфесит, апатит, барит, турмалин, скаполит, целестин, акдалаит
	Вторичные	
Лимонит, малахит, гипс, монтмориллонит, каолинит	Ярозит, азурит, вад	Кридит, геарксутит, диккит, палыгорскит, просопит и др.

Кварц-молибденитовые прожилки распространены довольно широко и представлены двумя разновидностями: прожилками микрозернистого кварца с равномерно рассеянным мелкочешуйчатым молибденитом и тонкими просечками, состоящими из полупрозрачного кварца с чешуйками молибденита в зальбандах.

На основании взаимоотношений рудных тел различного состава устанавливается следующая последовательность их формирования: скарны→метасоматиты грейзеновой формации→стронцианитовые тела→ →топаз-флюоритовые прожилки с вольфрамитом→кварц-молибденитовые прожилки→кварц-вольфрамитовые жилы→флюорит-кальцитовые прожилки.

На месторождении (табл. 16), по данным Г. Ю. Коломенского и Я. П. Самсонова (1970), известно более 80 гипогенных и гипергенных минералов.

На Солнечном важной в практическом отношении является фторная минерализация. Среди минералов фтора первостепенную роль играет флюорит; выделены четыре его генерации. Установлено закономерное изменение структур поверхностей граней в различных генерациях флюорита от субмикроскопической паркетной (флюорит I) до мегапаркетовидной (флюорит IV) и уменьшение интенсивности люминесцентности от ранних генераций флюорита к поздним, вплоть до ее полного исчезновения у флюорита IV, что объясняется наличием примесей-гасителей люминесценции. Более ранние генерации флюоритов отличаются повышенными содержаниями Sn (0,02—0,2%), Cu (0,001—0,01%), Mo (0,001%). Наиболее богаты примесями поздние генерации флюоритов; здесь установлены примеси Ba (0,001%), Pb (0,007—0,02%), Bi (0,003%).

В составе гидромусковита, кварца, стронцианита и других минералов месторождения зафиксированы резко повышенные содержания фтора.

Вольфрамит встречается обычно в виде уплощенных таблитчатых кристаллов с хорошо развитыми плоскостями (110), (111). В основном он приурочен к кварцевым жилам и прожилкам, распределение его неравномерное, кустовое, как правило, развивается в зальбандах жил. Установлена прямая корреляционная связь степени железистости вольфрамита (соотношение FeO/MnO) с содержанием в нем тантала, ниобия и скандия.

Во включениях минералов обнаружены реликты растворов, разнообразных по агрегатному состоянию и составу, — от газообразных до жидких многофазных. Так, в составе газовой фазы флюоритов установлены: H_2S, CO_2, CO, C_nH_m, O_2, H_2, $NO+NO_2$, среди которых преобладают H_2S, CO_2 и C_nH_m, составляя в сумме до 70% от объема включений. В составе жидкой фазы обнаружены: Na^+, K^+, Ca^{++}, Mg^{++}, $Fe_{общ.}$, HCO_3^-, Cl, F, SO_4^- с преобладанием K^+, Ca^{++}, Mg^{++} в катионной части (87%) и HCO_3^- в анионной (56%).

Для ранних стадий образования месторождения характерны высокотемпературные скарновые парагенезисы. Температурный диапазон формирования магнезиальных скарнов определяется в 600—450°, а для известковых скарнов — в 350—325°.

Процессу грейзенизации предшествовало проявление интенсивной тектонической деятельности, о чем свидетельствуют раздробленность скарновых тел и замещение их по трещинам топазом, флюоритом, слюдой и другими грейзеновыми минералами. Замещение известняков и скарнов осуществлялось кислыми растворами, пересыщенными фтором, что приводило к интенсивному выделению топаза и главным образом флюорита.

Наиболее ранний топаз-флюоритовый парагенезис метасоматитов по известнякам образовался при температурах 340—270°. Дальнейшая нейтрализация растворов привела к образованию слюдяно-флюоритовых фаций. Температура гомогенизации включений из флюорита составила 265—160°. Поздние стадии изменения протекали при температурах 160—122°. После грейзенизации сформировались кварцевые жилы с редкометальной минерализацией при температурах 385—130°. Поздние ассоциации сульфидов в кварцевых жилах выделились при температурах 175—130°. Таким образом, формирование месторождения происходило на фоне общего понижения температуры минералообразующих растворов с местными температурными инверсиями, фиксирующими возобновление подвижек и локальное раскрытие трещин.

На месторождении проявлена метасоматическая зональность; выделяется ряд фаций, закономерно сменяющихся в пространстве (от периферии к центру):

а) для скарнов: мраморизованный (доломитизированный) известняк→эпидот-везувиановая фация→гранат-магнетитовая фация→пироксен-гранатовая фация;

б) для метасоматитов грейзеновой формации: мраморизованный известняк→флюоритовая фация→слюдяно-флюоритовая фация→топаз-слюдяно-флюоритовая фация;

в) ассоциации в кварцевых жилах: кварц-молибденит-касситеритовая→кварц-вольфрамит-молибденитовая → кварц-вольфрамит-висмутин-пиритовая→кварц-сульфидная (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит).

Рудная зональность месторождения представлена следующими рядами: вертикальная (снизу вверх) — Mo+Sn→W+Bi→Cu+Pb+Zn; горизонтальная (с запада на восток) — Cu+Pb+Zn→W+Bi→Mo+Sn.

Калий-аргоновый возраст метасоматитов грейзеновой формации, определенный по слюдам, 280—230 млн. лет. В коре выветривания до глубины 15 м и более содержание фтора возрастает.

Солнечное — типичный представитель месторождений скарново-карбонатно-грейзеновой формации (Щерба, 1968). Это новый перспективный тип месторождений в Чу-Илийском поясе не только на фторное (включая и обогащенную флюоритом мощную кору выветривания), но и комплексное редкометальное оруденение. Оно заслуживает возобновления разведки на глубину, вплоть до купольной части скрытой караобинской гранитной интрузии, ожидающейся на глубинах около 0,5 км.

Рудопроявление Каракамыс Юго-Восточный * находится в юго-восточной части Каракамысского гранитного массива.

В геологическом строении площади участвуют гнейсы среднего протерозоя, гранито-гнейсы рифея, сланцы, песчаники, мраморы, туфы верхнего рифея и граниты среднего девона. Рудопроявление приурочено к наиболее древним гнейсам. Снизу вверх по разрезу выделяются: гранитизированные биотит-плагиоклазовые гнейсы, гранитизированные силлиманит-андалузитсодержащие биотит-плагиоклазовые гнейсы, амфиболиты, диопсид-гранатовые шеелитоносные скарны, аплитогнейсы и т. д. Общая мощность каракамысской свиты 1280 м, мощность скарнированных пород 10 м, характер залегания их с вмещающими гнейсами согласный.

Позднерифейские гранито-гнейсы преобладают в центральной части площади; к востоку распространены биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, относимые к ордовику. Каракамысский гранитный массив среднего девона обнажен на севере и западе. Здесь развиты крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты, переходящие в зоне экзоконтакта в более лейкократовые разности.

Дайковый комплекс слагается гранит-порфирами, кварц-диоритовыми, диоритовыми и диабазовыми порфиритами.

Рудопроявление приурочено к антиклинальной складке, ядро которой прорвано гранито-гнейсами и гранитами Каракамысского массива. Среди дизъюнктивных нарушений преобладают разломы северо-западного направления, с ними сопряжены более мелкие разломы субмеридионального, субширотного и северо-восточного направлений. Самыми древними являются, вероятно, докаледонские разломы субширотного простирания, по которым наблюдаются скарнирование и окварцевание.

Шеелитоносные рудные тела пространственно связаны с горизонтом скарнированных мраморов в южном крыле антиклинали, сложенной гнейсами каракамысской свиты. Мраморы и гнейсы падают на юг-юго-восток и имеют устойчивые углы падения — 60—75°. Рудная зона прослежена и изучена горными выработками и буровыми скважинами на расстоянии 1 км. В ее пределах выделяются три участка — Западный, Центральный и Восточный, которые составляют единую залежь, разобщенную дайками гранит-порфиров. Общая протяженность 800 м, средняя мощность рудных тел изменяется от 0,5 до 10 м при среднем содержании трехокиси вольфрама по Западному рудному телу 0,24%, Центральному — 0,8% и Восточному — 0,12%. Наиболее полно изучены Западный и Центральный участки, сложенные главным образом гранатовыми (гроссуляр) и в меньшей мере пироксен-гранатовыми скарнами.

Распределение оруденения весьма неравномерное и изменяется в пределах 0,001—0,05% в пироксен-гранатовых и 0,03—0,1% в гранатовых скарнах. В участках замещения первичных скарновых минералов эпидотом содержание вольфрама увеличивается до 0,5% за счет появления отдельных мелких вкраплений и гнезд шеелита. Повышенные содер-

* Его правильнее отнести к тактитовой формации.— *Прим. ред.*

жания вольфрама отмечаются также в зонах развития кварцевых прожилков. Однако и здесь они изменяются от следов до первых процентов. Шеелит встречается в измененных скарнах, а сами кварцевые прожилки безрудные. Кроме шеелита вольфрам содержится в породообразующих минералах — пироксене (1—3 г/т) и гранате (до 5—6 г/т).

Шеелит — основной рудный минерал; цвет его белый, с зеленоватым оттенком. В нем установлена примесь меди, свинца, олова и молибдена.

Проявлена еще висмутовая (самородный висмут, галеновисмутит) и сульфидная (сфалерит, пирит, марказит) минерализация (рис. 78). Висмут самородный встречается в виде чрезвычайно тонких зерен (тысячные доли миллиметра) в срастаниях из галеновисмутита, висмутина и галенита (результат разложения сложной сульфосоли свинцово-висмутового состава).

Скарны рудопроявления слагаются главным образом пироксен-гранатовой фацией, формирующейся при температурах 500—550°. По декрепитации газовых включений минимальная температура получена в интервале 430—520°. В кварце из кварцевой жилы, секущей гранатовые скарны, включения гомогенизируются в жидкую фазу при температуре 160—250° (В. А. Кормушин).

Вольфрамовое оруденение носит тонковкрапленный характер и рассеивается в скарнах в виде зерен и тонкой эмульсионной вкрапленности в пироксене и гранате. В зонах окварцевания отмечается интенсивное замещение первичных скарновых минералов эпидотом, сопровождавшееся переотложением и перераспределением вольфрама в виде мелких гнезд шеелита. Сами кварцевые жилы, как правило, безрудные и оруденения не несут.

Приуроченность оруденения к каракамысской свите среднего протерозоя, согласный характер залегания шеелитовых скарнов с вмещающими гранито-гнейсами позволяет отнести вольфрамовое оруденение этого рудопроявления к древней эпохе. Это пока первая находка такого типа оруденения в южной части Чу-Илийского пояса. В этом смысле заслуживают внимания и другие выходы протерозоя.

Октябрьское рудное поле расположено северо-западнее ст. Мынарал. Оно охватывает узкую полосу скарноидов и скарнов, приуроченных к Каракамысскому гранитному массиву, содержащих вольфрам, олово, молибден, висмут и другие элементы. В гранитах возле контакта встречается кварцевожильное и прожилковое вольфрамовое и молибденовое оруденение. Основные рудопроявления Северо-Октябрьское, Октябрьское и Штокверковое.

Вмещающие осадочные породы представлены алевролитами с пластами известняков, реже песчаников, конгломератов и туфов простирания СЗ — 315—340° с крутым падением. На юго-востоке осадки верхнего силура перекрыты туфогенно-осадочными образованиями нижнего — среднего девона, среди которых распространены туфы и крупногалечниковые конгломераты. Самыми древними (нижнедевонскими) интрузиями являются два небольших Токобайских массива катаклазированных и милонитизированных гранитов и гранодиоритов. С вулканической деятельностью среднего — верхнего девона связано большое количество штоков и дайкообразных тел порфиров, гранит-порфиров, гранитов и порфиритов. На северо-западе внедрился массив сложного состава (порфировидные диориты, габбро-диориты, гранодиориты, граниты) послениженекарбонового возраста. С юго-западной стороны рудное поле ограничено гранитным массивом Каракамыс и более молодым Северо-Октябрьским массивом аляскитов.

Дайковая формация представлена гранитами, аплитами, сиенитами,

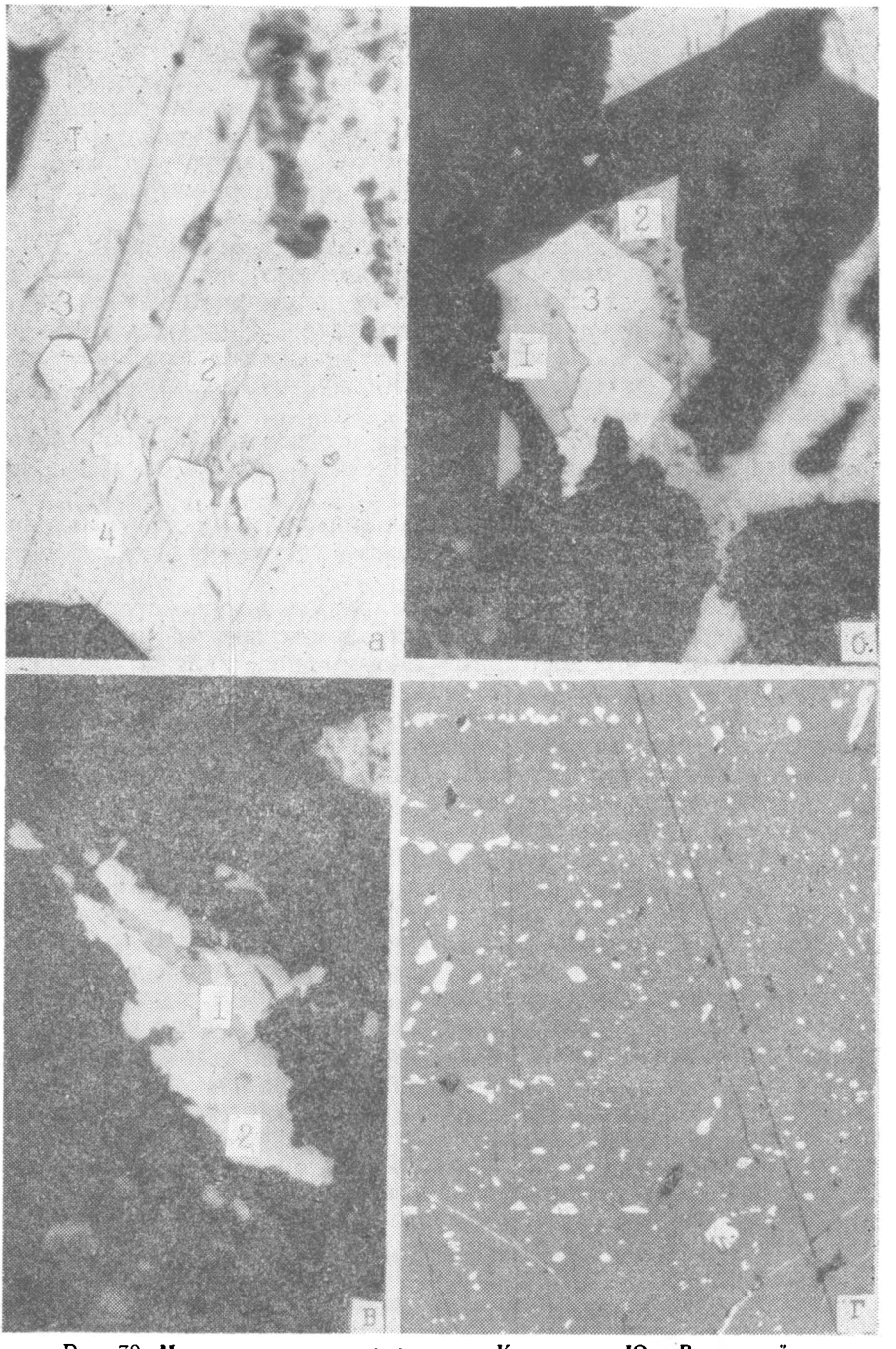


Рис. 78. **Минералы руд месторождения Каракамыс Юго-Восточный**

а — срастание галенита (1) и висмутина (2); в поле галенита видны пирит (3) и марказит (4); *б* — срастание галенита (1), висмутина (2) и пирита (3); по висмутину развивается базовисмутит (серые пятна); *в* — галенит (1) в пирит-марказитовом (2) агрегате; *г* — сфалерит (серое) с эмульсией халькопирита (белое); более крупные вкрапленники — галенит и пирит

порфиритами. В экзоконтакте вмещающие породы ороговикованы, мраморизованы и скарнированы.

Скарнирование проявлено неравномерно и прослеживается вдоль контакта с гранитами на 8 км. Ширина зоны скарнирования достигает 700 м, а на юго-востоке — даже 2 км. Намечается пространственная связь скарнов с телами среднезернистых гранитов и граносиенитов. По минералогическому составу выделяются гранатовые, гранат-пироксеновые, везувиан-гранатовые и пироксен-везувиан-гранатовые экзоскарны. На флангах скарновых тел преобладают волластонит-тремолитовые и клиноцоизит-волластонитовые разности.

Эндоскарны развиты слабо и встречаются в виде мелких гнезд и прожилков. Среди эндоскарнов выделяется следующий ряд минеральных фаций: мелкозернистый гранит→пироксен-полевошпатовый скарн→полевошпат-гранатовый скарн→гранатовый скарн. Наложена более поздняя турмалинизация. В сторону от контакта прослеживаются следующие фации скарнов: гранатовый→пироксен-гранатовый→везувиан-гранатовый→волластонит-тремолитовый.

Скарновые тела разбиты трещинами в основном северо-западного простирания, которые выполнены кварцевыми жилами и прожилками (температуры 230—110°).

Северо-Октябрьское рудопроявление вольфрама и олова находится в северо-западном окончании рудного поля и состоит из двух участков — северо-западного и южного.

Северо-западный участок сложен скарнами, которые прослеживаются непосредственно вдоль контакта с Каракамысским массивом и имеют ширину до 400 м. В них выделяется оловорудная залежь мощностью от 3,2 до 25 м с содержанием олова 0,2% и WO_3 — 0,08% (шеелит). В непосредственной близости от скарнов в гранитах обнаружены кварцевые жилы и прожилки северо-западного простирания с молибденитом. В северо-западной части участка вскрыта небольшая линза флюорит-кальцит-амфиболовых метасоматитов мощностью 3 м и повышенным содержанием трехокиси вольфрама.

Южный участок размером 400×400 м сложен скарноидами и скарнами, которые отделяются от контакта с гранитами полосой роговиков. С юга они ограничены широтным разломом. Скарны слагают линзы и жилы, состав их в основном пироксеновый (диопсидовый), гранат-пироксеновый, гранат-пироксен-везувиановый. Широко распространены околоскарновые метасоматиты — плотные мелкозернистые роговикообразные породы с многочисленными гнездами граната и пироксена. Скарны содержат олово, висмут, медь, вольфрам, молибден. Встречаются выделения галенита, сфалерита, галеновисмутита и барита.

В поперечном сечении скарнового поля на протяжении 400 м выделяются восемь оловоносных интервалов. Олово находится в трех фазах: легко растворимой (54%), сульфидной (15%) и в виде касситерита (31%). Ближайшее к гранитам рудное тело мощностью 2,6 м прослежено по простиранию на 350 м и содержит 0,34% олова. Кроме олова в скарнах отмечаются следы вольфрама, в северной части вскрыты выходы бедных шеелитовых руд. Судя по одной скважине, концентрация вольфрама с глубиной несколько увеличивается. Рудные минералы в скарнах — касситерит, шеелит, молибденит, висмутин, халькопирит, пирит, пирротин.

В западном контакте скарноидов с биотитовыми роговиками прослеживается штокверковая зона мощностью до 5 м с редкими молибденитом, шеелитом, пиритом, халькопиритом и флюоритом.

Шеелитоносные скарны Октябрьского расположены в юго-восточной половине рудного поля. Редкометальное оруденение (шеелит, молибде-

нит) приурочено к зоне скарнирования и кварцевым жилам и прожилкам. Скарны и скарноиды развиваются по горизонту мраморов и переслаиваются с алевролитами. Они имеют северо-западное простирание, длину 1200 м и ширину до 250 м; падение зоны крутое, юго-западное. Северо-западная граница скарнов приходится на контакт Каракамысского массива, а юго-восточная обрезана разломом.

Тела скарнов преимущественно согласные с простиранием и падением мраморов. Самая крупная залежь вытянута на 500 м при ширине до 30 м. Преобладают гранатовые и пироксен-гранатовые, а в юго-восточной части везувиановые разности. В зонах дробления скарны замещаются кварцем, турмалином, актинолитом, хлоритом, из рудных минералов — магнетитом и гематитом. Скарны характеризуются повышенными содержаниями железа — до 15% Fe_2O_3, марганца — 1—3%, олова — 0,001—0,07%, германия — 0,001%, висмута — 0,004%, молибдена — 0,05%. Рудные минералы — шеелит, молибденит, висмутин, самородный висмут, пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, касситерит; вторичные — вульфенит, ванадинит, англезит, церуссит.

Основным рудным минералом скарнов является шеелит, образующий тонкую вкрапленность (0,01—0,1 мм), отдельные хорошо ограненные кристаллы и реже мелкие гнезда. Шеелит белый, иногда желтоватый, содержание молибдена в нем достигает 1%.

Вольфрам содержится в различных типах скарнов от тысячных долей процента (в пироксеновых) до 0,01—0,03% (в везувиан-гранатовых). Повышенные содержания вольфрама (до 0,1%) отмечаются в участках замещения первичных скарновых минералов эпидотом, актинолитом и турмалином. Вольфрам кроме шеелита содержится в виде изоморфной примеси и мелких включений шеелита в скарновых минералах — пироксене (1—3 г/т), гранате (7—8 г/т), турмалине (14 г/т).

По простиранию скарнов к юго-востоку в связи с погружением кровли гранитов оруденение прослеживается на более глубоких горизонтах. Шеелитовая минерализация прослеживается не только в скарнах, но и в прилегающих к ним гранитах и граносиенитах, концентрируясь главным образом в микропрожилках кварца.

На северо-западном окончании шеелитоносных скарнов Октябрьского, в гранитах Каракамысского массива, на площади 400×80 м, вытянутой в северо-восточном направлении, обнаружены кварцевые жилы, прожилки, линзы и мусковитовые грейзены. Самая крупная жила № 1 с шеелитом и молибденитом простирается на СВ — 60° на 270 м; оруденение бедное. Интерес представляет штокверковая зона, прослеженная на 200 м, отстоящая всего на 55 м к северо-западу от шеелитоносных скарнов. Длина основного тела 60 м, мощность 25 м, среднее содержание трехокиси вольфрама 0,36%. На глубину не выдержано, одна его часть выклинивается, а другая полого падает на юго-восток, в сторону контакта гранитов со скарнами.

Кварцевожильная формация

Проявление Чернопочечковое расположено западнее залива Кашкантениз, южнее русла Шакшагайлы.

Среди песчаников и алевропесчаников залегает северо-восточная зона окварцевания мощностью до 10 м, протяженностью более 1,5 км, залечившая центральный сместитель Малошакшагайлинского разлома. К юго-западу по ней на 1,5 км сдвинуты границы Восточно-Каибского массива, а к северо-востоку — самые молодые в районе нижнекарбоновые отложения. Зона сечется вдоль швом дробления шириной 1 м с пере-

тертым кварцем, содержащим следы вольфрама и 0,6% марганца. На протяжении 300 м развито интенсивное омарганцевание (псиломелан, криптомелан, голландит). Прожилки, гнезда и желваки псиломелана и криптомелана представляют собой обычно скорлуповатые натечные образования с радиально-лучистым либо зональным строением. В линзочках кварца среди псиломелана обнаружены мелкие зерна шеелита.

Наибольшая ширина зоны оруденения в центре достигает 20 м. Рудные тела находятся в обоих боках зоны окварцевания. Юго-восточное тело прослежено на 200 м при мощности 3—5 м (0,04% вольфрама, 0,01% молибдена, 0,02—0,038% кобальта, 3—5% марганца и др.). В северо-западном боку одна из линз мощностью 3 м содержит (%) трехокиси вольфрама 0,09, молибдена 0,026, кобальта 0,05, марганца 14,6, бария 0,15 и др.

Проявление интересно специфической вольфрам-марганцевой ассоциацией и молодым возрастом. Интересно проследить оруденение на глубину.

Проявления северной части пояса. Кварцевожильная вольфрамовая формация в северной части Чу-Илийского пояса развита слабо. К ней здесь отнесено около десятка проявлений, два из которых могут быть оценены как рудопроявления, остальные — как точки минерализации. Генетически они связаны с формацией лейкократовых гранитов (кылчинским и куинским интрузивными комплексами). Представлены небольшими по размерам участками развития маломощных кварцевых жил и прожилков или единичными кварцевыми жилами длиной в первые сотни метров и мощностью до 1,0—1,5 м, располагающимися обычно среди гранитов. Содержания вольфрама в жилах колеблются от 0,01 до 0,5%, причем наиболее высокие сопровождаются повышенными (до 0,5%) концентрациями висмута, редко олова (до 0,01%). Минеральная форма оруденения в большинстве случаев не изучена, в единичных случаях в кварцевых жилах отмечены вольфрамит, сульфиды, гематит. Самостоятельного практического значения формация не имеет.

Рудопроявление Актас II

Участок располагается северо-восточнее месторождения Караоба, размещается в гранитах. Рудоносные граниты Актаса II относятся к караобинскому типу, с которым связаны основные редкометальные месторождения. Обнаженная гранит-порфировая фация гранитов указывает на небольшую эродированность массива. Прослеживается четкая протяженная дугообразная грейзеново-жильная минерализованная зона на 0,5 км с типичной для редкометальных месторождений минерализацией. Наблюдаются интенсивная вкрапленная рудная минерализация, крупные гнездовые скопления рудных минералов. Ожидается расширение рудной зоны на глубину, проявление вертикальной зональности; возможно наличие штокверкового оруденения.

Рудная зона недоизучена с поверхности, оценивалась более 20 лет назад, на глубину оруденение освещено только одной скважиной. Рудопроявление Актас II заслуживает дополнительного изучения с поверхности и на глубину с целью переоценки.

В 1,5 км севернее расположен еще один участок с аналогичной минерализацией — Актас I.

Кварц-пропилитовая гиповулканогенная формация

Рудопроявление Куланское

Расположено оно в восточном экзоконтакте Жельтауского массива

в пределах Куланского вулканического центра. Здесь развит полифациальный комплекс вулканитов: андезиты, трахиандезиты, дациты и их туфы (низы разреза); фельзиты, пузыристые лавы, туфолавы, лавобрекчии и туфы липаритов (верхи сооружения). Палеовулкан оформился в области сочленения древних субширотных и меридиональных разломов. Эрозионный срез структуры невелик, так как на поверхности обнажены покровные фации вулканитов. Жерловые и околожерловые фации представлены экструзиями андезитов, дацитов, липаритов, гранодиорит-порфиров, кварцевых порфиров, микрогранит-порфиров. По петрохимическому составу, времени образования и геохимическим особенностям кислые вулканиты Куланского палеовулкана близки к гранитам Жельтау (близкий возраст, повышенные концентрации фтора, молибдена, свинца, цинка).

Возраст вулканитов большинством принят как девонский. Однако геологические взаимоотношения вулканитов с осадками турне в пределах рудного поля и в бортах Куланкетпесской мульды дают основание считать их более молодыми, постнижнекаменноугольными (Л. К. Алексеева, 1975 г.). Песчаники нижнего карбона здесь инъецируются субвулканическими и экструзивными телами андезито-дацитов и липаритов. Обломки андезитовых порфиритов и песчаников турне встречены в лавах дацитового состава. В южном борту синклинали скважинами вскрыты рвущие контакты экструзивных андезито-дацитов с карбоновыми песчаниками и углистыми алевролитами. Покровы андезитовых порфиритов прорваны экструзивными телами тонкофлюидальных фельзитов. Все это, вместе взятое, позволяет считать вулканиты каменноугольными.

Рудное поле размером 1,5×1,5 км занимает жерловую и околожерловую часть Куланского палеовулкана. Структура его определена особенностями строения вулканического центра: широко развиты кольцевые и радиальные разломы, выполненные фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами, микрогранит-порфирами. Вмещающие породы изменены (пропилитизация, окварцевание, флюоритизация).

Развиты северо-западные (дорудные) и более поздние северо-восточные (послерудные) разломы. Комплексное редкометальное оруденение фиксируется в жилах кварцевого, кварц-флюоритового и кварц-флюорит-баритового состава. По данным А. И. Полетаева, они выполняют конические трещины вулкана и располагаются вокруг жерловины. Из семи известных жил наиболее крупная прослеживается на северо-запад на 775 м при мощности от нескольких сантиметров до 3,5 м.

Степень гидротермальной проработки возрастает на контактах с кварц-флюорит-баритовыми жилами. Пропилиты представлены хлорит-калишпатовым и более низкотемпературным кварц-калишпат-гематит-кальцитовым парагенезисом. Вблизи жил резко увеличиваются карбонатизация, окварцевание. Андезитовые и трахиандезитовые вулканиты калишпатизированы и хлоритизированы, дацитовые и липаритовые порфиры окварцованы, лавы кварцевых порфиров серицитизированы, каолинизированы, окварцованы, превращены в серицитовые вторичные кварциты.

В рудных жилах присутствуют флюорит, галенит, блеклые руды, церуссит, ковеллин, халькозин, ванадинит, халькопирит, самородное серебро; обнаружены олово и висмут. Количество флюорита в жилах очень высокое — от 8 до 90%, свинца — до 2,4%.

Возраст комплексного оруденения явно постнижнекарбоновый, так как рудные жилы секут песчаники турне (месторождение Куланкетпес).

Рудопроявление Куланское, как и другие соседние точки, слабо изучено, нуждается в доизучении и переоценке.

Участок Новый

Расположен севернее пос. Караоба, приурочен к региональному Шалгия-Караобинскому разлому. Этот разлом контролирует размещение экструзивных гранит-порфиров, к зонам калишпатизации, флюоритизации и окварцевания которых приурочена комплексная редкометальная минерализация. Протяженность рудной зоны 600 м при ширине 50 м. Рудное поле разделено разломом на две части, северная сложена отложениями силура, девона и гранитами массива Кылча, а южная — гранит-порфирами шунакского комплекса C_2, в которых сосредоточены все редкометальные аномалии. Кислые вулканиты, слагающие рудное поле, представлены останцами кровли и являются продуктами извержения Караобинского и Балаатыгайского палеовулканов, прорываются гранит-порфирами шунакского комплекса. Покровные комагматы представлены кристаллотуфами липаритового состава.

С многоэтапным магматизмом связаны и гидротермальные проявления: с экструзивно-субвулканическими телами гранит-порфиров и фельзит-порфиров — окварцевание, серицитизация, калишпатизация, альбитизация, а с более молодыми караобинскими гранитами — грейзенизация, кварц-серицит-флюоритовая и кварц-гематитовая минерализация. Последовательность образования гидротермалитов следующая: пропилитизация (калишпатизация, альбитизация, окварцевание)→кварц-серицитовое→кварц-серицит-флюоритовое, кварц-серицит-гематитовое изменение→кварцевые жилы→грейзенизация.

Серицитовые вторичные кварциты часто с медной зеленью. Поблизости от гранитов на них накладывается более позднее окварцевание. В центральной части участка обнажены автомагматические брекчии кварцевых порфиров, слабоокварцованные и содержащие многочисленные ксенолиты вторичных кварцитов и роговиков по порфиритам.

Площади развития метасоматитов потенциально перспективны на редкие металлы. Наиболее протяженные зоны пропилитизации — от 100 до 600 м при ширине 110—120 м. Ширина линз грейзенизации колеблется от первых метров до 10—12 м при небольшой протяженности. Оруденелые кварц-серицитовые, кварц-гематитовые и флюорит-гематитовые тела локализуются в интенсивно раздробленных породах Шалгия-Караобинского разлома.

Минералогический состав зон довольно прост: помимо существенных концентраций флюорита, пирита, гематита обнаружены и минералы редких металлов. Перспективы участка до конца не выяснены, необходима доразведка.

Участок Балаатыгай

Находится северо-восточнее месторождения Караоба. Приурочен к региональному Шалгия-Караобинскому разлому. Андезитовые порфириты, их туфы и лавы, вулканогенно-молассовые образования кислого состава прорваны субвулканическими телами фельзит-порфиров и гранит-порфиров верхнедевонского акдалинского и среднекаменноугольного шунакского комплексов, а также экструзивными некками флюидальных фельзитов и сферолитовых лав липаритового состава. Вулканические покровы являются фацией промежуточной и удаленной зон вулканического центра полигенного вулкана Атыгай. Наиболее молодые — граниты массива Кылча, в эндо- и экзоконтакте которых в кислых эффузивах (ранее превращенных в пропилиты и вторичные кварциты серицитового и серицит-кварцевого типов) расположены протяженные кварцевые жилы с грейзеновыми оторочками и вкрапленностью пирита, молибденита, вольфрамита, висмутина. Редкометальная минерализация встречена

как во вторичных кварцитах по эффузивам, так и в зонах кварцево-грейзенового изменения на контакте гранитов и эффузивов. Наиболее высокие содержания цинка, свинца, меди, олова, молибдена, висмута, мышьяка зафиксированы в узлах пересечения субширотных разломов с северо-западными и северо-восточными. Во вторичных кварцитах по эффузивам отмечено присутствие редкого ниобиевого минерала — моссаита с содержанием ниобия до 2%.

Объект считается перспективным на редкие металлы в области Кылчинского гранитного массива и жерловин гранит-порфиров и фельзит-порфиров.

Кластогенная формация (россыпи)

Месторождение Караоба

Характерными особенностями россыпей месторождения Караоба являлись большие площади их распространения, высокая концентрация вольфрамита и касситерита, относительная легкость разработки, незначительное количество сульфидов и других вредных примесей в получаемых концентратах. Поэтому преобладающая часть запасов россыпей на месторождении была отработана уже в первые годы эксплуатации коренного месторождения (1947—1955 гг.).

На Караобе с самого начала его отработки начала эксплуатироваться элювиально-делювиальная россыпь, состоявшая из развалов кварца и кварц-гранитного щебня с высоким содержанием вольфрамита, касситерита, базовисмутита. Этот маломощный (0,1—0,3 м) покров на гранитах вскоре был полностью отработан на площади 0,6×0,3 км.

Делювиально-пролювиальные россыпи были установлены в логах, спускающихся с гребня, сложенного гранитами массива Караоба. Длина логов 200—600 м, ширина 5—50 м. Мощность супесчано-щебенистых пород 0,2—1,5 м. Содержание вольфрамита менялось от нескольких десятков граммов до нескольких килограммов на кубометр, а касситерита — до нескольких сотен граммов.

Кроме основных минералов шлиха — вольфрамита и касситерита — в небольших количествах присутствуют базовисмутит, молибденит, магнетит, гематит, ильменит, пирит, халькопирит, галенит, флюорит, арозит, топаз и др. Россыпь образовалась за счет разрушения рудных тел (грейзенов и кварцевых жил) месторождения Караоба, дальность переноса достигала 2—3 км.

Сарыбулак (пролювиально-аллювиальная россыпь)

Россыпь шеелита и вольфрамита в долине р. Сарыбулак образовалась за счет разрушений кварцевых жил одноименного месторождения. На площади 0,6 км^2 установлено наличие двух горизонтов песков, имеющих мощность соответственно от 0,2 до 1,8 м и от 0,2 до 3,0 м при средней мощности 1,5 м. Характерной особенностью песков является непостоянство мощности и минералогического состава, но в целом с увеличением мощности повышается концентрация шеелита. В большинстве шлихов содержатся еще ильменит и базовисмутит. Установлено следующее содержание минералов (г/м^3): шеелита — 273; вольфрамита — 80; ильменита — 45; базовисмутита — 10. Остальные минералы — касситерит, циркон, рутил, вульфенит и другие — встречаются в единичных знаках.

ОЛОВЯННЫЕ ФОРМАЦИИ

Олово — один из распространенных элементов в Чу-Илийском рудном поясе, всего известно около 80 точек с оловянной минерализацией. Месторождения и рудопроявления олова встречаются в связи с различными генетическими типами, начиная от позднемагматических, пегматитовых и кончая низкотемпературными гидротермальными образованиями и россыпями. Монометальная оловянная минерализация отмечается редко, как правило, оруденение носит комплексный характер. В качестве сопутствующих компонентов присутствуют вольфрам, молибден, свинец, висмут, тантал, ниобий, медь, мышьяк и другие элементы.

Пространственное распределение оловянной минерализации весьма неравномерное, основная масса оловорудных точек сосредоточена в южной части пояса, в пределах Каиб-Жалгызской металлогенической зоны. Выделяются такие оловянные формации: редкометаллоносных альбитовых гранитов и альбититов, пегматитовая, скарновая, грейзеновая, кварцевожильно-грейзеновая, скарново-карбонатно-грейзеновая, касситерит-сульфидная и россыпная.

Формация редкометаллоносных альбитовых гранитов и альбититов проявлена в пределах гранитных интрузий Майколь и Куу. Оруденение носит комплексный (Sn, Ta, Nb) характер и представляет лишь минералогический интерес.

К пегматитовой формации относятся оловоносные пегматитовые тела гранитных массивов Каракамыс (Кыземшек, Цепочка), Майколь, Караоба (миаролы, линзы, жилы). Оловянное оруденение в пегматитах отличается низкими концентрациями и имеет лишь минералогическое значение.

Скарновая формация в пределах пояса развита слабо. Это точки минерализации и рудопроявления в Восточно-Каибском рудном узле (Караунгур, Аякжартас II, Аякжартас III), экзоконтактовых частях гранитных массивов Каракамыс и Майколь. Олово лишь частично концентрируется в самостоятельном касситерите (мелкая вкрапленность, гнезда и просечки), другая его часть рассеяна в виде изоморфной примеси в гранате, пироксене, везувиане и других минералах, а, возможно, и в виде очень мелких включений касситерита.

Грейзеновая и кварцевожильно-грейзеновая формации составляют около 80% от общего числа точек с оловянной минерализацией в рудном поясе.

Грейзеновая формация включает точки минерализации в гранитных массивах Алаколь, Жалгыз, Майколь и Каиб (месторождение Шакшагайлы). В северной части пояса к грейзеновой формации относятся рудопроявления Южное Булаттау, Западное Атасу и точки минерализации, связанные с гранитным массивом Куу.

Наиболее важные месторождения принадлежат к кварцевожильно-грейзеновой формации. Это Майколь Оловянный, Караоба, Шолпан, Южное Атасу.

В особую группу выделяются месторождения и рудопроявления с совмещенными процессами скарнирования и грейзенизации, относящиеся к скарново-карбонатно-грейзеновой формации. Представителем данной формации являются месторождение Бие и некоторые точки минерализации.

В последние годы открыты рудопроявления, близкие к касситерит-сульфидной формации (Карасу, Прибалхашское, Аякжартас III, Надинтрузивное), которая широко представлена в Приморье, Хабаровском крае, Забайкалье. Некоторые авторы считают, что к этой формации относится месторождение Такырное. Это стратиформное свинцово-цин-

ковое месторождение, содержащее олово в виде касситерита и станнина, которое обнаружено в единичных пробах в количестве 0,1—0,2%. Вопрос об источнике олова и его взаимоотношении со свинцово-цинковым оруденением пока остается невыясненным.

Кроме перечисленных формаций олово в качестве попутного компонента встречается и в других типах месторождений (свинцово-цинковых, медно-свинцово-цинковых, медно-висмутовых, золоторудных и др.), подчеркивая геохимическую специализацию.

Экзогенная формация представлена россыпями Майколя Оловянного, Караобы, Западного и Южного Атасу.

История открытия и изучения оловянных месторождений приводится в работах Г. Б. Жилинского (1959), «Геология СССР» (т. XL, Южный Казахстан), Г. Н. Щербы, Н. П. Сенчило и др. (1968) и поэтому при описании объектов не рассматривается.

Грейзеновая формация

Рудопроявление Шакшагайлы расположено западнее залива Кашкантениз. Оно приурочено к восточной эндоконтактовой зоне Каибского гранитного массива. Здесь массив прорывается более поздними розовыми гранитами Шакшагайлы, занимающими площадь 8 км² с длинной осью северо-западного направления. Выделяются самостоятельные фазы интрузии в виде крупно-, средне- и мелкозернистых гранитов с преобладающей калиевой щелочностью. Однако имеются средне- и мелкозернистые разности с повышенным содержанием натриевой щелочи. Они слагают штоко- и дайкообразные тела и являются более поздними образованиями, чем основные граниты.

Рудопроявление приурочено к широтной зоне дробления, преимущественно к ее центральной части, где прослеживаются жилы кварца и мощные зоны разнообразных грейзенов. В плане они представляют собой широтные полосы, нередко разветвляющиеся на флангах и на глубине. Грейзеновые тела развиты в южной части рудного поля на площади 300×200 м. С севера и запада они ограничены более молодыми северо-восточными и широтными зонами окварцевания с флюоритом. Восточной границей распространения грейзеновых тел, вероятно, является скрытая меридиональная трещина.

Грейзены слагают 42 сближенных широтно вытянутых тела, падающих на север под углами 50—80°. Длина их варьирует от 10—20 до 160 м, мощность — от 1 до 5 м, в одном случае 25 м. Грейзены имеют зональное строение: в центре развита существенно кварцевая фация (мусковит-кварцевые, кварцевые, топаз-мусковит-кварцевые, топаз-кварцевые), на периферии — мусковитизированные граниты и зоны хлоритизации с пиритом и повышенными концентрациями сульфидов цинка, свинца, меди.

В северной части массива, вдоль его восточного контакта, на протяжении 2,5 км в гранитах распространены поперечные кварцевые, кварц-полевошпатовые, кварц-флюоритовые жилы и прожилки. Вблизи сухого русла на площади 200×100 м встречаются секущие грейзены кварц-гематитовые прожилки с оловянной и висмутовой минерализацией.

Оловянное оруденение отмечается во всех разновидностях грейзенов, а также в кварцевых, кварц-полевошпатовых жилах и гематит-кварцевых прожилках.

Основным рудным минералом является касситерит, в подчиненном количестве встречаются молибденит, шеелит, вольфрамит, висмутин, затем пирит, гематит, халькопирит, арсенопирит, монацит, рутил, галенит.

Касситерит обычно слагает мелкие кристаллы короткостолбчатого габитуса, относительно равномерно вкрапленные в грейзенах. Размер зерен варьирует от 0,02 до 0,08 мм и лишь немногие скопления его достигают 2—4 мм. Окрашен он в разнообразные тона, от светлых до темно-бурых. Л. М. Лебедев (1965) отметил наличие сферолитовых, тонкозернистых, колломорфных агрегатов кварца и касситерита зонального строения. В скрытокристаллическом касситерите им установлено наличие примеси трехокиси вольфрама (до 0,39%), галлия (до 0,18%), иттрия (0,02%), редких земель. Самая поздняя генерация касситерита находится в парагенезисе с железной слюдкой. Причем в висячем боку основного тела, в зоне гематитизации мощностью 0,5 м, секущей кварцевые грейзены, наблюдались богатые кустовые скопления касситерита.

Масштабы проявления небольшие, оно значительно сденудировано. На глубину оруденение прослежено до 130 м. В самом крупном блоке (60×20×20 м) содержание олова составляет 0,23%. Месторождение представляет интерес вследствие широкого развития метаколлоидных агрегатов касситерита и кварца, свидетельствующих о значительной роли коллоидов в образовании оловоносных руд грейзеновой формации.

Рудопроявление Западное Атасу находится северо-восточнее рудника им. Джамбула. Участок приурочен к северо-западному эндоконтакту Западно-Атасуйского гранитного массива. Массив площадью около 22 км^2 представляет собой куполовидный выступ крупного плутона. По геофизическим данным, массив прослеживается под палеозойскими породами на юго-восток на 3—3,5 км, на северо-запад — более чем на 20 км.

Граниты аляскитовые, двух фаз. Первая занимает около 90% площади, представлена крупно- и среднезернистыми микроклиновыми гранитами, вторая слагается мелкозернистыми лейкократовыми гранитами. По геологическим данным и радиологическим определениям возраст массива считается позднегерцинским. Определения абсолютного возраста, выполненные по слюдам из грейзенов, дают 322±23 и 333±16 млн. лет (А. И. Иванов). В гранитах Западного Атасу обнаружены следующие элементы-примеси (10 определений, г/т): W — 115; Mo — 50; Sn — 29; Bi — 21; Nb — 110; Zr — 115; Cu — 50; Zn — 225; Pb — 375.

Рудопроявление включает участок грейзенов и Яковлевскую россыпь. На площади размером 100×100 м выделяются небольшие линзообразные пологие тела грейзенов размером от 10×20 до 30×40 м, вытянутые в северо-западном направлении. Широко представлены мусковит-кварцевые и существенно кварцевые разности, иногда с альбитом и топазом. Вокруг грейзеновых тел развивается ореол флюоритизации. В грейзенах установлена вкрапленность касситерита, вольфрамита и молибденита. Касситерит образует тонкую, мелкую вкрапленность в ассоциации с мусковитом, топазом и кварцем. В касситерите обнаружены (г/т): Nb — 100; Zr — 550; Bi — 105; Sc — 10; Sr — 100. Содержания олова составляют 0,1—0,3%, молибдена — 0,005—0,01%, вольфрама — 0,005—1%, ниобия — 0,01%, свинца — 0,05%, цинка — 0,03%, висмута — 0,01%.

Повышенные содержания олова обнаружены лишь в одном центральном грейзеновом теле, два других тела имеют небольшие размеры и практического интереса не представляют.

Западное Атасу, судя по геологическим данным, представлено своими корневыми частями. Аляскитовый состав гранитов, присутствие летучих в магматическом расплаве (наличие флюорита, топаза), весьма контрастная металлогеническая специализация, в первую очередь в отношении редких элементов, говорят о большом сходстве с Караобинским

гранитным массивом и его потенциальной продуктивности. На отдельных рудопроявлениях — Актас I, Актас II и других — необходимо проведение поисково-разведочных работ.

Кварцевожильно-грейзеновая формация

Рудопроявление Майколь расположено западнее ст. Мынарал, представлено серией сравнительно крупных кварцевых жил и множеством мелких жилок и прожилков, несущих редкометальное оруденение в западной контактовой зоне гранитного массива Майколь.

Рудопроявление приурочено к надинтрузивной зоне массива, сложенной песчаниками и сланцами ордовика; ближайшие выходы гранитов находятся в 2 км к юго-востоку (рис. 79, *1*). Кровля массива полого погружается к юго-западу, от основного тела гранитов отходят многочисленные апофизы, имеются и дайки альбитовых гранитов. Граниты массива мелко-среднезернистые, аплитовидные, часто пегматоидные, мусковитизированные. Глубина залегания кровли гранитного массива, по геофизическим данным, около 600—700 м. Кроме гранитов широко развиты дайки лампрофиров, спессартитов и кварцевых диоритовых порфиритов.

Вмещающие породы подверглись контактовому метаморфизму и участками превращены в кварцевые, слюдяные, андалузитовые и турмалиновые роговики. Толща имеет общее северо-западное простирание (310—330°) и крутое (40—85°) падение на северо-восток. Пликативная структура осложнена разрывными нарушениями северо-восточного и субширотного простирания.

В рудном поле выделяются три участка — восточный, западный и северный. Западный и северный участки расположены в одной зоне северного простирания на расстоянии около 800 м. Восточнее этой зоны на удалении 300 м проходит параллельно зона восточного участка. Рудные участки имеют изометричную форму и отличаются морфологией рудных тел. Западный участок размером 300×450 м слагается жилами, северный (150×500 м) состоит из серии коротких жил и прожилков северо-западного простирания. На восточном участке (300×400 м) в интервалах между жилами прослеживаются тонкие прожилки и просечки штокверкового типа.

Большая часть жил и прожилков контролируется трещинами, согласными со слоистой структурой, другие, особенно на западном участке, локализованы в субширотных разрывах (рис. 79, *2*). Некоторая концентрация жил и прожилков с разной ориентировкой (радиальная структура) отмечается в южной части восточного участка, что обусловлено, по-видимому, наличием гребневидного поднятия рудоносной интрузии (появление здесь даек альбитовых гранитов и более сильное изменение пород).

Рудные тела представлены жилами и многочисленными маломощными прожилками. Жилы развиты главным образом в западной части месторождения. Наиболее крупные 1, 2, 3, 4, 5 и 6. Длина их достигает 100 м, мощность изменяется от 10 до 70—80 см. Вдоль их зальбандов по роговикам развивается грейзенизация. Наиболее широко проявлены серицитизация, пиритизация, окварцевание.

На западном участке преобладают жилы, реже встречаются прожилки. На восточном участке мощность рудных тел резко уменьшается, наряду с жилами широко развита густая сеть прожилков, образующих штокверк (рис. 79, *2*). Он вытянут в субмеридиональном направлении и на юге скрывается под такырными отложениями. В своей обнаженной части штокверк имеет длину более 300 м, ширину до 150 м. Наряду с околожильными сгущениями прожилков вся масса пород в пределах

выделенного контура пронизана сетью разноориентированных прожилков различной мощности, обычно того же состава, что и крупные жилы. Густота развития прожилков в разных частях штокверка различна, наиболее насыщены центральная и средняя части. Число прожилков меняется от 4—5 до 10 на 1 пог. м и составляет в среднем 8 шт. на 1 пог. м. Средняя мощность прожилков 0,72 см, а средняя мощность жильной массы на 1 пог. м 5,5 см.

Таблица 17

Минеральный состав рудных тел рудопроявления Майколь Оловянный

Основные минералы	Менее распространенные минералы	Редкие минералы
	Рудные	
Касситерит, вольфрамит, пирит	Халькопирит, гематит, шеелит, молибденит	Сфалерит, пирротин, галенит, висмутин, арсенопирит, рутил
	Нерудные	
Кварц, топаз, мусковит	Альбит, калиевый полевой шпат, серицит, биотит	Флюорит, турмалин, кальцит, хлорит
	Вторичные	
Лимонит, гипс	Малахит, халькозин	Ковеллин, хризоколла, базобисмутит, церуссит, смитсонит

Температура образования жил и прожилков в штокверке, по данным гомогенизации включений, изменялась от 382° в призальбандовой части прожилков до 138° в центральной части.

Выделяются следующие стадии и генерации:

дорудная стадия — метаморфогенные кварцевые прожилки и просечки альпийского типа;

рудная стадия — пегматоидные, полевошпат-кварцевые, слюдяно-кварцевые, топаз-кварцевые и кварцевые жилы и прожилки;

послерудная стадия — флюорит-кварцевые, кальцитовые, цеолитовые и иные прожилки.

Устанавливается определенная зональность в распределении перечисленных генераций, как бы концентрически расходящихся от узла развития даек альбитовых грейзенизированных гранитов. В фокальной области преобладают кварц-полевошпатовые жилы и прожилки наиболее ранней генерации рудной стадии. Средняя зона представлена преобладающим развитием слюдосодержащих жил и прожилков, а во внешней зоне штокверка отмечаются почти исключительно топаз-кварцевые жилы и прожилки (рис. 79, *2*).

В пространственной ориентировке прожилков различных генераций нет строгой закономерности.

Всего на рудопроявлении известно более 30 минералов (табл. 17).

Касситерит — основной рудный минерал, распространен главным образом в кварц-топазовых жилах и кварцевых, слюдяно-кварцевых прожилках. Чаще всего концентрируется в зальбандах рудных тел в виде кристаллов и сростков. В касситерите установлены (%): SnO_2 — 96,10; SiO_2 — 1,45; Al_2O_3 — 1,54; Fe_2O_3 — 0,71; K_2O — 0,05; Na_2O — 0—0,1. Кроме того, присутствуют (г/т): W — 0,05; Bi — 0,002; Sc — 0,02; Nb — 0,2; Ta — 0,4; Mn — 0,01; Ti — 0,5; Pb — 0,005; Cu — 0,002; Ag — 0,00001; Ga — 0,001; V — 0,02.

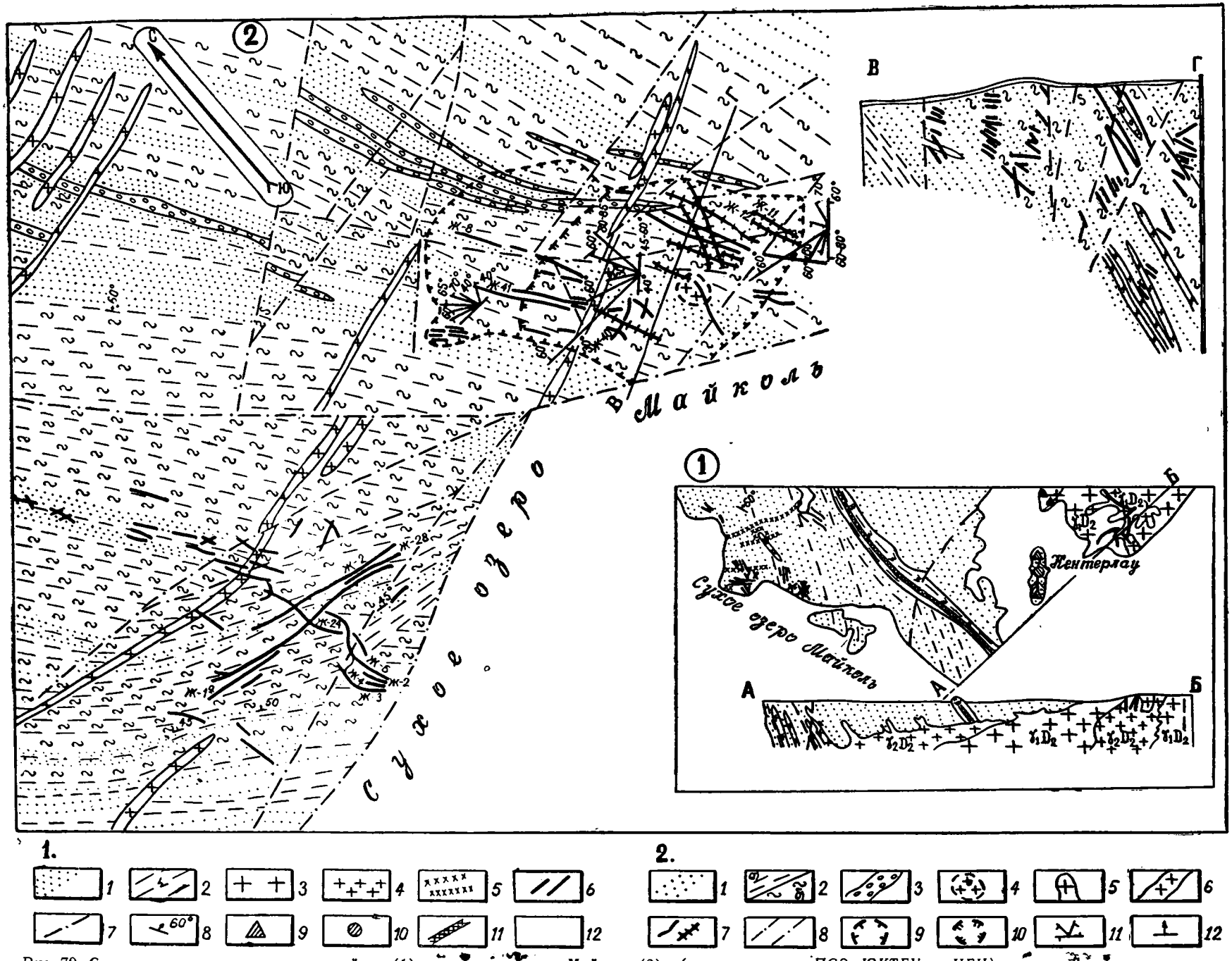


Рис. 79. **Схемы геологического строения района (1) и рудопроявления Майколь (2)** *(по материалам ПСЭ ЮКТГУ и ИГН)*

1. *1* — песчаники; *2* — кварциты; *3* — среднезернистые граниты; *4* — мелкозернистые граниты; *5* — зоны ожелезнения, пиритизации; *6* — кварцевые жилы; *7* — тектонические нарушения; *8* — элементы залегания пород; *9* — проявления флюорита; *10* — проявления свинца; *11* — дайки порфиритов; *12* — четвертичные отложения

2. *1* — песчаники; *2* — алевролиты *(а)*, глинистые сланцы *(б)*; *3* — конгломераты; *4* — поле развития даек грейзенизированных гранитов; *5* — амазонитовые граниты; *6* — кварцевые диоритовые порфириты; *7* — кварцевые, кварц-топазовые прожилки; *8* — тектонические нарушения; *9* — контур предполагаемого рудного штокверка; *10* — контур развития мусковитовых жил и прожилков; *11* — диаграммы распространения жил и прожилков; *12* — элементы залегания пород

Вольфрамит — второй по распространенности и значимости рудный минерал, встречается в кварцевых, кварц-топазовых жилах, реже в прожилках в ассоциации с касситеритом, мусковитом и флюоритом. На поверхности вольфрамит интенсивно выщелочен и представлен порошкообразной массой. В горных выработках и скважинах наблюдается в виде пластинчатых кристаллов размером до 10—15 см при толщине до 1 см. Распространен в жилах и прожилках неравномерно, нередко образует скопления — гнезда, иногда совместно с касситеритом.

Рудопроявление Майколь уже почти тридцать лет привлекает внимание исследователей. Перспективы его не оценены. Приуроченность месторождения к надинтрузивной зоне, наличие в рудном поле не только жильных, но и штокверковых руд вызывают необходимость комплексного изучения и разведки. К настоящему времени отдельные жилы подбурены на глубине 300 м, тогда как кровля массива гранитов ожидается на глубине 600—700 м. Учитывая характер насыщенности жилами (скв. 18—12 жил; скв. 19—17 жил), увеличение количества жил и прожилков с глубиной, целесообразно изучить надинтрузивную зону до кровли гранитного массива. На восточном участке штокверковое оруденение заслуживает изучения на глубину, здесь необходимо пробурить скважины глубиной до 300 м, а в последующем и до 600 м.

Рудопроявление Шолпан находится западнее залива Каракамыс.

Участок расположен на восточном окончании Каибского массива и приурочен к дополнительной интрузии средне- и мелкозернистых гранитов, прорывающей нижнесилурийские песчаники и конгломераты. Всего на месторождении установлено 26 рудных жил. Они пересекают как крупно-, так средне- и мелкозернистые граниты. Жилы почти вертикальные и вытянуты на северо-восток — 20—25°, мощность их колеблется от 0,1—0,3 до 0,8 м, с частыми раздувами и пережимами. По простиранию они прослеживаются от 20 до 300 м. Жилы № 2 и 3 представляют собой фактически одну длиной 500 м. Различают полевошпат-кварцевые, кварцевые и гематит-кварцевые жилы. В зальбандах жил отмечаются слабая грейзенизация, серицитизация, хлоритизация; мощность зон околожильных изменений не превышает 10—15 см.

Образование кварцевых жил с касситеритом происходило из жидких растворов при температуре, близкой к 380° (В. А. Кормушин).

Рудные минералы — касситерит, шеелит, висмутин, гематит, магнетит, рутил, пирит. Касситерит — основной рудный минерал, неравномерно рассеян в жилах, иногда образует богатые кустовые скопления, а также прожилки; цвет темно-бурый до черного. Отложился в несколько генераций, самыми поздними являются кварц-гематит-касситеритовые метаколлоидные агрегаты роговикового облика. Вкрапленность мелких зерен касситерита иногда наблюдается в грейзенизированных и даже в неизмененных околожильных гранитах. В касситерите установлено (%): SnO_2 — 94,90; SiO_2 — 2,19; Al_2O_3 — 1,60; Fe_2O_3 — 1,00; K_2O — 0,05; Na_2O — 0,05. Имеются примеси (%): W — 1; Bi — 0,005; Sc — 0,03; Nb — 0,02; Ta — 0,03; Mn — 0,05; Ti — 0,05; Pb — 0,002; Cu — 0,002; Sb — 0,02; V — 0,002. Среднее содержание олова в жилах изменяется от 0,15 до 0,68%. Разведкой выделены рудные тела с содержанием 0,2—0,6% олова в шести жилах. Оруденение обычно прослеживается на глубину 10—50 м и только в двух случаях — на 110—150 м. В целом это мелкий объект, однако общая структура и размеры рудного поля остались невыясненными.

Рудопроявление Белогривое расположено в междуречье Большое и Малое Шакшагайлы, северо-западнее молибденового штокверка Сопочного.

Сильно ороговикованная песчано-алевролитовая толща ордовика,

круто падающая на запад, пересечена региональным Малошакшагайлинским сбросо-сдвигом с зоной окварцевания мощностью до 50 м в направлении СВ — 55°.

На протяжении 1200 м вдоль зоны разлома и главным образом в юго-восточном борту встречается оловянная минерализация, ассоциирующая с небольшим количеством сульфидов свинца и цинка. Зона окварцевания, в свою очередь, пересечена крутопадающей трещиной, сопровождаемой лимонитизацией. В ее рассланцованном лежачем боку установлено повышенное содержание олова. Мелкие кристаллы темно-коричневого касситерита встречаются в тесной ассоциации с магнетитом. Второе небольшое тело вытянуто на СВ — 40° и содержит 0,43% олова. Касситерит в нем наблюдается в сростках с серицитом и магнетитом.

Вдоль юго-восточного контакта основного разлома имеются еще зоны слабой лимонитизации с прожилками кварца мощностью до 3 м, содержащие олово, свинец, висмут, медь, цинк.

Иной тип минерализации отмечен к западу и востоку от разлома. Он представлен широтными трещиноватыми зонами интенсивной пиритизации, реже хлоритизации, в которых спорадически фиксируются невысокие концентрации олова.

Рудопроявление Южное Атасу находится северо-восточнее рудника им. Джамбула. Рудопроявление расположено в экзоконтактовой части Жамантасской гранитной интрузии, где обнаружена толща порфироидов и гранито-гнейсов докембрия. Породы имеют общее северо-западное простирание (310—320°) и несут следы интенсивного динамометаморфизма. Вмещающие гнейсы слагают юго-западный фланг месторождения. Контакт их с порфироидами резкий, активный (порфиробластез, полевошпатизация), сопровождается апофизами.

Оруденение приурочено к мощной (500—600 м) зоне альбитизированных и грейзенизированных гранито-гнейсов (мусковитизация, турмалинизация, флюоритизация). Жильные спутники гранито-гнейсов редки и представлены маломощными дайками альбитовых гранито-гнейсов, которые характеризуются присутствием лейстового альбита и преобладанием в составе среди щелочей натрия над калием (SiO_2 — 68,80%; TiO_2 — 0,01; Al_2O_3 — 19,35; Fe_2O_3 — 0,55; CaO — 0,85; Na_2O — 5,55; K_2O — 4,35; P_2O_5 — 0,28; F — 0,32%). Гранито-гнейсы рудного поля по петрографическим особенностям и химизму близки к слабоальбитизированным и грейзенизированным разновидностям докембрийского гранита Р. Дэли (SiO_2 — 69,63%; TiO_2 — 0,18; Al_2O_3 — 14,58; Fe_2O_3 — 0,93; FeO— 1,57; MgO — 1,28; MnO — 0,16; CaO — 1,36; Na_2O — 2,89; K_2O — 5,66; P_2O_5 — 0,26; F — 0,60%).

Среди грейзенизированных гранито-гнейсов прослеживается пачка графит-биотитовых сланцев, местами превращенных в турмалин-слюдяные метасоматиты. По-видимому, это останец кристаллических сланцев.

В гранито-гнейсах отмечены некоторые элементы-примеси, содержания которых имеют тенденцию к увеличению в сторону метасоматически-измененных разностей (г/т): Mo — 5; W — 177; Sn — 2545; Bi — 9; Nb — 167; Cu — 21; Zn — 200; Pb — 16; Zr — 95; Ga — 40. Эти же элементы-примеси в гранитах соседнего Жамантасского массива содержатся обычно на уровне минимальных пределов концентрации гранито-гнейсов (г/т): W — 35; Sn — 76; Bi — 4; Cu — 22; Zn — 75; Pb — 19; Zr — 70; Ga — 22.

Граниты массива Жамантас моложе гранито-гнейсов Южного Атасу и слагаются мелко- и среднезернистыми двуслюдяными гранитами.

На рудопроявлении выделяются два рудных участка, удаленных друг от друга на 2,5 км. Рудные участки — это места сгущения линзовидных

тел и жил полевошпат-кварцевого и кварцевого состава, которые несут следы динамометаморфизма.

На первом участке установлено около 100 жил и линз, которые в отдельных местах образуют штокверковые сгущения. Сочетание жильных тел и альбит-кварцевых, турмалин-слюдяных грейзенов дает наиболее богатые руды.

Небольшие полевошпат-кварцевые жилы хотя и распространены незначительно, но отличаются высокими содержаниями олова. Жилы имеют неправильную линзовидную форму, северо-западное простирание (325—330°) и крутое падение (75—80°) на северо-восток. Основной рудный минерал — касситерит, в подчиненном количестве присутствуют пирит и халькопирит.

Среди кварцевых жил выделяются две генерации. Жилы первой генерации сложены темно-серым кварцем, имеют нечеткие, расплывчатые контакты и участками представляют собой зоны окварцевания. Одна из таких рудных зон прослеживается до 300 м, средняя мощность равна 1,52 м при среднем содержании олова 0,32%. Зона разведана на глубину 60 м, отмечается увеличение содержания олова с глубиной и появление заметного количества сульфидов (пирит, сфалерит, пирротин, блеклые руды).

Белые кварцевые жилы второй генерации безрудны и здесь, и в гранитах Жамантасского массива.

Касситерит образует тонкую вкрапленность в жилах и зонах окварцевания. Размер зерен касситерита 0,1—1 мм, цвет темно-бурый, ассоциирует с кварцем, полевым шпатом, реже флюоритом, пиритом и турмалином. Спектральным анализом в нем установлены (%): Sc — 0,001—0,01; Ga — 0,001; Zr — 0,01—0,1; Nb — 0,01; Ta — 0,01—0,1; Bi — 0,001—0,1.

Возраст рудопроявления дискуссионен. В качестве источника оруденения предполагается каледонская интрузия гранитов Жамантас и герцинская Кызылтобе (Жилинский, 1959). Изложенные материалы указывают на предпочтительную связь оловянного оруденения с древним массивом гранито-гнейсов.

Существует и другая точка зрения, согласно которой оруденение генетически связано с одним из апикальных выступов позднегерцинских гранитов Кызылтобинского массива (Флеров, 1947; Жилинский, 1959). Решение этого вопроса требует дополнительных исследований.

Рудопроявление разрабатывалось карьером, но осталось недоразведанным на глубину, так как на горизонте 60 м было отмечено увеличение содержания олова.

Встает вопрос об опробовании руд на массу по всей зоне развития мусковит-альбит-кварцевых метасоматитов. Требуют исследования и другие участки этих метасоматитов.

Рудопроявление Южное Булаттау находится южнее рудника им. Джамбула. Приурочено оно к центральной части массива Булаттау, сложенного гранитами кылчинского (D_{2-3}) комплекса. На участке обнажены средне- и крупнозернистые нормальные граниты I фазы (развиты наиболее широко), затем мелко-среднезернистые лейкократовые граниты II фазы (небольшой выход в 200 м к юго-востоку от центра рудопроявления) и дайкообразное тело пегматитовых аплитов размером около 800×240 м. Наиболее поздними являются дайки фельзитов и гранит-порфиров северо-восточного простирания.

На северо-восточной оконечности тела аплитов прослежена зона грейзенизации мощностью 6—8 м и протяженностью 70 м. Наибольший интерес представляет оловянная минерализация, связанная с небольшими (до 10×15 м) неправильной формы телами существенно кварцевых

грейзенов. Основной рудный минерал грейзенов — касситерит, образующий неравномерную тонкую вкрапленность. В ассоциации с ним встречаются флюорит и мусковит. Содержания олова в грейзенах достигают 0,31%; из других элементов отмечаются ниобий — 0,07%, висмут — 0,007% и вольфрам — 0,01%. В касситерите содержатся (%): SnO_2 — 93,66; SiO_2 — 1,00; Al_2O_3 — 0,54; Fe_2O_3 — 0,82; K_2O — 0,05; Na_2O — 0,05; CuO —4,66 (прорастания с халькопиритом); PbO — 0,17. В касситерите присутствуют (г/т): W — 100; Mo — 100; Bi — 70; Nb — 500; Ta — 1000; Sc — 10; As — 1000.

По данным В. А. Кормушина, кварцевые грейзены образовались из газово-жидких растворов при температурах 412—424° и давлении 1700—1900 атм.

Аплитовидные граниты и грейзены рассечены кварцевыми прожилками и жилами, несущими молибденовую минерализацию. Молибденит встречается в виде мелких чешуек и агрегатов в ассоциации с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и другими сульфидами. Содержание молибдена в жилах не превышает сотые доли процента. Кварцевые жилы образовались при температурах 332—338° и давлении 425 атм из жидких высокоплотных растворов.

Булаттау разведано густой сетью канав, шурфов и скважин до глубины 100 м. Судя по характеру проявления, мощности зоны грейзенизации, содержанию основных рудных минералов, рудопроявление представляется мелким, малоперспективным.

Касситерит-сульфидная формация

Оловянно-полиметаллическое **рудопроявление Аякжартас I** расположено в экзоконтакте Каибского гранитного массива и находится западнее ст. Кашкантениз. По характеру рудной минерализации оно отнесено к касситерит-сульфидной формации.

Участок сложен силурийскими и среднедевонскими конгломератами с прослоями филлитовых и серицит-хлоритовых сланцев, туфопесчаников и линз мраморов. Породы имеют северо-западное простирание (320—340°) и падают на юго-запад под углами 50—75°; прорываются дайками кислого состава, которые относятся к двум разновозрастным группам (первая — гранит-порфиры, граниты; вторая — фельзит-порфиры, гранит-порфиры, альбитофиры). Мощность даек второй группы 0,5—30 м, они параллельны друг другу и прослеживаются по простиранию от 50—100 м до 4 км; с ними пространственно связаны оловорудные тела.

Рудная зона размером 2,5×1,5 км содержит серию кварц-сульфидных и кварц-карбонатных жил северо-восточного простирания. Всего на участке выделяется 29 оловоносных жил протяженностью от 60 до 930 м с изменчивой мощностью и непостоянным содержанием олова (от 0,01 до 0,5%). В жилах содержится 0,1—4% свинца, 0,1—1% цинка, до 0,5% меди, 2% мышьяка и иногда 0,1% висмута, 0,03% молибдена. Наиболее интересными в практическом отношении являются жилы 1, 2 и 23. Содержание олова в них колеблется от 0,08 до 1,04%.

Рудные минералы образуют сростки, гнезда и обычно располагаются в центре жил; вкрапленность пирита, галенита, сфалерита и других сульфидов имеется во вмещающей породе.

Касситерит — основной рудный минерал, встречается совместно с сульфидами в кварцевых жилах и реже в околожильных гидротермально-измененных породах. Распространен крайне неравномерно, чаще это убогая вкрапленность, единичные зерна. Образует мелкие (сотые и десятые доли миллиметра, иногда до 1 мм) хорошо ограненные призматические кристаллы с бипирамидальным окончанием. Касситерит встречает-

ся в двух генерациях. Касситерит I ассоциирует с кварцем, молибденитом, шеелитом и встречается в кварцевых жилах. Касситерит II отмечается в тесном срастании с галенитом, сфалеритом, пиритом и чаще всего распространен в околожильных измененных породах. В качестве элементов-примесей касситерит содержит титан (до 1%), вольфрам (0,01—0,1%) и индий (до 0,1%).

Станнин встречается редко, образует неправильные по форме выделения в сфалерите в участках дробления, преобладают размеры в сотые, реже в тысячные доли миллиметра. Распределение станнина в сфалерите неравномерное, обычно он приурочивается к сфалериту с решетчатой структурой распада.

Из сульфидов также распространены сфалерит, галенит, пирит и арсенопирит, встречающиеся в жилах и образующие тонкую вкрапленность в околожильных метасоматитах. Процесс рудообразования на Аякжартасе I протекал многостадийно.

По предположению В. И. Волобуева, оловоносные тела локализуются в надинтрузивной зоне. Глубина залегания кровли гранитного массива оценивается в 700 м. Предполагается наличие на глубине штокверкового или прожилково-вкрапленного оруденения.

Образование кварцевых жил, по данным гомогенизации газово-жидких включений, происходило при температурах 225—135°. Включения двухфазовые, с выполнением объема на 85—95%, размер их не превышает 0,001 мм.

Источником оруденения могли быть как вмещающие осадочные породы, так и Каибская гранитная интрузия. Ранняя (дожильная) стадия оруденения характеризуется развитием касситерит-сульфидной минерализации. В более позднюю (жильную) стадию шло последовательное образование ассоциаций: кварц-молибденитовой с шеелитом, касситеритом и кварц-сульфидной со станнином.

Рудопроявление Прибалхашское находится западнее залива Каракамыс. Площадь рудопроявления расположена в осевой зоне антиклинали Шолпан и сложена толщей нижнесилурийских осадков. Распространены алевролиты с прослоями гравелитов и конгломератов, в верхах разреза они сменяются полимиктовыми песчаниками. Ближайшие выходы гранитов массива Бие находятся в 0,7—1,0 км к юго-востоку. Вдоль контакта массива проходит пояс северо-восточных даек гранит-порфиров.

Рудная минерализация локализуется преимущественно в северо-восточных и широтных зонах трещиноватости на площади около 9 км^2. Выделяются три рудоносных участка, из которых наиболее перспективный центральный.

Главная оловоносная трещинная зона (рис. 80) вытянута почти широтно на 3 км, имеет ширину от 10 до 250 м (на востоке). Кроме нее имеются еще две системы крутопадающих трещинных зон — северо-восточные (70°) и северо-западные.

Наиболее изучена пока срединная часть главной структуры, представляющая мощную (10—40 м) зону тектонического брекчирования и интенсивной хлоритизации и окварцевания, в которой обломки роговиков сцементированы кремнистым материалом с гнездами хлорита. В зоне метасоматоза распространены мелкие прожилки кальцита, кварца с сульфидами, иногда сопровождаемые оторочками зеленого мусковита.

Самые поздние кварц-сульфидные, кальцит-сульфидные и мономинеральные сульфидные прожилки и вкрапленность. Сульфидные минералы представлены в основном пиритом, реже арсенопиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом и халькопиритом; отмечаются еще висмутин, молибденит, шеелит, марказит, мельниковит и др. В зоне окисления встре-

чаются церуссит, англезит, вульфенит, ванадинит, скородит, малахит и другие минералы.

Олово находится преимущественно в виде касситерита, который представлен мелкими (до 1 мм) кристаллами призматического, тонкопризматического или тонкоигольчатого облика темно-коричневого или

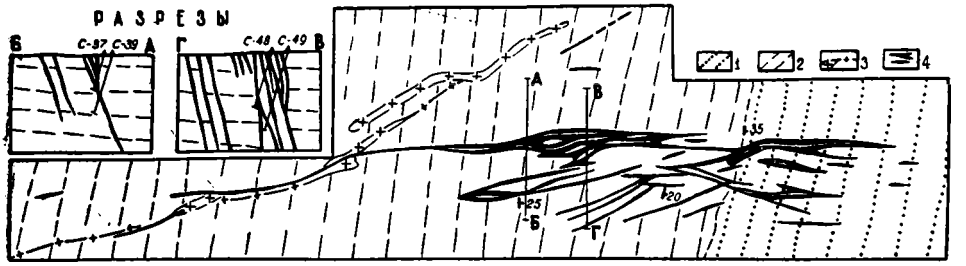


Рис. 80. **Схема строения основной зоны рудопроявления Прибалхашского** *(по В. И. Волобуеву)*

1 — песчаники мелко- и среднезернистые с прослоями алевролитов и гравелитов; *2* — алевролиты ороговикованные с прослоями песчаников, гравелитов; *3* — кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры; *4* — оловоносные зоны хлоритизации пород с сульфидной минерализацией, прожилками кварца и кальцита

бледно-желтого цвета. Касситерит встречается в зонах хлоритизации, а также в сульфидных и кварц-сульфидных прожилках, где образует сростания с галенитом и пиритом. Станнин присутствует в незначительном количестве и только в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите.

Олово в рудных зонах распределяется неравномерно. На общем невысоком (0,04—0,08%) фоне выделяются рудные тела с 0,1%, в отдельных сечениях 0,7% олова. Попутными компонентами в руде являются свинец, цинк, мышьяк, медь, висмут, серебро, молибден.

Прибалхашское относится к касситерит-сульфидному (хлоритовому) типу и по аналогии с месторождениями Приморья заслуживает изучения на глубину.

Скарново-карбонатно-грейзеновая формация

Месторождение Бие находится к западу от оз. Балхаш.

Рудное поле размером 4,5×1,5 км расположено в непосредственном экзоконтакте массива гранитов Бие и включает рудопроявления олова — собственно Бие и цинка — Восточное Бие. Вмещающие осадочные породы представлены отложениями нижнего силура — песчаниками, сланцами, гравелитами с горизонтами и линзами мраморизованных известняков. Они ограничены с юго-востока дайкообразной интрузией щелочных гранитов-граносиенитов, а с северо-запада — массивом Бие. Массив многофазный: преобладают мелко-, средне- и крупнозернистые порфировидные биотит-роговообманковые граниты. Юго-восточный контакт массива полого (20—50°) погружается на юго-восток (рис. 81).

Вмещающие породы смяты в крутые складки северо-западного простирания, разбиты разрывными нарушениями на блоки и подверглись интенсивному контактовому метаморфизму (мраморизация, скарнирование, ороговикование). Роговики кварц-биотитовые, амфибол-биотитовые, биотит-амфибол-пироксеновые и полевошпат-пироксеновые. Скарны преимущественно гранатовые (гроссуляр-андрадит), пироксен-гранатовые. Мощность отдельных наиболее крупных линз, пластов скарнов до 20—40 м и протяженность до 200—300 м. Скарны прослежены на глубину до 150 м, погружаются на юго-восток под углами 20—40°. Местами

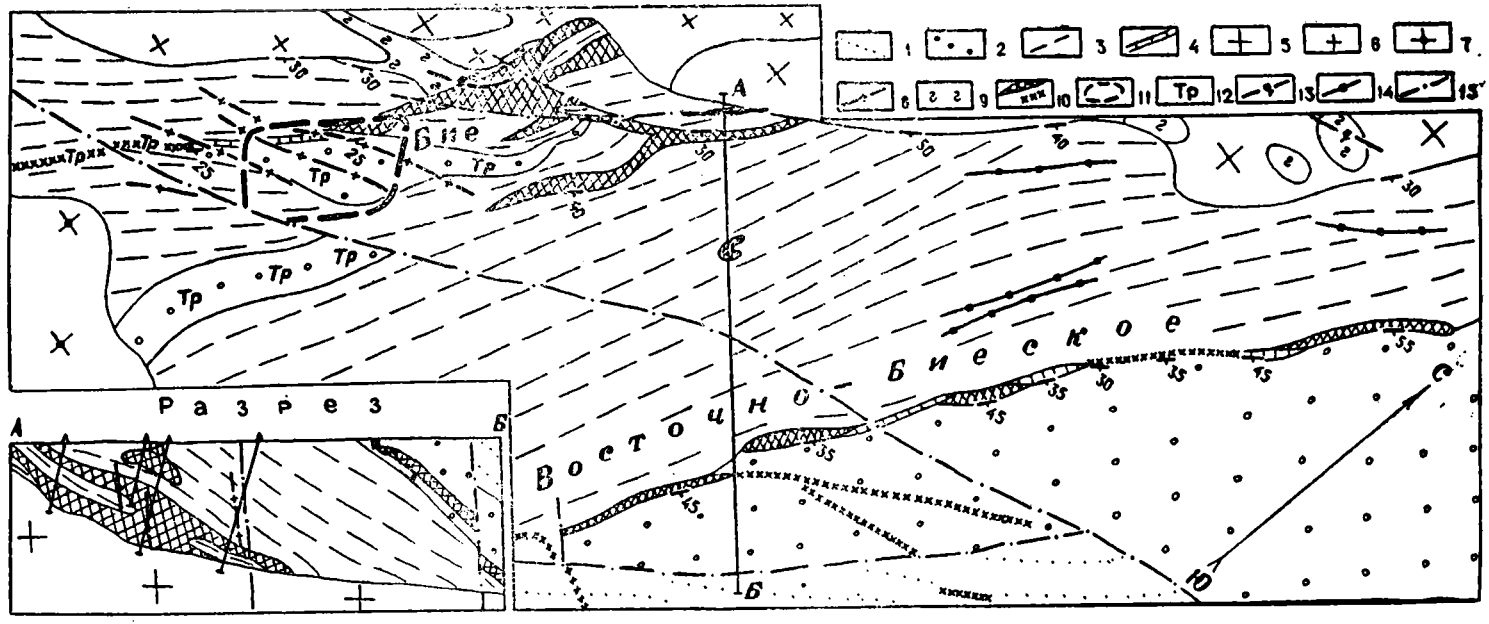


Рис. 81. **Схема геологического строения оловянного месторождения Бие** (*по В. И. Волобуеву*)

1 — песчаники; *2* — конгломераты; *3* — алевролиты; *4* — мраморы; *5* — средне- и крупнозернистые граниты; *6* — мелкозернистые граниты; *7* — крупнозернистые граносиениты; *8* — гранит-порфиры, кварцевые порфиры, щелочные гранит-порфиры; *9* — мусковитовые грейзены и грейзенизированные граниты; *10* — гранатовые, гранат-пироксеновые скарны; *11* — гранат-магнетитовые скарны; *12* — участки тремолитизации; *13* — кварцевые жилы; *14* — зоны пиритизации и хлоритизации с оловом; *15* — разрывные нарушения

тела скарнов смещены разрывами, пересечены дайками порфиров. В южной части основной зоны скарны обогащены магнетитом. Вблизи контакта с гранитами отмечаются мощные линзы гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов. По мере удаления от контакта в составе скарнов начинают преобладать эпидот и везувиан, а в зальбандах появляются актинолит и волластонит.

Наряду со скарнами на месторождении развиты и грейзены. Процесс грейзенизации проявился не только в гранитах, но захватывал и вмещающие породы. В эндоконтакте развиты кварц-слюдяные грейзены, которые при переходе в ороговикованные алевролиты сменяются флюорит-серицит-топаз-кварцевыми грейзенами. При воздействии грейзенизации на скарны образуются серицит-хлорит-кварцевые, флюорит-кварцевые метасоматиты. По мере удаления от контакта с гранитами и затухания процесса грейзенизации гранат и пироксен замещаются кварцем+ +актинолитом или кварцем+эпидотом+кальцитом. Кварц является основным породообразующим минералом экзогрейзенов, вплоть до образования мономинеральных кварцевых тел. Это отличительная черта Бие по сравнению с другими аналогичными месторождениями Казахстана (Катпар, Коктенколь-Скарновый и др.). Наряду с кварцем достаточно широко развит и флюорит; содержание его в замещенных и скарнированных известняках, по данным К. И. Титковой, достигает 7%.

Кроме того, на месторождении прослеживается зона близмеридиональных кварцевых жил, вытянутая почти на 2 км и ограничивающая с востока рудное поле (рис. 81).

Оловоносная рудная зона Бие имеет длину 1500 м, состоит из нескольких линзообразных кулисно расположенных тел. По морфологическим особенностям и минералогическому составу выделяются три рудных тела: магнетит-скарновое, кварцево-скарновое и скарновое.

Магнетит-скарновое рудное тело вытянуто параллельно контакту гранитов на 355 м и падает на юго-восток под углами 25—35°. В составе преобладают гранат-магнетитовые скарны, менее распространены гранат-пироксеновые и гранат-амфиболовые. Содержания железа варьируют от 13 до 53%, в среднем 24%. Количество олова колеблется от 0,03 до 0,28%. Магнетитовая руда включает мелкие выделения (до 0,05—0,1 мм) сфалерита, редкие зерна пирита, халькопирита и ковеллина. Касситерит встречается в виде единичных обособленных зерен (0,03—0,05 мм). С глубиной содержание олова падает. В рудах почти повсеместно отмечается медь (0,03—0,07%) и цинк (0,04—0,2%), встречаются Ge, In, Bi, Ag.

Кварцево-скарновое рудное тело имеет протяженность 185 м. Это весьма сложное по форме и составу тело, бо́льшая его часть сложена скарнами с кварцевым ядром в центре, меньшая залегает в гранитах и представлена слюдяными грейзенами с прожилками кварца и кальцита.

Скарновая часть залежи отделена от гранитов тонким прослоем (7 м) биотитовых сланцев. Касситерит в скарнах образует тонкораспыленную вкрапленность. Кварцевое ядро длиной 130 м и шириной до 10 м сложено брекчированным кварцем, сцементированным кремнистым материалом типа халцедона или опала. Касситерит встречается в виде единичных темных кристалликов размером 0,01—0,5×0,8 мм, реже агрегатов. В ассоциации с касситеритом находятся халькопирит, пирит, пирротин, флюорит.

Грейзеновая часть рудного тела сложена слюдяными грейзенами с прожилками кварца и кальцита, содержащими касситерит и флюорит. Олово в них распределено крайне неравномерно; самые богатые гнезда находятся в кварцевом теле.

Скарновое рудное тело сложено преимущественно гранатовыми и

реже амфибол-гранатовыми скарнами. Мономинеральная фракция зеленого граната содержит 0,3% олова, коричневого граната — 0,1% олова. Наряду с оловом в скарнах отмечаются повышенные содержания меди, цинка, свинца и висмута.

Кроме описанных тел прослеживаются и более мелкие секущие залежи.

Таблица 18

Минералогический состав руд Бие

Основные минералы	Менее распространенные минералы	Редкие минералы
	Рудные	
Касситерит, магнетит, сфалерит, пирит	Халькопирит, арсенопирит, гематит	Мельниковит-пирит, марказит, галенит, висмутин, галеновисмутин, айкинит, золото, станнин, циркон, малакон, ильменит, рутил, сфен, пирротин, шеелит, вольфрамит
	Нерудные	
Гроссуляр, андрадит, диопсид, волластонит, кварц, кальцит, тремолит	Эпидот, везувиан, хлорит, мусковит, серицит, биотит, актинолит, флюорит, калиевый полевой шпат	Альбит, адуляр, тальк, флогопит, апатит, топаз, барит, целестин
	Вторичные	
Лимонит, гипс	Мартит, борнит, малахит, окислы марганца, опал, халцедон	Купродеклуазит, ванадинит, вульфенит, куприт, самородная медь, халькозин, азурит, ковеллин, хризоколла, атакамит, брошантит, базовисмутит, каламин, церуссит, англезит, смитсонит, иодирит, монтмориллонит

Таким образом, оловянные руды Бие по ассоциациям с породообразующими минералами подразделяются на скарновые, кварцевые (грейзеновые) и хлорит-пиритовые (сульфидные). Распространены преимущественно скарновые руды, но наиболее богатые скопления олова встречаются в ассоциации с кварцем. Всего на месторождении установлено 73 минерала (табл. 18).

В ранний щелочной этап на контакте гранитов с карбонатными породами образовались известковые скарны, которые по классификации В. А. Жарикова (1968) могут быть отнесены к пироксен-гранат-волластонитовой температурной фации (550—750°). Олово рассеивается в скарнах в виде тонкой вкрапленности и мелких агрегатов. Содержание его несколько возрастает к концу скарнового процесса, в стадию замещения основных скарновых минералов эпидотом, актинолит-тремолитом и хлоритом.

Кислотный этап проявился слабее и протекал как в гранитах, так и во вмещающих породах. По гранитам образовались кварц-слюдяные и слюдяные фации грейзенов, а по вмещающим породам — серицит-хлорит-кварцевые и флюорит-кварцевые фации. С грейзенами связаны наиболее высокие (вплоть до промышленных) концентрации олова. Судя по кварцево-скарновому рудному телу, богатые руды образуются в случае пространственного совмещения грейзенов и скарнов.

В заключительную хлорит-сульфидную стадию вместе с сульфидами привносилось и олово, которое отлагалось в виде касситерита и в мень-

шей мере станнина. Процесс рудоотложения закончился образованием кварцевых жил с баритом, флюоритом и кальцитом.

Минералотермометрические исследования показали, что рудоотложение протекало в интервале температур 410—122°. Геохимическая зональность выражена в том, что олово тяготеет к гранитам, а повышенные концентрации полиметаллов — к осадочным породам, особенно к контакту сланцев и конгломератов.

Участком основного месторождения является рудопроявление цинка *Восточное Бие* (находится в 500 м к востоку от оловоносных скарнов).

Здесь выделено семь рудоносных залежей, наиболее крупными из которых являются Межгоризонтная, Диагональная, Кулисная и Поперечная (рис. 81).

Межгоризонтная согласная залежь длиной 1200 м состоит из четырех крупных линз. Мощность тел скарноидов и мраморов 12—15 м. Повышенные содержания цинка (в пределах первых единиц процента) фиксируются на юго-западном фланге залежи, которая прослежена на глубину 120 м, где содержание цинка достигает 10—12%. Кулисная залежь длиной 400 м, мощностью 2—8 м. Цинковая минерализация встречается в виде мелких гнезд. Диагональная залежь представляет собой крутопадающее секущее жилообразное тело длиной 550 м и мощностью 1—5 м. Поперечная секущая залежь широтного простирания длиной 200 м, мощностью 1—4 м.

Цинковые руды в залежах образуют небольшие линзы длиной от 12 до 20 м, мощностью первые единицы метров. Отмечается редкая вкрапленность галенита, халькопирита, ковеллина, шеелита, касситерита, висмутина, пирита. Содержание цинка колеблется в пределах первых единиц процента, редко достигая 10—12%. Отмечаются также повышенные содержания меди — 0,3—2,0%, свинца — 0,15%, олова — 0,03%, висмута — 0,02—0,45%, вольфрама, мышьяка, кадмия. На поверхности руды окислены и обычно представлены окислами и гидроокислами железа, меди, карбонатами и силикатами цинка. Наибольший интерес представляет узел сопряжения Межгоризонтной пластовой залежи с Диагональной секущей зоной.

Рудопроявление Караунгур описано в разделе «Железорудные формации». Кроме магнетитового оруденения гранатовые скарны несут касситеритовую минерализацию.

Оловоносные скарны изучались только с поверхности в западной полосе рудного поля на протяжении 500 м между дайками гранитов. Самое крупное скарновое тело размером 200×15 м содержит 0,04—0,08% олова и только в отдельных интервалах его содержание составляет 0,1—0,3%. Повышено содержание цинка — 0,003—0,05%, свинца — до 0,15%, меди — 0,001—0,06%, висмута, германия. Редкие зерна касситерита в виде желтых кристалликов размером менее 0,1 мм отмечаются в протолочках. Большая часть его содержится в виде тонкодисперсной вкрапленности в мелкозернистых гранатах: зеленых — до 0,03%, бурых — до 0,1—0,5% (спектральные анализы). В бурых и зеленых гранатах повышено содержание олова — до 1%, цинка — до 0,1%, свинца и германия.

Восточнее участка Скарновый II среди роговиков обнаружены кварцевые и кварц-полевошпатовые прожилки с густой вкрапленностью темно-коричневых кристаллов касситерита. Отдельные прожилки кварца с сульфидными минералами содержат до 0,15% олова.

Отложение олова было растянуто во времени. В стадию раннего скарнообразования оно, вероятно, входило в решетку силикатов. Самостоятельные кристаллики касситерита выделялись позже, в сульфидную стадию, вместе с минералами свинца, цинка и меди, отлагаясь в скарнах и кварцевых прожилках.

Караунгурское рудное поле из-за большой протяженности скарнов перспективно на олово. Возможно, что основная часть олова локализована на контакте скарнов с гранитами и в местах пересечения скарнов с кварц-опаловыми телами. Не исключено нахождение здесь штокверкового типа оруденения.

Россыпи

Россыпи *Майколя* расположены на площади западного и юго-западного экзоконтакта Майкольского гранитного массива, в пределах сухого сора Майколь. Здесь были выявлены небольшие обогащенные касситеритом и вольфрамитом струи в такырно-солончаковых и делювиально-пролювиальных отложениях. По длине они достигают 50 м при мощности песков около 1 м.

По данным шлихового опробования содержание касситерита колеблется от 10 до 200 г/м³ и очень редко до 2400 г/м³. На всей площади сухого озера Майколь среди такырно-солончаковых отложений были подсчитаны запасы касситерита в количестве всего 2,1 т при среднем содержании 15—20 г/м³. Запасы делювиальной россыпи не оценены.

ВИСМУТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Висмут довольно часто отмечается в рудах многих месторождений региона. Повышенные количества его встречаются в центральных частях Майтоккенского, Каибского, Биеского, Майкольского, Каракамысского, Жельтауского, Кызылтасского, Хантауского, Южно-Алакольского и Кундузского гранитных массивов, а также по их периферии во вмещающих породах различного возраста и состава. На северо-западе этот элемент распространен в основном в Сасырлыкском прогибе.

Обычно невысокие концентрации висмута присутствуют в месторождениях и рудопроявлениях редких и цветных металлов. Это в основном месторождения комплексной существенно вольфрамовой кварцевожильно-грейзеновой формации. Так, на месторождении Караоба в отдельных рудных телах содержится до 0,5% Bi. Причем в северо-восточных кварцевых жилах наблюдается горизонтальная зональность: на юго-западном фланге преобладает молибденит, в центре — вольфрамит и на северо-восточном фланге — касситерит, висмутин, самородный висмут, галеновисмутин. Аномальные количества висмута фиксируются и на других объектах этой формации (Майколь, Сарыбулак, Медный Кыземшек, Кызылэспе).

Несколько обособляется группа вольфрам-висмутовых проявлений, локализующихся в довольно мощных протяженных дайках грейзенизированных гранит-порфиров, развитых в восточной и юго-восточной экзоконтактовых зонах Каибского гранитного массива (Байхатын, Прожилковое). На этой же территории в роговиках распространены тела кварцевых и кварц-рутил-топазовых грейзенов с вольфрамовым и вольфрам-висмутовым оруденением (Прожилковое, Кодинцевское). В шеелитоносных скарнах рудопроявления Октябрьского самородный висмут и висмутин образуют в ассоциации с молибденитом и шеелитом гнезда и мелкие линзы вкрапленников, обособленные от основной рудной залежи.

Помимо вольфрамовых формаций висмут встречается практически во всех типах оловянных руд: наименьшие его концентрации отмечаются в грейзеновых телах участка 13, месторождения Шакшагайлы, наибольшие — в зонах пиритизации и хлоритизации с оловом, свинцом, цинком, медью, мышьяком на рудопроявлениях Прибалхашском, Казариновском, Аякжартасском 1, 2, 5, Гуртовом, Карасу. Причем на последнем скопле-

ния галеновисмутина (0,1—0,2% висмута) появляются в гранит-порфирах с глубины 100 м. На месторождении Бие в скарнах пересечены два гнезда сульфовисмутитов свинца и меди, айкинита и галеновисмутина (до 1,5% висмута).

Для медных месторождений наиболее интересно висмут-медное оруденение прожилково-вкрапленного типа рудопроявления Кемир, залегающего в гранодиоритах Акманглайского массива (северо-восточный край Жельтауского интрузива). Минералы висмута установлены как второстепенные в проявлениях золота и полиметаллических руд.

В Майтоккенском, Жельтауском, Жалгызском, Северо-Октябрьском гранитных массивах висмут ассоциирует нередко с молибденом и иногда преобладает. Поэтому выделяется висмутовый тип кварцевожильно-грейзеновой формации, представителем которого является рудопроявление Сегизсала.

Наряду с комплексными в последнее время открыты и собственно висмутовые рудопроявления. Висмутоносные грейзены отмечены в Восточно-Каибском районе (Стартовое, Восточно-Каибское). К кварцево-грейзеновой формации относятся кварцевые жилы с боковыми грейзенами, несущими в основном висмут. Нередко в них присутствует вольфрам, обычны пирит, магнетит, гематит (Северо-Биеская группа, Двухметальное, Красносопочное), зоны тектонического дробления пород, пиритизации, хлоритизации, окварцевания и гематитизации с висмутином, халькопиритом, галенитом, сфалеритом (Висмутовое).

В Сасырлыкском районе субмеридиональные жилы и прожилки кварца расположены в гранитных интрузивах герцинского возраста и их экзоконтактах среди девонских вулканитов кислого состава, реже кварцитов и конгломератов кембрия и ордовика. Жилы иногда сопровождаются маломощными оторочками грейзенов. Содержания металлов в них низкие: висмута — до 0,07% (редко 1%), молибдена — до 0,03%, меди — до 0,2%, свинца — до 0,3%, серебра — до 40 г/т, олова — до 0,01% (представителем является рудопроявление Ельшибай I).

Грейзеновая формация

Рудопроявление Стартовое расположено в восточном экзоконтакте Каибского гранитного массива, к востоку от выходов гранитов и южнее русла Шакшагайлы. Здесь в юго-восточном боку Аякжартасского пояса даек бурых граносиенит-порфиров имеется зона окварцевания среди ороговикованных песчаников силура. Кроме того, на протяжении 600 м в северо-восточном направлении с перерывами в виде кулис прослежены прожилки и линзы сахаровидных кварцевых грейзенов с гнездами кварца, линзами флюорит-мусковит-кварцевого грейзена, скоплениями биотита. В кварцевом грейзене содержатся рутил, базобисмутит, вольфрамит, пирит. Вскрыты три тела грейзенов мощностью 1—2 м и длиной 80—150 м с 0,1—0,18% висмута. В них, кроме того, содержатся трехокись вольфрама (0,01—0,1%), двуокись титана (1,27%), присутствуют иттрий, иттербий, олово.

Восточно-Каибское рудопроявление расположено южнее предыдущего. Участок сложен алевролитами и песчаниками силура и ограничен двумя северо-восточными разломами. Породы повсеместно ороговикованы и превращены в биотитовые, кварц-серицит-биотитовые, местами в кварц-калишпат-кордиерит-андалузитовые роговики. В центре расположено широтно вытянутое дайкообразное тело додевонских диабазов. С юго-запада песчаники прорваны гранитной интрузией. В зоне ближнего экзоконтакта, среди роговиков, в 1—2,5 км от выходов гранитов, распространены короткие, невыдержанной мощности кварцевые жилы и

прожилки с боковыми кварцевыми грейзенами и отдельными линзами. В грейзенах много короткопризматического рутила (до 1—8% двуокиси титана).

В кварц-рутиловых грейзенах содержится висмутовая, редкометальная и редкоземельная минерализация. Из висмутовых минералов встречаются мелкие вкрапления, редко крупные скопления (величиной до 7×5×3 см) бисмутита и кеттнерита. Рудные тела имеют форму крупных гнезд (0,2×0,2 до 8×2) и линз (до 50×0,2—1 м). Висмутовая минерализация распределяется очень неравномерно (0,01—4,2% Bi). Другими компонентами в рудах являются вольфрам, олово, молибден.

Обнаруженные выходы рассматриваются как верхи рудометасоматической колонны, и, несмотря на гнездовую, линзовую и, возможно, трубчатую форму рудных тел, рудопроявление заслуживает дальнейшего изучения.

Кварцевожильно-грейзеновая формация

Месторождение Двухметальное расположено юго-западнее залива Кашкантениз. Оно сложено крупногалечниковыми конгломератами нижнего силура, интенсивно ороговикованными и местами скарнированными, а также додевонскими диабазовыми порфиритами, прорванными редкими близширотными и северо-западными дайками гранит- и граносиенит-порфиров, кварцевых порфиров и фельзит-порфиров. Висмутоносные близширотные и северо-восточные кварцевые жилы и прожилки образуют рудное поле, вытянутое в северо-восточном направлении на 5 км при ширине до 2,5 км. Большая часть жил залегает в силурийских породах, сопровождается мусковитовыми грейзенами и содержит базобисмутит, вольфрамит, пирит, арсенопирит, молибденит, шеелит, галенит, касситерит.

Само месторождение состоит из двух кулисно расположенных широтных кварцевых жил, почти параллельных южному контакту интрузива (рис. 82). На продолжении жил к востоку в песчаниках залегают близширотные зоны интенсивной пиритизации с касситерит-сульфидной минерализацией (рудопроявление Балочное).

Западная жила залегает в конгломератах, восточная — в порфиритах. Мощность их варьирует от проводников до 3 м в раздувах, имеются пережимы, пострудные смещения. Жила круто падает на север. Жильный кварц большей частью стекловидный. В зальбандах наблюдается пиритизация. В кварце преобладают вкрапления и гнезда пирита; вольфрамит слагает обычно мелкие кристаллы, изредка гнезда весом до 0,5 кг. Буроватый базобисмутит образует мелкие скопления; встречаются висмутин, самородный висмут, молибденит, козалит. Висмут в жилах распределяется неравномерно, преобладает в Западной жиле. В Восточной жиле появляются олово (до 0,1%), медь (до 0,2%), мышьяк, свинец, цинк. Значительная длина жил и благоприятная структурная позиция их в экзоконтакте гранитного массива дают основание рассчитывать на большую протяженность оруденения на глубину и вероятность появления штокверковых зон.

Рудопроявление Висмутовое расположено юго-западнее месторождения Двухметального. Сложено оно додевонскими диабазовыми и андезитовыми порфиритами, а также лаво- и туфобрекчиями, туфопесчаниками. У южной границы участка залегает широтная зона интенсивной пиритизации протяженностью 2,4 км. Строение оруденелой зоны довольно сложное. В своей основе это зона тектонического дробления с линзами и зонками пиритизации общей мощностью 1—7 м. С главными трещинами сочленяются четыре апофизы длиной до 150 м, вытянутые на СВ — 70°.

В местах сопряжения двух апофиз мощности гидротермально-измененных пород увеличиваются до 10—18 м. Скважинами подсечены еще и скрытые залежи. По простиранию основной структуры наблюдаются пережимы, падение ее меняется в обе стороны от почти вертикального до крутого (80°).

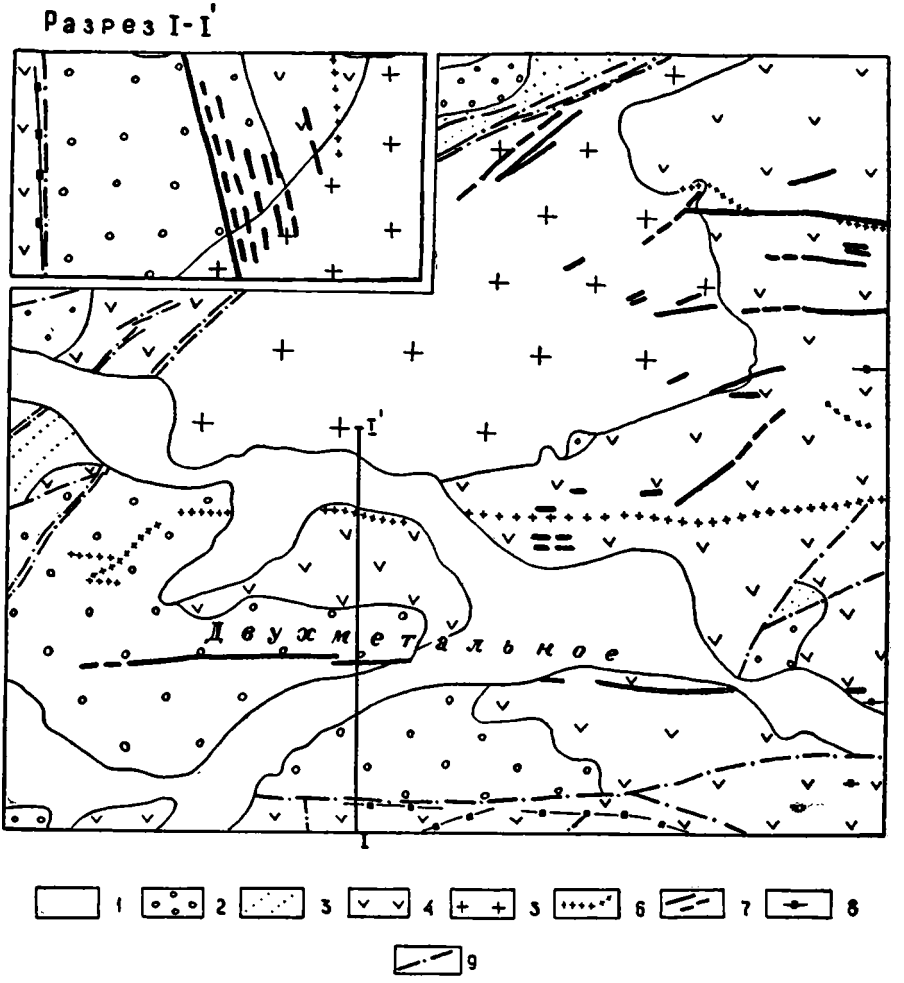


Рис. 82. **Геологическая схема месторождения Двухметального и Северо-Биеской группы жил** *(по В. И. Волобуеву)*

1 — современные отложения — глины, суглинки, супеси; *2* — крупногалечниковые конгломераты нижнего силура; *3* — песчаники; *4* — додевонские порфириты; *5* — позднегерцинские граниты крупно-, средне- и мелкозернистые; *6* — дайки гранит-, граносиенит-порфиров, кварцевых порфиров; *7* — висмутоносные кварцевые жилы и прожилки; *8* — оловоносные зоны пиритизации; *9* — тектонические разрывы

Минералогический состав руд сложный. Жильные минералы — кварц, хлорит, кальцит, редко флюорит. Часто встречаются гнезда и линзы кварцевого, кварц-гематитового, хлоритового, хлорит-мусковит-кварцевого состава. Рудные минералы в зоне окисления — лимонит, гетит, гематит, хризоколла, малахит, вторичные минералы свинца, цинка, мышьяка; в первичных рудах содержатся пирит, гематит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин, касситерит.

Окисление распространено до глубины 40 м. На всем протяжении зоны установлено весьма бедное оруденение (по 0,05—0,1% свинца и цинка, 0,01—0,08% олова). В восточной половине зоны на протяжении 1 км наблюдаются повышенные концентрации висмута (0,01—0,05%), меди и мышьяка (по 0,05—0,1%). Выделяются пять рудных тел мощностью 1,75—5 м и длиной 50—100 м с 0,09—0,26% висмута. Два из них прослежены на глубину 70 и 100 м. В восточном теле, представленном окварцованными породами с железной слюдкой, висмут ассоциирует с медью (до 2,2%), мышьяком (до 10%), свинцом, молибденом (до 0,03%), вольфрамом (до 0,03%), серебром (до 40 г/т), отмечается до 0,21% кобальта. В западном теле, кроме того, встречается олово (0,02—0,08%) и висмутовое оруденение с глубиной сменяется оловянным. В висячем боку обнаружена крутопадающая апофиза, сложенная пиритизированной хлорит-мусковит-кварцевой массой с 0,14% олова. Подобная смена по падению висмутового оруденения оловянным установлена и в соседнем профиле.

Есть основание считать, что в одной трещинной структуре совмещено оруденение двух позднегерцинских формаций: касситерит-силикатной и висмутовой кварцевожильно-грейзеновой. Этим и объясняется горизонтальная и вертикальная зональность. Висмут в ассоциации с железной слюдкой отложился преимущественно в областях окварцевания в восточной половине структуры, вблизи контакта гранитов. Олово преобладает в центре и на западном фланге. Привнесено оно в несколько стадий: пиритовую со свинцом и цинком, пирит-хлоритовую с этими же металлами и кварц-хлорит-пиритовую с висмутом, мышьяком и медью.

Рудопроявление Сегизсала находится в одноименном урочище, на северо-западе от ст. Карасай.

Рудное поле расположено в восточной эндоконтактовой зоне Желтауского многофазного плутона с пологой кровлей. Крупнозернистые биотитовые граниты прорваны небольшими телами неправильной формы и дайками мелко- и среднезернистых биотитовых гранитов. В них большей частью и располагаются кварцевожильно-грейзеновые тела с молибдено-висмутовой минерализацией. Жильные минералы — кварц, мусковит, турмалин, флюорит, кальцит. Грейзенизация относительно слабая, так как нигде дальше фации слюдяно-кварцевых грейзенов метасоматическое преобразование гранитов не зашло. Часты гематитсодержащие разности грейзенов, зонки грейзенизированных гранитов. Мощность грейзеновых зон колеблется от сантиметров до 4 м. Кварцевые жилы в грейзенах имеют мощность до 0,7 м. Протяженность жил, прожилков и зон грейзенов от первых десятков метров до 400 м. Оруденение довольно слабое.

В рудном поле выделено пять участков, отстоящих друг от друга на 1—1,5 км. Наиболее крупным объектом является рудопроявление Сегизсала I. Рудные тела в нем представлены кварцевыми жилами и грейзеновыми зонами протяженностью 160—400 м и мощностью 0,3—1,5 м. Простирание их северо-западное, 280—350°, падение на северо-восток под углами 15—45°. Морфология рудных тел простая, иногда наблюдалось ветвление жил. Грейзены слюдяно-кварцевые или кварц-слюдяные, почти всегда с гематитом.

Рудная минерализация бедная, в основном приурочена к кварцевым жилам, которые содержат неравномерную вкрапленность висмутина, самородного висмута, молибденита, пирита, магнетита, гематита. Из гипергенных минералов присутствуют повеллит, бисмутит, малахит, халькозин, вульфенит.

Наиболее оруденелые жилы 1, 2 и 4 прослежены на 700 м при средней мощности 0,8 м. Они содержат 0,23—0,9% висмута и 0,02—0,03%

молибдена. На глубину мощность жил и концентрации висмута резко уменьшаются.

Рудопроявление Ельшибай I расположено на левом берегу р. Чажогай, в яшмо-песчаниковой толще кембро-ордовикского возраста, в надинтрузивной зоне безымянного массива средне-позднедевонских гранитов кылчинского комплекса. Толща вытянута в близширотном направлении и круто падает на юг. В зоне контакта песчаники преобразованы в биотитовые роговики, а яшмы — в микрокварциты.

С поверхности вкрапленность пирита, халькопирита, арсенопирита, галенита, кераргирита, касситерита встречается в осевой части близмеридиональной зоны окварцевания на площади 500×10 — 15 м. В бороздовых пробах установлены (%): висмут — 0,001—1,0, свинец — 0,01—0,2, олово — до 0,02, ртуть — 0,005—0,01, серебро. Рудопроявление заслуживает изучения на глубину.

МОЛИБДЕНОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Молибденовая минерализация помимо собственно молибденовых формаций широко развита во многих других рудных формациях. В качестве сопутствующей наиболее заметно она проявлена в меднорудной кварцевожильной формации шатыркольского гидротермального типа, а также в комплексных, преимущественно вольфрамовых редкометальных (тип Караобы) и висмутовых (тип Сегизсалы) кварцевожильно-грейзеновых формациях, характеристика которых дается в соответствующих разделах.

К собственно молибденовым формациям отнесены проявления минерализации, в которых резко преобладает молибден. Они составляют примерно одну четверть от общего числа редкометальных объектов (120 рудопроявлений). Размещение молибденового оруденения на территории Чу-Илийского рудного пояса неравномерное, узловое, что обусловлено приуроченностью его главным образом к участкам развития вулканитов девона и кислых гранитоидов разного возраста, а также наличием благоприятных вулканогенных (кальдерных) и плутоногенных (системы интрузив — надинтрузивная зона) рудолокализующих структур.

Намечаются такие районы развития преимущественно молибденового оруденения: Шалгиинский, Майтоккенский, Булаттауский, Каибский, Байтальский.

Интересной молибденовой формацией является кварц-пропилитовая прожилково-вкрапленная минерализация типа месторождения Шалгия, обладающая крупными запасами молибдена, но при невысоких его концентрациях в рудном теле. К настоящему времени накоплен достаточно убедительный материал о гиповулканогенном происхождении главной части оруденения, который идет в разрез с прежними взглядами о чисто плутоногенном его происхождении. Поскольку исследователи, в том числе и авторы очерков о месторождениях, придерживаются разных представлений, то при описании таких объектов изложены две точки зрения.

Рудная минерализация шалгиинского типа своеобразна. Здесь развиваются серицит-кварцевые и кварцевые метасоматиты и жильно-прожилковые проявления. Основная масса молибденита связана с тонкокристаллическим роговиковым кварцем и представлена тонкодисперсными распыленными выделениями и мономинеральными скоплениями его по мелким трещинкам. К этому типу можно с уверенностью отнести и интересное рудопроявление Кызылжал.

Специфическая, так называемая низкотемпературная молибденовая формация представляет собой крайний член вулканогенных молибден-редкоэлементных образований с переменным количеством молибдена и

редких элементов. В березитизированных девонских вулканитах развиты частые прожилки с фемолитовыми эксгаляционными возгонами чаще всего мелкочешуйчатой молибденовой минерализации по трещинкам в кварце и метасоматитах.

Особняком стоят многочисленные, большей частью мелкие проявления кварцевожильной молибденовой плутоногенной формации с редуцированным развитием грейзенизации. Это либо кварцевые образования внутриинтрузивных зон трещиноватости в пермских гранитных интрузиях и вмещающих породах (пример Салют) с достаточно высокими концентрациями молибдена, либо около- или надинтрузивные зоны нижних частей рудной колонны комплексных редкометальных кварцевожильно-грейзеновых месторождений девона (Майтоккен) и перми (Сопочное). В последних это пока чаще всего штокверки с убогой молибденовой минерализацией.

Кварц-пропилитовая прожилково-вкрапленная (гиповулканогенная) формация

Месторождение Шалгия

Месторождение Шалгия расположено к югу от г. Каражала, в районе, достаточно освоенном в геолого-промышленном отношении.

Рудное поле. В строении рудного поля месторождения принимают участие четыре крупных структурно-магматических элемента: гранитные плутоны Мунлу и Куу, разделяющая их шестикилометровая полоса выходов базит-гипербазитовых пород Шалгиинского массива и зона глубинного Шалгия-Караобинского разлома северо-западного простирания, пространственно совпадающая здесь с выходами Шалгиинского массива. Вмещающими породами гранитных плутонов являются нижне-среднедевонские вулканогенные образования, широко развитые в прилегающих районах, где они слагают Мунлинскую антиклиналь (Шульга и др., 1976).

Массив Мунлу принадлежит к широко развитому в Чу-Илийском регионе средне-позднедевонскому (кылчинскому) интрузивному комплексу. Калий-аргоновый возраст гранитов колеблется от 360 до 388 млн. лет при среднем 377 млн. лет. Формирование плутона происходило в две фазы (или ритма), давшие близкие по структуре и составу продукты кристаллизации.

Содержания породообразующих минералов в гранитах главной фазы колеблются в следующих пределах (%): плагиоклаз (№ 24—29) — 26—40; микропертитовый калинатровый полевой шпат — 29—38; кварц — 28—32; биотит — 2,5—3,5. Средний химический состав гранитов (I и II фазы соответственно, %): SiO_2 — 73,27 и 73,46; TiO_2 — 0,32 и 0,26; Al_2O_3 — 13,90 и 13,59; Fe_2O_3 — 1,11 и 1,08; FeO — 1,65 и 1,96; MnO — 0,05 и 0,05; MgO — 0,52 и 0,41; CaO — 1,38 и 1,28; Na_2O — 3,28 и 2,95; K_2O — 4.0 и 4,20; P_2O_5 — 0,07 и 0,06.

Массив Куу принадлежит к пермскому интрузивному комплексу, сформированному в позднегерцинской зоне субширотного простирания. Он сложен лейкократовыми гранитами различной структуры, сформированными в три фазы. Две последние фазы завершаются постмагматическими образованиями типа высокотемпературных кварцевых жил с грейзеновыми оторочками и грейзенами, несущими редкометальное оруденение: молибденовое, вольфрамовое и др.

Шалгиинский массив основных-ультраосновных пород площадью около 65 км² обнажен слабо, а на выходах обычно перекрыт корой вывет-

ривания (монтмориллонитовые образования, бирбириты), интенсивно дислоцирован и изменен под воздействием гранитных плутонов Мунлу и Куу.

Шалгия-Караобинская зона разломов представлена серией разрывных нарушений северо-западного простирания (295—300°), сменяющих последовательно или кулисообразно друг друга. Замеры плоскостей рассланцевания с поверхности указывают на их северо-восточное падение под углами 45—75° (Щерба, 1960), геофизические данные свидетельствуют в целом о крутом характере зоны (Юнаковская, 1960). Шалгия-Караобинский разлом является долгоживущим и послужил путем подъема мафит-ультрамафитовых тел, вдоль него происходили вулканические извержения и внедрение субвулканических интрузий в раннем — среднем девоне, он же контролировал форму примыкающих к нему гранитных плутонов.

Характеристика месторождения. Геологическая ситуация на участке месторождения Шалгия показана на рис. 83. Центральная его часть сложена породами мафит-ультрамафитового Шалгиинского массива, юго-западная занята выходами гранитного массива Мунлу, северная и восточная— девонскими вулканогенными и субвулканическими образованиями. В центре участка широко развиты дайковые образования разных возрастов.

Шалгиинский массив в пределах месторождения сложен преимущественно амфиболитами, содержащими кроме роговой обманки плагиоклаз, реликты оливина и пироксена. Нередко породы состоят почти из одного амфибола ряда актинолита. Менее развиты серпентиниты и плагиоклазиты. Серпентиниты представлены в основном антигоритовой разновидностью и всегда располагаются гипсометрически выше амфиболитов. Плагиоклазиты обнажены на северо-западном фланге, вероятнее всего, они представляют собой отторженный дифференциат Шалгиинского массива. Сложены основным олигоклазом — кислым андезином и незначительным количеством кварца (до 5—10%), обнаруживающего признаки вторичного метасоматического происхождения, затем хлорита и биотита (до 5—8%).

Девонские вулканогенные образования представлены различными фациями. В центре месторождения обнажается штокообразное тело микрогранит-порфиров, имеющее в поперечнике около 0,2×0,5 км и являющееся, по всей видимости, субвулканической фацией. От него в субширотном направлении отходит ряд даек-апофиз кварцевых порфиров и фельзит-порфиров. Основная площадь сложена мелкообломочными туфами дацитовых порфиров с узким выходом фельзитов на гребне горы Шалгия. Вулканиты сильно изменены и превращены в порфироиды и серицито-кварцевые метасоматиты типа вторичных кварцитов.

Юго-западный фланг месторождения занят выходами мелко-среднезернистых слабопорфировидных гранитов второй фазы Мунлинского массива. Контакты массива здесь пологие, с падением на северо-восток. В этом же направлении (по геофизическим данным) граниты продолжаются до месторождения и несколько дальше в виде подземного гребневидного выступа.

На месторождении широко развиты дайковые образования. Среди них выделяются две группы — дорудные и послерудные.

Дорудные дайки образуют сравнительно узкий, но протяженный пояс северо-западного простирания. Простирание отдельных даек меняется от северо-западного до субширотного, падение на северо-восток под углом 45°, мощность самая различная, максимальная — до 60 м. Дайки отходят от штока микрогранит-порфиров и вблизи него сложены тонкозернистыми микрогранитами. По мере удаления от штока крупность зер-

на в них уменьшается и породы приобретают облик кварцевых порфиров или даже фельзитов.

Послерудные дайки — самые молодые интрузивные образования на месторождении. Элементы их залегания такие же, как и предыдущих; мощность иногда достигает 100 м. Наиболее широко представлены дайки

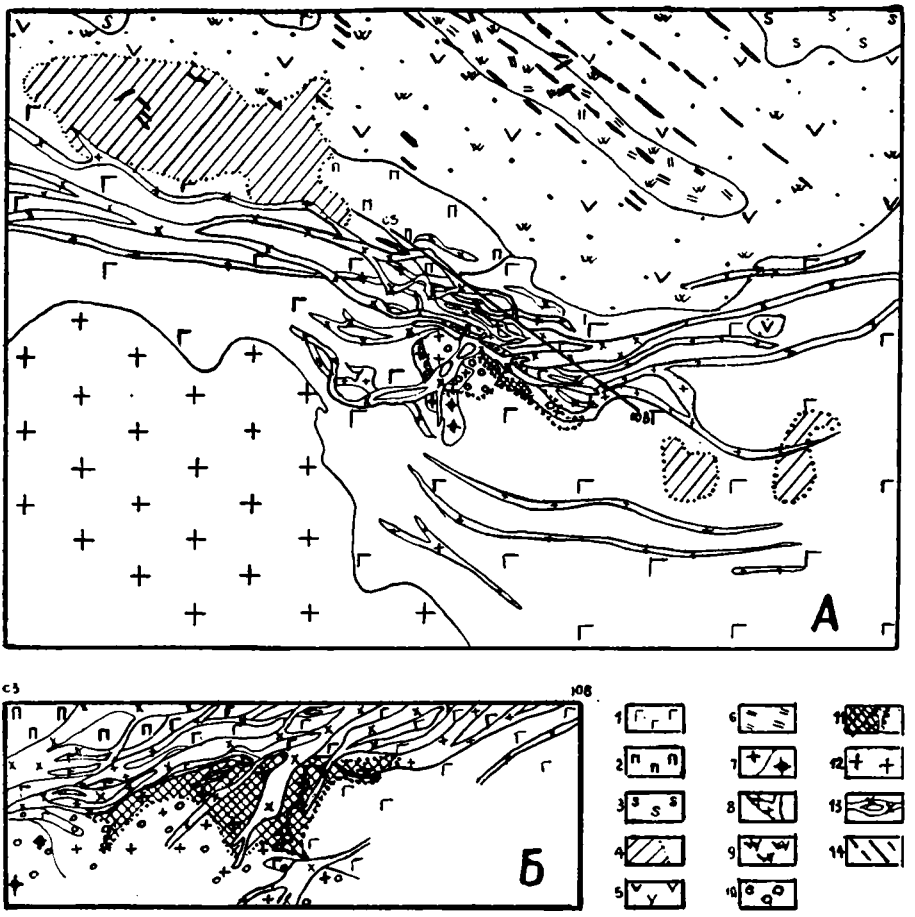


Рис. 83. **Геологическая схема (А) и разрез (Б) месторождения Шалгия** *(по М. А. Ксноплянцеву, В. И. Серых, Л. Г. Егорычеву, с изменениями ИГН)*

1—4 — доаренигский гипербазит-базитовый комплекс, Шалгиинский массив: *1* — габбро-амфиболиты, амфиболиты, *2* — плагиоклазиты, *3* — серпентиниты, *4* — бирбириты; *5, 6* — нижне-среднедевонские вулканогенные образования: *5* — туфы андезито-дацитового и дацитового состава, *6* — фельзиты; *7* — микрогранит-порфиры и фельзит-порфиры штокообразного тела; *8* — дайки-апофизы фельзит-порфиров; *9* — вторичные кварциты; *10* — мусковит-серицит-кварцевые метасоматиты; *11* — рудное тело; *12* — средне-верхнедевонский интрузивный комплекс, плутон Мунлу, вторая фаза, мелко-среднезернистые субнормальные и лейкократовые граниты; *13* — послегранитные дайки, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры; *14* — кварцевые жилы и прожилки

гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, значительно меньше — граносиенит-порфиров, диорит-порфиритов и диабазов. По составу и структуре эти дайки обнаруживают полную аналогию с послегранитными дайками, развитыми в пределах массива Мунлу.

Рудные тела выражены существенно кварцевым штокверком и зонами сплошного окварцевания, иногда жилообразной формы. Наибольшее практическое значение имеет штокверковое оруденение. Штокверк развит

главным образом по телу микрогранит-порфиров. Максимальная глубина оруденения в центральной части достигает 600 м. На глубине плотность прожилкования уменьшается. Штокверк распространен также в дайках-апофизах кварцевых порфиров, причем вблизи штока так же интенсивно, как и внутри него; при удалении плотность штокверка значительно уменьшается. Наименее интенсивно штокверк развит по зонам дробления в амфиболитах, в экзоконтакте микрогранит-порфиров.

Состав руд. В целом руда представляет собой серицит-кварцевые метасоматиты по вулканитам, гранит-порфирам и амфиболитам.

Поскольку штокверк залегает в разных по составу породах, то это определило различные типы прожилков в них и особенности вещественного состава. Последовательность формирования прожилков, их вещественный состав в разных средах и сопоставление синхронных образований детально охарактеризованы ранее (Щерба, 1960).

Обобщенная схема последовательности кристаллизации минералов в различных типах прожилков приводится ниже.

I. В микрогранит-порфирах и фельзит-порфирах:

Кварц-молибденитовые	Сц-Кв-Мо
Кварц-вольфрамит-молибденитовые	Сц-Мг-Ге-Вф-Ше-Кв-Фл-Пи-Мо
Кварц-сульфидные	Кц-Кв-Фл-Пи-Сф-Гл

II. В амфиболитах и серпентинитах:

Кварц-шеелитовые	Ше-Кв
Кварц-молибденитовые	Кв-Пи-Мо
Кварц-полевошпатовые	Кпш-Кв-Пи-Мо
Кальцитовые	Кц-Кв-Пи
Кварц-сульфидные	Кц-Кв-Пи-Хпр-Сф-Гл
Хлоритовые	Хл-Пи-Хпр

Изучение вещественного состава руд месторождения Шалгия позволило составить таблицу распространенности минералов (табл. 19).

Главный полезный компонент руд — молибден, сопутствующие — вольфрам, медь, свинец, которые практического значения не имеют.

Молибденит обнаружен в различных типах прожилков, где образует не менее пяти генераций. Главным образом он приурочен к тонкозернистому кварцу прожилков, в меньшей степени — к крупнокристаллическому кварцу. Отмечается тесная ассоциация молибденита с серицитом. Молибденит также образует тонкую полосовую вкрапленность в кварцевых и кварц-мусковит-серицитовых породах. В кварцевых жилах и прожилках молибденит присутствует в виде очень мелких чешуек со средним размером 0,05 мм, образует скопления и полосы, вытянутые вдоль зальбандов. Молибденит содержит (%): Ni — 0,003—0,05; Bi — 0,001—0,002; As — до 0,03.

Контуры вольфрамового оруденения в целом совпадают с молибденовым. Среднее содержание WO_3 в рудах среди микрогранитов всего 0,018%, в амфиболитовых рудах — 0,034%. Среднее содержание меди — 0,027%, свинца — 0,018%. Кроме того, в самих амфиболитах участками отмечаются повышенные содержания кобальта и никеля.

Околорудные изменения. В вулканогенных породах процессы кислотного выщелачивания привели к замещению первичных породообразующих минералов кварцем и мелкочешуйчатым мусковитом-серицитом.

Наиболее глубоко преобразованные участки сложены ассоциацией кварца, мусковита, серицита, турмалина, топаза, андалузита. Количественные соотношения этих минералов варьируют при повсеместном значительном преобладании кварца. Структуры пород — реликтовая, микрогранобластовая, бластопорфировая. Размер зерен от 0,1 до 0,3 мм.

Грейзенизация в пределах рудного поля относительно слабая. Развиты в основном слюдяно-кварцевые и топаз-слюдяно-кварцевые разности грейзенов кварцевой ветви, являющиеся продуктами замещения микрогранит-порфиров.

Таблица 19

Минералогический состав руд Шалгии

Основные минералы	Распространенные минералы	Мало распространенные минералы	Редкие (акцессорные) минералы
	Гипогенные		
Кварц Серицит Кальцит Калиевый полевой шпат Пирит	Тальк Альбит Серпентин Биотит Амфибол Доломит Молибденит Халькопирит	Топаз Магнезит Флюорит Эпидот Гематит Галенит Сфалерит Шеелит и др.	Сидерит Апатит Ильменит Магнетит Мушкетовит Рутил Марказит Вольфрамит Пирротин Висмутин Касситерит Айкинит Циркон и др.
	Гипергенные		
	Опал Халцедон Гидроокислы железа Нонтронит Гипс	Ферримолибдит Повеллит Гетит Гидрогетит Псиломелан	Борнит Халькозин Ковеллин Азурит Малахит Англезит Церуссит Вульфенит Ярозит и др.

В амфиболитах Шалгиинского массива также проявлены процессы кислотного выщелачивания, но их связь с теми или иными магматитами не установлена. Выражены они в серпентинизации, тремолитизации, биотитизации и окварцевании исходных пород, вплоть до превращения их в тремолит-актинолитовые метасоматиты, флогопитовые слюдиты, тальковые породы и самые поздние поверхностные бирбириты.

Послерудные дайки также несут следы вторичных изменений. По плагиоклазу, биотиту вкрапленников, а также магнетиту развиваются хлорит и эпидот. Последние замещаются более поздней ассоциацией мелкочешуйчатого мусковита, кальцита и кварца.

Генезис. По мнению одних исследователей, месторождение Шалгия генетически связано с гранитным массивом Мунлу (Ежов, 1964; Коноплянцев, 1959; Повилайтис, 1975; Серых, 1976 и др.). Считается, что оруденение накладывается на внутриинтрузивные дифференциаты средне-верхнедевонского плутона Мунлу и пересекается его послегранитными дайками (дайки второго этапа).

Другая группа исследователей (Г. И. Бедров, Г. Н. Щерба и др.) склонна была связывать оруденение с более молодой интрузией позднегерцинских гранитов Куу.

В настоящее время получены новые данные, позволяющие пересмотреть этот вопрос. Это наличие прямой связи молибденового оруденения с экструзивными девонскими вулканитами на другом аналогичном проявлении. На месторождении Шалгия главная масса молибдено-

вого оруденения приурочена к экструзивным дайкообразным телам фельзитовых порфиров и к штокообразному телу микрогранит-порфиров, которое по своему строению и соотношению с телами фельзитовых порфиров (наличие постепенных переходов от фельзитов к микрогранитам) является, скорее, субвулканической фацией девонских вулканитов, слагающих гору Шалгия. Описанные метасоматиты более характерны для вулканических центров (серицитизация, каолинизация, хлоритизация, окварцевание и т. п.). Рудам присущи монометальность и наличие тонкодисперсного рассеяния молибденита в серицит-кварцевой или существенно кварцевой массе метасоматических зон и прожилков полосчатого строения. Все это свидетельствует о связи основной массы молибденовых руд Шалгии с девонским вулканизмом и о принадлежности к серицит-кварцевой вулканогенной (рудной) формации. Склоняясь ко второму выводу, Г. Н. Щерба указывает также на факты динамометаморфизма и регенерации руд.

В рудном поле Шалгии имеется еще не менее двух генераций молибденового оруденения. Первая — регенерация части молибденита и вовлечение его в послемагматическую деятельность девонской гранитной интрузии Мунлу, которая также специализирована на молибден (точки Сортас, Академическая, Жангиз и др.). На Шалгие это часть генераций штокверка, представленная мономинеральными молибденитовыми и молибденит-кварцевыми прожилками выполнения, тяготеющими к юго-западной части рудного поля. Молибденит в таких прожилках часто перетерт и размазан по трещинкам. Вторая — регенерация молибденита в связи с послемагматической деятельностью герцинской интрузии Куу, охватившая часть штокверка с наложенной грейзенизацией и наличием прожилков шестоватого кварца с крупночешуйчатым молибденитом и вольфрамитом.

Крупные размеры месторождения, значительно изменившееся географо-экономическое положение рудного поля, наличие в районе других действующих горнопромышленных предприятий, изменение технологии обогащения руд, ранее считавшихся труднообогатимыми из-за тонкодисперсного рассеяния основной массы молибденита, обнаружение вблизи других подобных объектов (Комсомольское и др.) значительно повышают перспективы освоения месторождения. Кроме того, рудное поле и руды полностью не оконтурены на флангах и на глубину. Новый взгляд на генезис повышает не только перспективы месторождения Шалгия, но и других вулканических центров.

Рудопроявление Кызылжал

Рудопроявление расположено северо-восточнее рудника им. Джамбула.

Участок сложен породами яшмовой и песчаниковой толщ кембрия — силура и гранитоидами, образующими на поверхности два самостоятельных тела. Вмещающие породы прорваны многочисленными дайками гранитов и диабазовых порфиритов. Редкометальная минерализация приурочена в основном к субвулканическим телам гранит-гранодиоритового состава. По имеющимся данным, признаки минерализации со штокверковой прожилковатостью прослеживаются на большой площади размером 2×0,5 км, вытягивающейся в субширотном направлении. В приповерхностной зоне, несмотря на процессы выщелачивания молибденита, по пробам из делювия отмечаются ореолы с достаточно высокими (0,03%) содержаниями молибдена. Характер проявления минерализации на Кызылжале подобен таковому месторождения Шалгия: здесь

также проявлены интенсивное окварцевание и тонкодисперсный молибденит в метасоматическом кварце. Небольшие разведочные работы проведены лишь на двух аномальных участках площади. Шесть скважин глубиной от 200 до 300 м, пройденные в разное время в двух профилях, недостаточны для окончательной оценки рудопроявления. Приведенные данные позволяют считать участок Қызылжал перспективным, на нем необходимо продолжать разведочные работы.

Кварцевожильная формация

Рудопроявление Салют

Рудопроявление Салют расположено на левом берегу р. Атасу, северо-восточнее рудника им. Джамбула.

Участок сложен диабазовыми порфиритами и кварцевыми порфирами, прорванными интрузией гранит-порфиров, предположительно пермского возраста.

Среди диабазовых порфиритов наблюдается серия кварцевых жил, а в гранит-порфирах отмечается густая сеть мелких прожилков кварца. На участках, перекрытых современными отложениями, прослежены две кварцевые жилы с молибденовым оруденением. Вполне вероятно присутствие на данной площади и других кварцевожильных тел, о чем свидетельствуют отдельные разрозненные высыпки в делювии того же кварца с вкрапленностью молибденита. Обе рудные жилы имеют мощность 0,3—0,5 м и прослеживаются по азимуту 310°; первая — до 100 м, вторая — до 50 м.

Рудная минерализация представлена молибденитом в виде отдельных крупных вкраплений (розетки до 1,5 см в диаметре) и мелкой густой вкрапленности в массе серого кварца промышленной концентрации. В тонких кварцевых прожилках среди гранит-порфиров визуально молибденовое оруденение не установлено.

Прослеженные рудные жилы, отдельные высыпки кварца с молибденитом, серия мелких кварцевых прожилков в гранит-порфирах дают основание предполагать наличие двух типов оруденения: жильного и штокверкового.

Участок рудопроявления Салют не изучен, является перспективным и требует разведки с поверхности и на глубину.

Рудопроявление Многожильное

Рудопроявление находится на юге Булаттауского массива вблизи крупного останца его кровли, представленного сланцами и кварцитами бурубайтальской свиты (кембрий — ордовик). Оно приурочено к зоне развития региональных широтных разломов — Тасжарган-Сарыбулакского (на юге рудного поля) и Южно-Булаттауского (на севере). Сопряженные с ними локальные нарушения меридионального направления нередко несут редкометальное оруденение. Участок рудопроявления сложен гранитоидами (рис. 84), среди которых наиболее широко развиты породы всех фаз ранне-среднедевонского кызылжартасского комплекса. Они прорваны тремя небольшими телами среднезернистых лейкократовых гранитов второй фазы кылчинского комплекса (D_{2-3}), которые являются апикальными выступами единого более крупного интрузива. Гранитоиды альбитизированы, иногда с образованием достаточно мощных (более 10 м) зон альбититов. Более ранние кызылжартасские гранитоиды на контакте интенсивно биотитизированы и окварцованы. Секущие субширот-

ные дайки фельзитов и гранит-порфиров относятся к ергебулакскому дайковому комплексу (D_3).

Оруденение связано с серией субмеридиональных кварцевых жил, с кварцевыми прожилками штокверкового типа, измененными гранитоидами. Мощность жил 0,2—2,5 м, падение на запад под углами 70—85°;

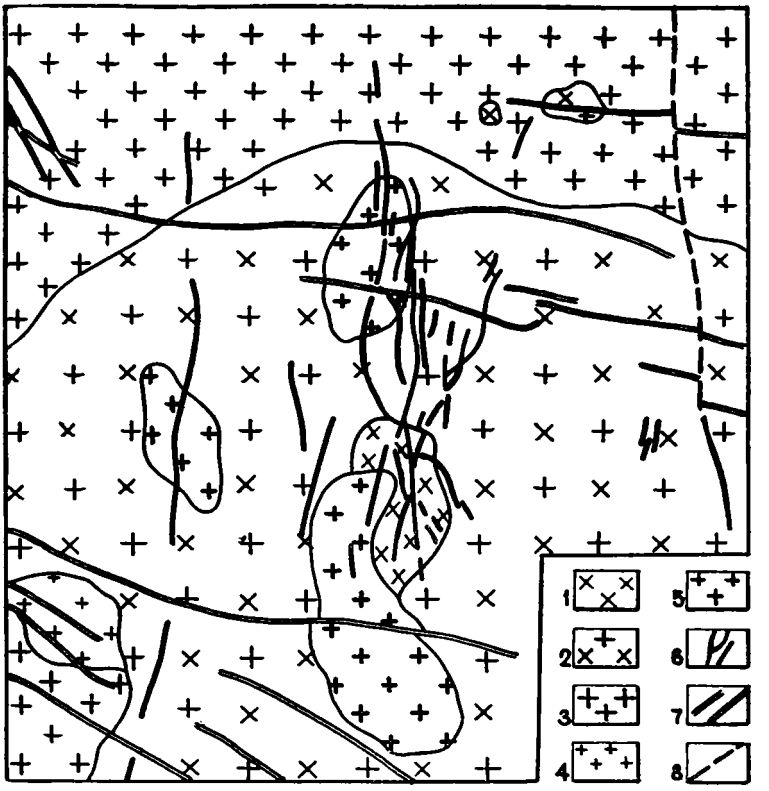


Рис. 84. **Схема геологического строения рудопроявления Многожильного** *(по В. И. Серых, Ю. А. Габову и С. М. Жарину)*

1—4 — ранне-среднедевонский (кызылжартасский) интрузивный комплекс: *1* — I фаза, среднезернистые кварцевые диориты, *2* — II фаза, мелко-среднезернистые неравномернозернистые и слабопорфировидные гранодиориты, *3* — III фаза, мелко-среднезернистые нормальные граниты, *4* — III фаза, жильные образования, мелкозернистые граниты; *5, 6* — средне-позднедевонский (кылчинский) интрузивный комплекс: *5* — II фаза, среднезернистые и мелко-среднезернистые лейкократовые граниты, *6* — кварцевые жилы; *7* — позднедевонский (ергебулакский) дайковый комплекс — фельзитовидные гранит-порфиры и сферолитовые фельзиты; *8* — разрывное нарушение

мощность наиболее крупной жилы 2 м, длина 900 м. Главный рудный минерал — молибденит — образует неравномерную вкрапленность отдельных чешуек и их агрегатов в жилах, прожилках, измененных гранитоидах, заполняет в последних тонкие трещинки. Содержание молибдена колеблется от 0,002 до 0,5%, составляя в главной жиле 0,14%. Прочие рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, галенитом, халькозином; редко встречаются шеелит, касситерит, ильменит, рутил. В зоне окисления (примерно до глубины 25 м) рудные минералы либо полностью выщелочены, либо замещены вторичными — повеллитом, молибдитом, охрами, лимонитом.

Рудопроявление и его окрестности изучены слабо. Целесообразна постановка здесь поисково-разведочных работ. В первую очередь долж-

ны быть оценены масштабы оруденения в измененных гранитоидах кызылжартасского комплекса. Благоприятными признаками для поисков практически интересных концентраций редкометальных руд на участке являются наличие перспективного штокверкового типа оруденения и широкое развитие в гранитоидах процесса альбитизации, сопровождающегося, как известно, явлениями экстрагирования рудных компонентов.

Рудопроявление Сопочное расположено западнее залива Кашкантениз. Оно сложено породами алевропесчаниковой толщи ордовика, про-

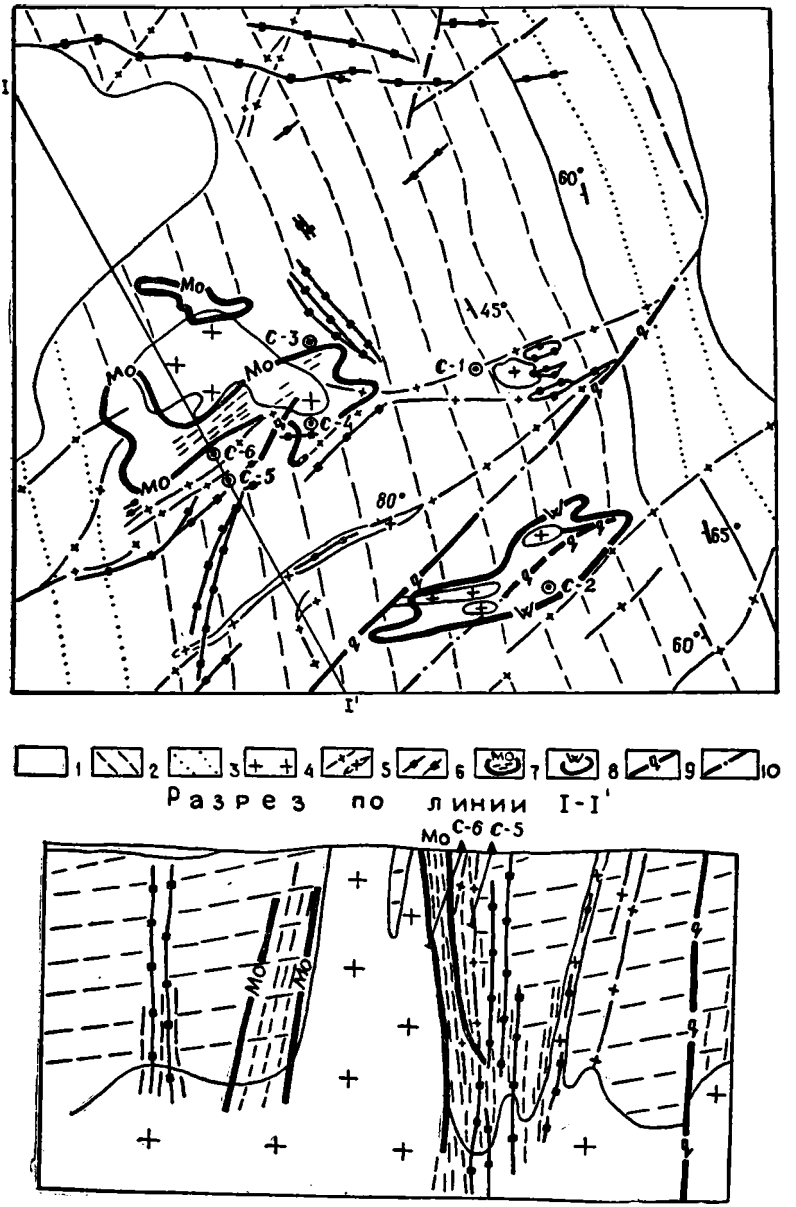


Рис. 85. **Геологическое строение рудопроявления Сопочного** *(по В. И. Волобуеву)*

1 — современные отложения; *2* — алевролиты, алевропесчаники; *3* — песчаники; *4* — граниты, гранит-порфиры; *5* — дайки гранит-порфиров; *6* — зоны интенсивной пиритизации; *7* — молибденовый штокверк; *8* — вольфрамовый штокверк; *9* — зоны окварцевания и кварцевые жилы; *10* — тектонические разрывы

стирающейся на северо-запад (345°) и падающей на юго-запад под углами 45—65° (рис. 85). В центре площади имеется небольшой шток гранитов размером 360×160 м. Контакты его почти вертикальные. Сложен он преимущественно крупнозернистыми порфировидными гранитами, гранит-порфирами и гранофирами. Восточнее и юго-восточнее штока обнажаются еще мелкие выходы подобных пород, являющиеся выступом массива, расположенного на глубине.

Дайки гранит-порфиров длиной до 1 км при мощности до 15 м вытянуты на северо-восток (50—60°). В ближайших к штоку дайках развита интрузивная брекчия, в которой мелкие обломки осадочных пород сцементированы гранитной массой. Кроме того, встречаются маломощные (до 1 м) близмеридиональные дайки мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров, трахилипаритовых и кварцевых порфиров с флюидальной текстурой; длина их до 300 м.

Вмещающие алевролиты и песчаники повсеместно ороговикованы, особенно вблизи штока, где развиты кварц-биотитовые, биотитовые, хлорит-биотитовые роговики с актинолитом и роговой обманкой.

Рудная минерализация распространена в контурах, вытянутых в северо-восточном направлении (рис. 85). Процессами грейзенизации здесь охвачены разнообразные породы. Серицит-мусковитовые, кварцевые и кварц-серицитовые грейзены слагают жилы, линзы, гнезда. Иногда мусковит-кварцевые метасоматиты обогащены флюоритом, топазом (до 5—20%). Прожилки кварца развиты в штоке гранитов и его боках и в восточном теле. Вкрапленная и прожилково-вкрапленная пиритизация создало кольцеобразную структуру вокруг штока до 2,2×1,5 км в поперечнике. Максимально она проявлена в зонах мощностью до 5 м, линзах и гнездах. В близширотных зонах интенсивной пиритизации на севере отложилось олово.

Северо-восточная зона окварцевания мощностью до 5 м делит рудную площадь на две части; юго-восточный блок предположительно опущен.

Молибденовый штокверк приурочен к штоку гранитов. Гипогенный ореол охватывает главным образом окружающие роговики и имеет вид кольца шириной 80—150 м, а сам штокверк — трубообразную форму. Повышенные концентрации молибдена приходятся на южный и северо-восточный секторы, где связаны с зоной прожилков шириной 30—40 м, вытянутой на северо-восток (60°). В ней роговики рассечены крутопадающими, изредка пологими прожилками кварца, нередко с друзами кальцита, мусковита и серицита. В них отложились пирит, молибденит, халькопирит, изредка другие минералы. Молибденит слагает обычно мелкие кристаллы в доли миллиметра. Скопления его образуют нитевидные полоски в боках крутых прожилков. Среди прожилков залегают и тела грейзенов с молибденитом и халькопиритом.

Помимо штокверка молибден отмечен и в штоке гранитов, дайках гранит-порфиров, интрузивной брекчии и зонах пиритизации. Привнос молибдена осуществлялся в три стадии: с грейзенами, затем с кварцевыми и кварц-кальцитовыми жилами, а в конце — с зонами пиритизации и кварц-пиритовыми жилами.

Вольфрамовая минерализация приурочена к юго-восточной части кольца, к трем широтно вытянутым телам грейзенизированных гранит-порфиров. Минерализация заключена в крутопадающих прожилках кварца с пиритом, образующих штокверковые тела.

Наблюдается горизонтальная зональность в распределении металлов: молибденовое оруденение локализуется вокруг главного штока гранитов, а по периферии размещается ореол пиритизации с редкими разрозненными вольфрамоносными участками. К апикальным частям мел-

ких тел гранитов приурочена монометальная и комплексная (висмут, олово и др.) минерализация.

Благоприятная структурная позиция и размеры площади оруденения позволяют рекомендовать здесь поиски штокверковых руд на глубине.

Рудопроявление Приозерное находится западнее залива Сарышаган, вблизи одноименного медного месторождения.

Участок расположен в юго-западном экзоконтакте Сарышаганского гранитного массива и сложен эффузивами, песчаниками и гранитами. Эффузивы условно относятся к среднему девону и представлены кварцевыми порфирами, нередко флюидальной текстуры, и базокварцевыми альбитофирами. На юго-востоке развиты силурийские полимиктовые песчаники и туфы. Среди эффузивов и песчаников залегают дайки и дайкообразные тела кварцевых порфиров, базокварцевых альбитофиров, гранодиорит-порфиров, гранитов и диоритовых порфиритов.

Рудоносный участок вытянут в северо-восточном направлении на 2 км при ширине до 600 м и ограничен с юго-запада меридиональным разломом, а с северо-востока — массивом гранитов. Молибден локализуется преимущественно в эффузивах, которые интенсивно изменены гидротермальными процессами: пиритизированы, окварцованы, серицитизированы, каолинизированы. Зоны и линзы сильной пиритизации вытянуты меридионально и на северо-запад. Ореол молибдена (0,005—0,02%) установлен на площади 0,4 км^2, где приурочен к площадям пиритизации и развития прожилков кварца (с флюоритом и баритом), полевого шпата. Молибденит, иногда с пиритом и халькопиритом, находится преимущественно в прожилках кварца, размещен по нитевидным трещинкам или в виде просечек; реже вкрапления его рассеяны в породе. Прожилки с молибденитом пересекают прожилки с халькопиритом.

Зона окисления и выщелачивания распространяется до глубины 30—40 м. Рудные минералы в ней: лимонит, гематит, малахит, хризоколла, брошантит, ковеллин, борнит, халькозин. Первичные минералы: пирит, халькопирит, молибденит, арсенопирит, магнетит.

Для представления о типе оруденения пробурены две мелкие вертикальные скважины. В центре участка на протяжении 109 м в одной из них в среднем содержится 0,028%, максимально 0,08% молибдена, на юго-западе — на 74 м — 0,015% молибдена.

Помимо вулканитов молибден отмечен в песчаниках силура и гранитах массива. Рудопроявление относится к кварцевожильным штокверкам. Сопутствующим компонентом является медь (до 0,2%). Необходима постановка оценочных работ.

Низкотемпературная молибденовая формация

Одно из месторождений этой формации расположено вблизи контакта с гранитным массивом, в вулканогенных образованиях нижнедевонской коктасской свиты. На площади развиты андезиты, андезито-дациты, липариты, липарито-дациты и их туфы (рис. 86).

Непосредственно на рудопроявлении развиты лейкократовые граниты второй фазы интрузива и их дифференциаты. Они граничат с вулканитами коктасской свиты по широтному разлому, плоскость которого падает на юг под углами 60—90°. Вулканиты вдоль этой границы повсеместно ороговикованы и интенсивно рассланцованы. Они калишпатизированы, пропитаны калишпатовыми и кварц-калишпатовыми прожилками, окварцованы и серицитизированы, пересекаются более поздними кварц-гематитовыми, кварц-карбонатными и карбонатными прожилка-

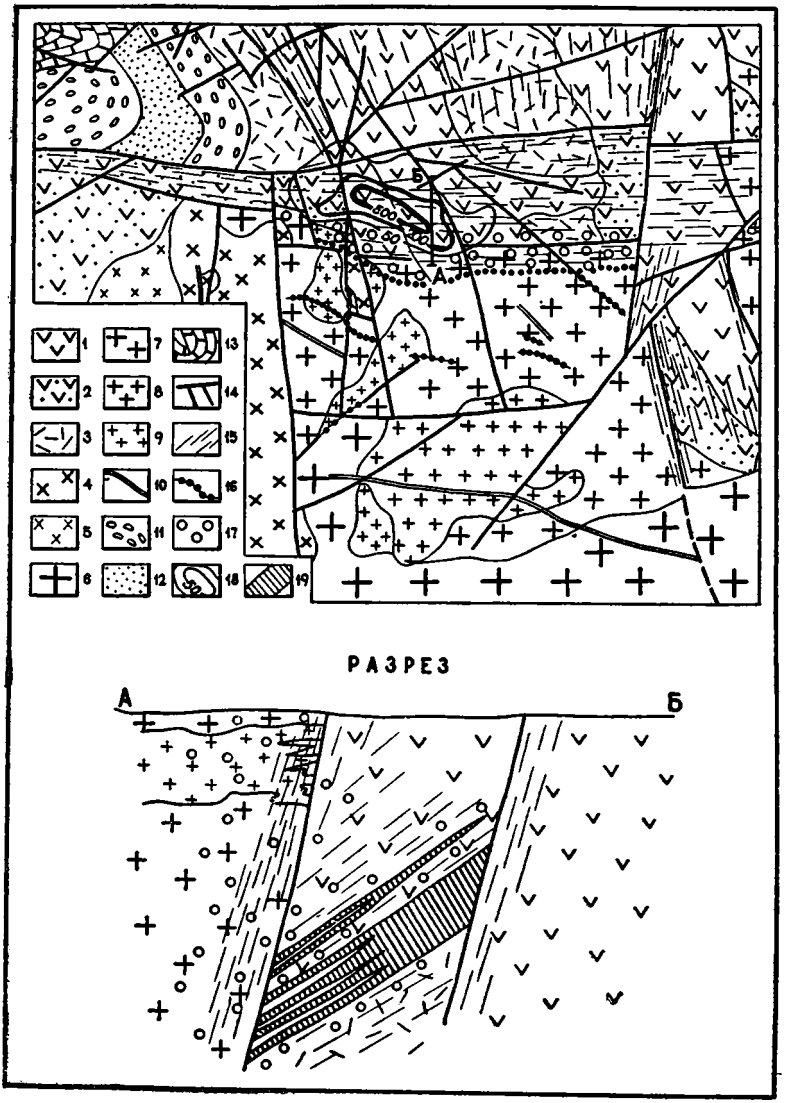


Рис. 86. **Схема геологического строения месторождения низкотемпературной молибденовой формации** *(по В. И. Серых, Ю. Н. Новикову, Л. Г. Егорычеву)*

1—3 — нижнедевонская (коктасская) свита: *1* — андезитовые и андезит-дацитовые порфириты, *2* — туфы того же состава, *3* — липаритовые, липарито-дацитовые порфиры и их туфы; *4—5* — ранне-среднедевонский (кызылжартасский) комплекс: *4* — II фаза, мелко-среднезернистые гранодиориты, *5* — II фаза, жильные образования, мелко-тонкозернистые неравномернозернистые биотитовые граниты; *6—10* — средне-позднедевонский (кылчинский) интрузивный комплекс: *6* — I фаза, среднезернистые слабопорфировидные субнормальные граниты, *7* — II фаза, мелко-среднезернистые неравномернозернистые и слабопорфировидные лейкократовые граниты, *8* — жильные образования первой генерации, мелкозернистые аплиты, *9* — жильные образования второй генерации, мелко-тонкозернистые аплитовидные граниты, *10* — послегранитные дайки, диабазы и диабазовые порфириты; *11—13* — верхнедевонская (дайринская) свита: *11* — конгломераты, *12* — песчаники, *13* — известняки; *14—15* — тектонические элементы: *14* — разрывные нарушения, *15* — зоны интенсивного рассланцевания; *16* — линейные зоны окварцевания; *17* — окварцевание; *18* — изолинии содержаний Mo в коренных породах (г/т); *19* — рудное тело

ми. Рудная минерализация срезается кварц-полевошпатовыми жилками пегматоидного характера.

Рудное тело локализовано полностью в рассланцованных вулканитах, скрыто на глубине, имеет вытянуто-линзовидную форму с погружением на восток, фиксируется на поверхности небольшим ореолом молибдена в коренных породах. Оно отстоит на 40—90 м к северу от контакта гранитного интрузива, в целом параллельно ему или несколько более полого падает под контакт. Основными метасоматическими процессами являются серицитизация, окварцевание и карбонатизация, развивающиеся преимущественно вдоль плоскостей рассланцевания, встречаются и секущие прожилки.

Рудная минерализация приурочена к наиболее измененным андезито-дацитовым порфиритам. Основным рудным минералом является тонкочешуйчатый молибденит, слагающий в тесной ассоциации с мелкокристаллическим пиритом тонкие полосы и линзы, параллельные рассланцеванию. Содержатся также арсенопирит, гематит, сидерит, реже встречаются халькопирит, рутил, лейкоксен. Кроме кварц-серицитовых метасоматитов сульфиды приурочены также к зонкам калишпатизации, калишпатовым и кварц-калишпатовым прожилкам в ороговикованных порфиритах. В поздних кварцевых и кварц-карбонатных прожилках в гранитах встречаются только пирит и арсенопирит. Главная масса кварца, цементирующая раздробленные граниты, практически лишена рудной минерализации.

Содержание молибдена в рудном теле колеблется в широких пределах, среднее содержание по разведочным профилям промышленное.

В. И. Серых предполагает такую последовательность формирования рудопроявления: в эндоконтактовую зону плутона внедрился интрузив второй фазы. Его северный контакт контролировался широтным разломом. Под воздействием гранитов вмещающие вулканиты ороговиковывались, пропитывались вблизи контакта калишпатовым и кварц-калишпатовым материалом, а в постмагматический этап серицитизировались и окварцовывались, с чем и связывалась рудная минерализация. Затем контакт интрузива был сорван по тому же широтному разлому. При этом сформировались поздние кварцевые, кварц-гематитовые, кварц-карбонатные и карбонатные безрудные прожилки.

По мнению Ю. Н. Новикова, Н. П. Сенчило, Г. Н. Щербы и других исследователей, оруденение является догранитным, связано с поствулканической деятельностью. В пользу этого говорит пропилитовый, а не грейзеновый профиль метасоматизма, пересечения рудного вещества более поздним гранитным материалом, чисто молибденовый состав редкометальной минерализации, обилие сульфидов, рассланцованность руд.

Необходима доразведка месторождения и постановка поисков в районе.

Другое месторождение этой формации располагается в пределах сложной вулканической постройки девонского возраста, в котором чередующиеся покровы эффузивов и туфов средне-кислого состава прорваны чашеобразной экструзией липарито-дацитов, перекрытой агломератовыми туфами кияктинской свиты. Жерловина постройки сложена дацитами и окружена андезитовыми туфолавами. Месторождение размещается юго-восточнее вулканического центра. На глубине более 50—100 м залегают три рудных линзообразных тела штокверковых молибденовых руд. Вмещающими для них являются серицитизированные, окварцованные и пиритизированные кислые обломочные вулканиты. Растворы поступали по субмеридиональным и субширотным крутопадающим разломам и экранировались экструзивным телом. С поверхности намечаются лишь слабые ореолы Mo, As, Fe. Вертикальный размах оруденения достигает

150 м. Молибденовые минералы содержатся в виде мелкой вкрапленности, тонких пленок на стенках трещин.

Верхняя возрастная граница минерализации открыта. Оруденение накладывается на все вулканиты девона, дайки основного состава, не обнаруживает связи с массивами гранитоидов и, по всем данным, ближе тяготеет к поствулканическим процессам.

Месторождение разведано. Целесообразны поиски в районе других благоприятных вулкано-тектонических структур.

РЕДКИЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Из группы редких и рассеянных элементов рассматриваются лишь некоторые — литий, тантал, ниобий, цирконий, селен, теллур, галлий и германий, которые наиболее характерны для региона, создают повышенные, а некоторые — интересные концентрации в рудах отдельных месторождений. Эти элементы содержатся в проявлениях различных рудных формаций, редко создают собственные скопления и обычно в виде примеси (элемента или минерала-примеси) присутствуют в рудах месторождений других металлов — редкометальных, медных, полиметаллических, железорудных. Для многих элементов собственные минералы редки, основной формой концентрации их (селен, теллур, галлий, германий) является вхождение в решетки других рудных и нерудных минералов. Накопление редких и рассеянных элементов в рудах иногда достигает практически важных концентраций и подлежит учету наряду с основными полезными компонентами руд.

Литий в рудном поясе акцессорный, характерен для амазонит-альбитовых гранитов (Голубые сопки), пегматитов (Точка XIII, Амазонитовый), грейзенов (Карабоба, Западное Атасу, Кенгкиик, Шакшагайлы и др.) и гидротермалитов (Курманчите, Бособа и др.). На севере рудного пояса в пределах Кылчинского гранитного массива известны две точки минерализации лития в связи с кварцевыми жилами.

Накопления лития связаны главным образом с литийсодержащими слюдами, иногда представленными циннвальдитом (Карабоба). Содержание лития в слюдах достигает 0,1%, в альбитовых гранитах оно колеблется от 0,03 до 0,08%. В рудных минералах редкометальных месторождений присутствие его не отмечено.

Тантал и ниобий образуют как самостоятельные рудопроявления, так и рассеянные концентрации в рудах месторождений других металлов. Тантал и ниобий содержатся в редкометаллоносных альбитовых гранитах (Голубые сопки), пегматитах (Кереметтас, Кереметтас Южный, Пегматитовый, Ортитовая, Новый рудник, Майколь Восточный, Студенческая и др.), минерализованных дайках кислых пород (Теренкольское, Акчисай, Южное и др.) и в современных россыпях ближнего сноса. В Акдалинском поднятии небольшие проявления ниобия локализуются в зонах интенсивного изменения (калиевый метасоматоз) девонских вулканитов, в кварцевых жилах и дайках диоритовых порфиритов, подвергшихся калишпатизации, гематитизации и окварцеванию. Рудные проявления обычно невелики по размерам, характеризуются убогими содержаниями основных рудных компонентов. Содержание ниобия в них не превышает сотых долей процента (0,01—0,05%), а тантала — тысячных (0,003—0,006%). Из перечисленных рудных формаций наиболее перспективными являются редкометаллоносные альбитовые граниты, которые содержат олово, вольфрам, невысокие концентрации ниобия и тантала и по масштабу значительно превосходят рудные проявления других формаций.

Важными представляются и рассеянные концентрации тантала и

ниобия в рудах редкометальных месторождений грейзеновой (Шолпан, Западное Атасу) и кварцевожильно-грейзеновой (Майколь Оловянный, Караоба, Кенгкиик, Сегизсала IV, Чепчек-Бозоба и др.) формаций и зон гидротермально-измененных пород (Северный, Сартас и др.), которые в отдельных случаях могут иметь практическую ценность. Содержания тантала и ниобия в главных рудных минералах — касситеритах и вольфрамитах — иногда достаточно высокие (0,5—1% и более), что позволяет учитывать их и извлекать наряду с основными компонентами руд. Для тантала более характерна преимущественная связь с касситеритом, а для ниобия — с вольфрамитом. Повышенные содержания тантала и ниобия в этих минералах исследователи объясняют изоморфной и минеральной формой их вхождения. В последнем случае в касситеритах в качестве минерала-примеси присутствует танталит, а в вольфрамитах — колумбит.

Наиболее интересны рассеянные концентрации тантала и ниобия в редкометальных рудах месторождений Караоба и Майколь Оловянный. В рудах Караобы касситериты содержат тантал и ниобий в пределах 0,1—1%, причем более распространен тантал, среднее содержание которого равно 0,04%; в вольфрамитах постоянно присутствует ниобий (0,1—1%), присутствие тантала фиксируется значительно реже и лишь иногда достигает 1%. На Майколе Оловянном содержание тантала и ниобия в касситеритах примерно на таком же уровне, как и на Караобе, при среднем суммарном их содержании до 0,6—0,8%, а вольфрамиты содержат лишь ниобий в количестве 0,01—0,1%. В светлых слюдах содержание ниобия достигает 0,1%.

Рудопроявление *Голубые сопки* находится в пределах Майкольского гранитного массива (в его западной периферийной части), расположенного в северо-западной половине Сарытумской тектонической зоны. Западная часть массива, выделенная исследователями как Западно-Майкольский массив (Щерба и др., 1968), сложена главным образом среднезернистыми лейкогранитами, в эндоконтактовой зоне которых и развиты редкометаллоносные амазонит-альбитовые граниты. Последние узкой полосой (первые сотни метров) вытянуты вдоль контакта массива и по площади занимают не более 1 км^2. Они образуют пологую залежь в контактовой зоне лейкогранитов с вмещающими массив породами ордовика, имея с ними активные, секущие контакты. Мощность тела не установлена, но мелкие скважины глубиной до 50 м не выходят за пределы развития амазонит-альбитовых гранитов. В сторону массива тело амазонит-альбитовых гранитов выполаживается, залегает субгоризонтально и уходит под лейкограниты, образующие в рельефе небольшие пологие сопки. Жильная серия среднезернистых амазонит-альбитовых гранитов представлена их мелкозернистыми аналогами, образующими обычно маломощные (первые метры) пологие тела с редкими жилами и прожилками амазонитовых пегматитов, зонами слабой грейзенизации и кварцевыми прожилками. Рудоносными являются непосредственно амазонит-альбитовые граниты (и пегматиты), для которых характерна заметно повышенная мелкорассеянная вкрапленность редкометальных акцессориев — колумбита, касситерита и др. Содержание основного компонента руд — ниобия — обычно не превышает 0,00n—0,0n% и несколько снижается с глубиной. Отношение ниобия к танталу в колумбитах не ниже 5—10. По вопросу генезиса амазонит-альбитовых гранитов и редкометального проявления наши представления близки к магматической (не апогранитовой) концепции, которая более подробно аргументирована ранее (Масгутов, 1973, 1974 и др.). Кроме Голубых сопок амазонит-альбитовые граниты выявлены и в южном эндоконтакте массива Майколь, но здесь они развиты менее широко.

В настоящее время амазонит-альбитовые граниты разрабатываются в основном как сырье для получения ценного декоративного камня для облицовки зданий и сооружений. Однако непрерывное совершенствование технологии переработки руд, видимо, позволит в будущем вовлечь в сферу реализации и убогие руды, какими являются амазонит-альбитовые граниты, учитывая комплексность извлечения всех редкометальных компонентов руд и использования жильной массы как сырья для стекольной промышленности. В этом направлении потенциальные перспективы месторождений этой формации, их экономические возможности еще до конца не раскрыты.

Цирконий (и гафний) в несколько повышенных концентрациях присутствует в месторождениях формации редкометаллоносных альбитовых гранитов (Голубые сопки), кварцевожильно-грейзеновой (Шакшагайлы, Караоба), а также в связи с минерализованными дайками (Теренкольское), зонами гидротермально-измененных пород (Курманчите) и стратифицированными железо-марганцевыми рудопроявлениями (Тогузгумалак).

На севере пояса цирконий установлен в десятке точек минерализации, представленных зонами гидротермально-измененных пород в эндо- и экзоконтактах даек фельзитов, микрогранодиоритов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Как дайки, так и вмещающие их вулканиты девона подвержены окварцеванию, калишпатизации. Размеры тел иногда значительные — до 20 м по мощности и до 100 м по протяженности.

Оруденение неравномерное, представлено гнездовыми и прожилковидными скоплениями акцессорных минералов — циркона, сфена, апатита, ильменита, фергусонита, лейкоксена. В породах помимо циркония (0,1—0,3 до 1%) и гафния (до 0,03%) установлены ниобий (0,01—0,015%), иттрий (0,01—0,14%), иттербий (0,01%), свинец (0,006—0,05%), медь (0,01—0,035%), стронций, молибден (0,0007—0,001%). Из-за низких содержаний и незначительных размеров все точки минерализации практического значения не имеют. В амазонит-альбитовых гранитах (Голубые сопки) содержание циркония не превышает кларкового уровня. В других месторождениях цирконий в виде примеси отмечается в некоторых рудных и нерудных минералах. На месторождении Караоба, например, убогие содержания циркония (до 0,01%) установлены в полевых шпатах, слюдах, касситеритах, висмутине.

Селен и теллур — типичные элементы-примеси в рудах халькофильных гидротермальных месторождений. Селен и теллур установлены в ряде месторождений меднорудной (Шатырколь, Жайсан), редкометальной (Караоба) формаций. Накопление этих элементов в рудах различных месторождений изучено еще слабо. В редкометальном месторождении Караоба содержание теллура в пределах 0,01—0,5% отмечается в висмутовых минералах (висмутин, козалит), в галените его содержание достигает 0,2%. Примерно такие же порядки концентрации теллура установлены в аналогичных сульфидах и на других редкометальных месторождениях Центрального Казахстана.

Галлий широко распространен, встречается обычно в форме элемента-примеси во многих рудных и нерудных минералах месторождений различных рудных формаций. Будучи геохимически близок к алюминию, галлий концентрируется в бокситах и особенно в слюдах (до 0,1%); повышенные содержания галлия (тысячные и сотые доли процента) известны в рудах сульфидных меднорудных и свинцово-цинковых месторождений.

Перспективными на галлий объектами могут явиться бокситовые месторождения (Суганды, Мийкайнар и др.) и, возможно, руды сульфидных медных и полиметаллических месторождений. Галлий установ-

лен в месторождениях меднорудной формации гидротермального типа (Шатырколь), редкометальной кварцевожильно-грейзеновой (Шакшагайлы) и кварцевожильной (Шолпан, Аккайнар Северный).

Германий накапливается преимущественно в связи с экзогенными месторождениями, в меньшей мере — с эндогенными. Он концентрируется как в минеральной форме, так и главным образом в виде примеси в основных рудных минералах. Повышенные содержания германия отмечаются в рудах гидротермальных сульфидных меднорудных (тысячные доли процента), медно-свинцово-цинковых (десятитысячные), осадочно-метаморфических железорудных (тысячные) и других месторождений. Германиеносны и угленосные отложения, особенно мелового и третичного возраста. Железные руды Жуантобинского железорудного бассейна (Гвардейское, Жалаирское, Кандымское) бедны германием (околокларковые значения). Повышенные содержания германия выявлены в редкометальных месторождениях скарново-карбонатно-грейзеновой (Бие, Караунгур), кварцевожильно-грейзеновой (Куу, Северное II) и вторично-кварцитовой (Точка № 20) формаций, а также в зонах гидротермально-измененных пород (Курманчите). Содержание германия в отдельных случаях достигает 0,01% (Караунгур, Кызылсу). Все эти объекты невелики по масштабам и как источники германия практического интереса не представляют.

Редкие земли в повышенных содержаниях обнаруживаются в самых различных геологических образованиях. Наиболее изучены они в северной половине рудного пояса. Среди них преобладают элементы иттриевой группы. В Сасырлыкском прогибе минерализация установлена в мелких зонах прожилкового окварцевания позднедевонских и раннекаменноугольных гранитоидов, гидротермально-измененных дайках аплитовидных гранитов, в зоне интенсивного окварцевания и ожелезнения кварцевых порфиров и туфов ранне-среднедевонского возраста и даже в зоне интенсивного ожелезнения в известняках фамена. Все точки минерализации практического значения не имеют.

Наиболее интересно рудопроявление Байсоба. По данным В. М. Денисова, оно представлено зоной гидротермально-измененных липаритовых порфиров, прорванных фельзит-порфирами верхнего девона. Породы рассланцованы, окварцованы и ожелезнены. Протяженность зоны около 500 м, мощность 1—3 м. В метасоматитах установлены церий, лантан, неодим, иттрий и др.

Известны два проявления редких земель в Жалаирском прогибе. В корах выветривания известняков фамена и туфолав девона установлены лантан, иттрий, церий. Эти проявления заслуживают внимания.

ФОРМАЦИИ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД

В пределах Чу-Илийского региона выделяются две группы формаций высокоглиноземистых пород — латеритно-осадочная и гидротермально-метасоматическая.

Латеритно-осадочная группа высокоглиноземистых формаций распространена довольно широко. К ней относятся высокоглиноземистые породы хемогенных кор выветривания триас-юрского возраста, широко развитые в Хантауском, Аксуекском грабенах, соседней Нижне-Илийской впадине, а также на небольших площадях в водораздельной части хр. Кендыктас и Чу-Илийских гор. Наиболее полные и мощные (до 40 м) разрезы этих кор выветривания изучены в низовьях р. Или. Здесь коры выветривания развиты по основным магматическим породам. Залегают они под среднеюрскими угленосными отложениями и четко разделяются на четыре зоны — дезинтеграции, смешанослойных минералов (каоли-

нит-монтмориллонитовая), каолинитовая, латеритная. Каолинитовая зона наиболее мощная и содержит очень крупные запасы маложелезистых каолинов. Латеритная зона имеет мощность от 1 до 6 м, представлена пористым структурным бокситом с содержанием Al_2O_3 44—46% при алюмокремневом модуле около 4. В большинстве обследованных скважин латеритная зона вторично каолинизирована и представлена высокоглиноземистыми породами — Al_2O_3 от 35 до 46% с алюмокремневым модулем от 0,85 до 2 при содержании свободного Al_2O_3 от 10 до 25%.

Близкие по составу коры выветривания распространены в Хантауском грабене. Они также залегают под нижне-среднеюрскими угленосными отложениями и сформированы по магматическим образованиям среднего и кислого состава. Содержание глинозема в верхних зонах этих кор выветривания достигает 36,84% при SiO_2=44,5%.

По ряду скважин на этих корах выветривания отмечаются осадочные бокситовидные породы красного, красно-коричневого и розового цвета с редкими мелкими бобовинами коричневого, белого или желто-зеленого цвета с голубовато-серыми пятнами. Встречаются бобовины с концентрически-зональным строением. Осадочные бокситоподобные породы в отличие от обычно сероцветных элювиальных кор выветривания имеют красноцветную окраску. Осадочный характер красноцветных пород подтверждается наличием слоистости, как правило, близкой к горизонтальной, присутствием слабо сортированного обломочного материала и катунов, состоящих из бокситовидных глинистых пород. Мощность их колеблется от первых метров до 9,5 м.

Результаты пяти химических анализов бокситовидных пород (%): Al_2O_3 — от 20,94 до 30,58; SiO_2 — от 36,17 до 53,60; Fe_2O_3 — от 3,55 до 30,75; TiO_2 — от 1,03 до 1,62; п. п. п. — от 8,9 до 12,74. Алюмокремневый модуль колеблется от 0,5 до 0,75. Петрографическое изучение пород показало, что это железисто-каолинитовые глины обломочно-оолитовой структуры. Породы сложены главным образом из агрегатов микрочешуйчатого каолинита и оолитов, состоящих из гидроокислов железа. Крайне неравномерно в каолините рассеяны обломки кварца размером до 1,0 мм с причудливыми корродированными очертаниями. По данным термического анализа двух проб, состав этих пород исключительно каолинитовый. Однако в одном из шлифов установлены остатки минерала, весьма похожего на гиббсит, которые почти полностью замещены тонкими агрегатами каолинита.

С аналогичными хантауским корами выветривания связано латеритно-осадочное рудопроявление Суганды. Оно находится на водоразделе хр. Кендыктас в междуречье рек Суганды и Кокпатас. Здесь располагается грабенообразная депрессия площадью 5 км², выполненная переотложенными продуктами латеритных кор выветривания, перекрытых темно-серыми углистыми каолиновыми глинами юрского возраста.

Каолиновые глины разведывались как огнеупоры, кроме того, через депрессию пройдено два профиля буровых скважин с целью определения перспектив ее бокситоносности. В результате установлено широкое развитие хемогенных кор выветривания и продуктов их ближайшего переотложения в виде горизонтов каолиновых глин и линз аллитов. Содержание Al_2O_3 в этих породах колеблется от 25 до 38% при алюмокремневом модуле, близком к 1. В наиболее богатой пробе содержание Al_2O_3 достигает 43% при алюмокремневом модуле 1,6, что соответствует аллитам. В связи с отсутствием кондиционных бокситов поисковые работы были прекращены.

Помимо описанных площадей триас-юрские коры выветривания распространены в Благовещенской, Аксуекской и других более мелких депрессиях южной части Чу-Илийского региона. Повсеместно состав

верхней зоны коры выветривания преимущественно каолинитовый с небольшими примесями гиббсита. Такой состав верхних зон кор выветривания, отсутствие верхнего, бронирующего слоя кирасы указывает на бесперспективность Чу-Илийского региона в отношении латеритных бокситов. На погруженных площадях в предгорьях хр. Кендыктас и южной части Чу-Илийских гор возможно выявление переотложенных карстовых бокситов на площадях развития карбонатных пород палеозоя. Этот район заслуживает дальнейшего изучения.

В северной части Чу-Илийского региона широко развиты более молодые дат-раннепалеоценовые и эоцен-олигоценовые коры выветривания.

Дат-раннеэоценовые коры выветривания распространены к западу от бугров Кыземшек, где занимают площадь более 500 км². Они развиваются по песчано-алевритовым отложениям сенона и перекрываются морскими отложениями нижнего эоцена. По составу коры монтмориллонит-каолинитовые и каолинитовые. Содержание Al_2O_3 в них от 25 до 31%.

Запасы каолинитов здесь значительные, однако признаков бокситоносности не обнаружено.

Эоцен-олигоценовые коры выветривания распространены в районе Кипчакбайского массива и в Мийкайнарской мульде.

В центральной части Кипчакбайского массива, вдоль контакта выветрелых порфиритов и светло-серых известняков развита линейная депрессионная зона контактово-карстовой природы, выполненная глинами, мучнисто-белыми, грязно-серыми, бурыми, содержащими вишнево-красные сухаристые глины с бобовинами кремнисто-железистого состава. Содержание глинозема в этих глинах бобового сложения колеблется от 16,33 до 31,16% при содержании кремнекислоты от 36,08 до 42,68%; алюмокремневый модуль достигает 0,73.

В юго-западном крыле Мийкайнарской мульды (участок Ескикудук) вдоль контакта известняков фамена с красноцветными терригенными отложениями франского яруса верхнего девона развита серия карстовых депрессий, глубина которых достигает 130 м.

По геолого-морфологическим особенностям эта серия карстовых депрессий во многом сходна с зонами верхнемеловых депрессий Амангельдинского бокситорудного района.

Изучавшиеся небольшие карстовые депрессии выполнены загипсованными, плохо отсортированными глинами. В верхней части депрессии глины имеют красно-бурую окраску и содержат иногда в значительном количестве кремнисто-железистые бобовидные образования. Содержание глинозема в подобных глинах колеблется от 10,0 до 21,0% при алюмокремневом модуле 0,2—0,65. Минералы свободного глинозема не зафиксированы. Бокситоподобные породы на участке Ескикудук изучались только в местах развития полиметаллической минерализации, поэтому наиболее интересные донные части карстовых депрессий в зоне контакта известняков фамена и красноцветных терригенных отложений франского яруса остались неисследованными. Не исключена возможность нахождения в этих карстовых депрессиях бокситов мезозойского возраста.

Гидротермально-метасоматическая группа высокоглиноземистых формаций в Чу-Илийском регионе практически не изучена. Здесь имеются предпосылки для выявления алунитоносных вторичных кварцитов и андалузитовых роговиков, пригодных для производства алюмокремневых сплавов. Представителем такой формации является рудопроявление Силуминовое. Оно расположено в восточной приконтактовой зоне Каибского массива, к западу от залива Кашкантениз. Участок сложен алевролитами и алевропесчаниками ордовика. С юга он ограничен северо-восточной зоной окварцевания. На юго-западе залегают граниты, контакт

которых закрыт современными отложениями. Терригенные породы превращены в биотитовые, кварц-хлорит-биотитовые роговики. К северо-востоку от ближнего выхода гранитов находятся андалузитовые роговики. Андалузит в породе большей частью визуально невидим и образует микрокристаллические агрегаты. Лишь иногда встречаются сноповидные скопления розоватых кристаллов андалузита длиной до 2 см. Тела андалузитовых (10—40%) роговиков имеют переменную мощность (1—15 м) и длину от первых метров до 100 м.

В центральной части Чу-Илийского региона известны два перспективных рудопроявления андалузитов — Майколь и Каратуз. Первое располагается среди роговиков, развитых по песчано-алевролитовым породам нижнего силура, а второе связано с докембрийскими кристаллическими сланцами. В обоих случаях содержание андалузита достигает 30% и более. Специальных поисковых работ не проводилось. Однако, судя по имеющимся данным, запасы андалузита здесь могут быть значительными и целесообразна постановка поисково-оценочных работ с первоочередным изучением технологических свойств руд.

Таким образом, в Чу-Илийском регионе имеются определенные предпосылки для выявления промышленных месторождений небокситового алюминиевого сырья — андалузитов и каолинитов. Возможно также выявление небольших месторождений карстовых бокситов мезозойского возраста на склонах Чу-Илийских гор.

СТРОНЦИЙ

В геологических образованиях Сасырлыкского прогиба (на восточном замыкании Мийкайнарской мульды, западнее месторождения Карабоба) установлены три проявления стронция с концентрацией 1% и более. Проявления приурочены к кварц-баритовым и баритовым жилам мощностью 0,2—4 м. Жилы сложены крупнокристаллическим баритом и молочно-белым кварцем с редкими пустотами выщелачивания, выполненными гидроокислами железа. Вмещающими породами жил являются среднекарбоновые граниты, красноцветные песчаники и светло-зеленые эпидотизированные кварцевые порфиры девона. Кроме стронция спектральным анализом установлены сотые доли процента свинца и меди. По своим параметрам и концентрациям проявления стронция практического значения не имеют. На месторождении Солнечное встречаются отдельные слойки, кристаллы и сростки стронцианита.

МЫШЬЯК

Немногочисленные мелкие проявления мышьяка (точки минерализации) расположены в Акдалинском поднятии, в Сасырлыкском и Жалаирском прогибах. В первой структуре оруденение установлено в зонах слабого окварцевания, интенсивного ожелезнения и гематитизации в яшмо-кварцитах кембрия и ордовика, песчаниках и алевропесчаниках девона. Площади измененных пород невелики — от 3×5 до 30×100 м. Приурочены они к зонам нарушений преобладающего северо-западного и северо-восточного простираний. Спектральным анализом штуфных проб установлены: мышьяк — 0,15—0,5% (в одной пробе 5%), серебро, медь, свинец, цинк, сурьма, никель — первые сотые доли процента и тысячные доли процента молибдена.

В Жалаирском прогибе известны точки минерализации в зонах окварцевания, рассланцевания в кварцитах и сланцах, приуроченных к крупному нарушению северо-западного простирания. Здесь присутствуют мышьяк (0,1%), медь (0,01%), цинк, хром, никель (0,03%), барий (0,05%), ванадий (0,02%). Ни по параметрам оруденения, ни по кон-

центрациям элементов проявления мышьяка как самостоятельные практического значения не имеют.

Как сопутствующий компонент мышьяк присутствует в полиметаллических проявлениях, в основном в кварцево-серицитовой медно-свинцово-цинковой формации (например, Кумадыр, Шалоба, Таятхан, Жолтас) в концентрациях от 0,005—0,3 до 1%, реже — в проявлениях кварцево-барито-свинцово-цинковой формации (такие, как рудопроявление Найза) с содержанием мышьяка 0,05—0,1% и проявлениях красноцветно-терригенной железо-марганцево-свинцовой формации в концентрациях 0,05—0,08%.

В юго-восточной части Чу-Илийского рудного пояса самостоятельные формации мышьяковых руд не выделяются. Повышенные содержания мышьяка приурочены к полиметаллическим, золоторудным, оловорудным, медным и висмутовым проявлениям.

Характерно, что повышенные содержания мышьяка совпадают с увеличением содержания редких металлов (олова, висмута и молибдена). Представители кварц-серицитовой формации с мышьяком — это мелкие рудные точки с ограниченными перспективами на полиметаллы.

К колчеданно-полиметаллической формации с мышьяком относятся более крупные перспективные полиметаллические месторождения и проявления (Такырное, Юго-Восточное Такырное, Буруптас и ряд других). Содержание мышьяка достигает 0,3—0,5, до 4,5%. Мышьяк фиксируется в колчеданных пирротин-касситерит-сфалерит-галенит-пиритовых телах.

В золоторудных формациях мышьяк в тех или иных концентрациях наблюдается почти во всех золоторудных кварцевых проявлениях региона и особенно в Андасайском районе. Содержание его от 0,1 до 1%, преимущественно в пределах 0,5—0,3%, а в некоторых других районах — еще более высокое.

Достаточно высокие содержания мышьяка отмечены и в рудах редких металлов: кварцевожильно-оловянной и касситерит-сульфидной формациях. Содержание его от 0,1 до 1,7%, достигает 6%. Характерно, что наибольшие концентрации мышьяка приурочены к району северо-восточного и восточного экзоконтакта Каибского массива. Так, содержание мышьяка на рудопроявлении Аякжартас достигает 1,7%, в Бауэр-зоне — 5%, на участке XXIV — 1,25%, Казариновском месторождении — до 6%.

В некоторых проявлениях молибдена содержание мышьяка достигает 0,1—0,6%.

СУРЬМА

В северо-западной части Чу-Илийского рудного пояса (Сасырлыкский прогиб) в настоящее время известно одно проявление сурьмы. По данным Б. С. Зейлика, на площади 1,2 км^2 среди девонских андезитовых порфиритов установлена серия кварцевых жил. Жилы сложены молочно-белым кварцем скрытокристаллической структуры с вкрапленностью магнетита, хлорита. Мощность отдельных жил до 1 м. Спектральным анализом в части проб установлена сурьма в концентрациях до 0,3%. Практическое значение не ясно.

В качестве примеси сурьма присутствует в полиметаллических месторождениях буруптасского типа (иногда содержания достигают 1%); совместно с мышьяком сурьма входит в состав золото- и серебряноруд-ных проявлений (0,01—0,1%), отмечается сурьма и в медных рудах типа Аденсу-Акколя (до 0,05%), иногда совместно с кобальтом (в Карасае содержание достигает 0,4%).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей монографии представлены материалы по рудным полезным ископаемым Чу-Илийского рудного пояса. Некоторые обобщения по отдельным частям региона были выполнены ранее в таких изданиях, как XX и XL тома «Геологии СССР» (1972, 1977), «Геология и редкометальное оруденение Южного Казахстана» (1968), «Геология и металлогения Сарытумской зоны» (1976), «Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение», т. 1 (1972) и т. 2 (1973). В основном это сводки либо по отдельным структурам региона (Сарытумская зона), отдельным его частям (северная и южная части пояса), либо по отдельным металлам (редкие металлы). В данной монографии заключается весь имеющийся материал по рудному поясу, в том числе и вновь собранный, на новой геолого-структурной основе (составлены геологическая, геолого-структурная, геофизическая карты), с учетом данных дополнительных исследований месторождений и рудопроявлений и их формационной принадлежности. Это позволило объединить необычайно разнообразные рудопроявления и точки минерализации в группы и формации, а в их пределах — и в определенные типы. Всего выделено 52 рудные формации, принадлежащие докембрийским, каледонскому и герцинскому металлогеническим циклам.

В пределах рудного пояса известны месторождения хрома, никеля, кобальта, ванадия, титана, железа, марганца, меди, свинца, цинка, алюминия, благородных металлов, олова, вольфрама, молибдена, висмута, ртути, мышьяка, редких земель, редких элементов. Обычно руды, за небольшим исключением, по составу полиметальные, и в то же время отдельные металлы, как правило, содержатся во многих формациях. Одна только медь образует 11 рудных формаций, начиная от медистых песчаников и кончая меднопорфировой.

В соответствии с программой работ большим коллективом исследователей проведено обследование типовых представителей месторождений, изучение структурных условий, минералогии, околорудных изменений, геохимических особенностей. Составлены регистрационные карты, кадастры, проведено обобщение геохимических данных (карты геохимических аномалий), а также литохимическое профилирование для определения продуктивности геологических формаций; 2200 проявлений минерализации расклассифицировано по составу, формациям, типам, возрасту; произведена предварительная оценка значимости тех или иных рудопроявлений. Описаны главнейшие формации и их представители.

Можно считать, что сделанный ранее прогноз о наличии здесь рудного пояса и его перспективах полностью оправдался.

Одним из неблагоприятных факторов, несколько снижающих перспективы рудного пояса, оказалась достаточно глубокая эродированность его. Денудации имели место в протерозое (рифее), ордовике, нижнем и верхнем девоне, мезозое и кайнозое. По этой причине, начиная с дорифея, в регионе сохранялись главным образом синклинорные структуры. Обстановка усложнилась еще благодаря мощным разрывным деформациям, скучиваниям, сдвиговым и надвиговым перемещениям блоков, плит.

Следует отметить, что 2200 точек минерализации укладываются в 52 рудные формации. Среди них в настоящее время известно 56 месторождений, около 190 рудопроявлений. На каждые 12 точек приходится одно рудопроявление, а на каждые 40 — одно месторождение. Выяснилось также, что примерно 20% точек и рудопроявлений и почти все месторождения недоизучены и имеют перспективы дальнейшего роста запасов. Например, пока не оценено большинство рудных узлов и полей, перспективных металлогенических зон и подзон. Надо заметить, что по сравнению с Рудным Алтаем и Успенским рудным поясом соотношение точек минерализации и месторождений здесь менее благоприятно, меньше пока и крупных месторождений. Однако следует учесть и то, что на этой огромной территории сейчас (как и раньше) работают на двух объектах только две разведочные партии. Поисковые работы выполняются эпизодически, сезонно и не сопровождаются нужным объемом горно-буровых работ. Отсюда и столь высокий процент недоизученных и недооцененных объектов. Картина могла быть совершенно иной, если бы объемы поисково-разведочных работ здесь составили хотя бы половину тех объемов, которые ежегодно выполняются в Каратау, в Джунгарии, не говоря уже о поясах Рудного Алтая и Успенском. Оценивая общую изученность региона, следует признать ее совершенно недостаточной.

К примеру, требуют систематического обследования на руды атасуйского типа (в том числе и на глубине) практически все 19 фаменнижнекарбоновых мульд, несущих признаки рудоносности продуктивного горизонта; не изучены по простиранию и другие стратиформные руды более древнего возраста, в том числе Жуантобинский железорудный бассейн. Выявляется новый район свинцово-цинкового вулканогенного оруденения на юго-восточном фланге (новая сырьевая база), появились новые очень интересные структурно-формационные зоны. Ряд прежних точек за время проведенных исследований переведен в разряд промышленных месторождений, выявлено более 20 новых объектов, заслуживающих разведки. Конкретные рекомендации по каждой точке минерализации даны отдельно (Щерба и др., 1975). Совершенно очевидно, что в пределах рудного поля должны постоянно действовать, по крайней мере, две комплексные экспедиции (одна в южной, другая в северной половине) и ряд поисково-разведочных партий, которые уже обеспечены перспективными объектами.

Важно и то обстоятельство, что многие объекты легкодоступны, расположены недалеко от транспортных путей. Отрицательным моментом во многих местах является недостаток питьевой воды.

Экономическое положение района в ближайшие годы улучшится в связи с использованием собственной энергетической базы (буроугольные бассейны, месторождение Кулан).

Можно надеяться, что настоящее обобщение, выполненное большим коллективом исследователей, окажется полезным, будет способствовать повышению уровня наших знаний об этом регионе, ускорит поисково-разведочное обследование многих объектов, их освоение, позволит выявить ряд новых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Абдулин А. А. и др. Основные черты металлогении Мугоджар.— В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.

Банщикова И. В. Стадийность минерализации месторождения Караоба по данным изучения газово-жидких включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.

Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 1—6. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1967—1968.

Геология и металлогения Северного Прибалхашья. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1972.

Геология и металлогения Сарытумской зоны. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1976.

Геология СССР. Т. XX. Центральный Казахстан. М., «Недра», 1972.

Геология СССР. Т. XL. Южный Казахстан. Полезные ископаемые. М., «Недра», 1977.

Горяев С. М., Колотилов Л. И. Хромитоносность Южного Казахстана.— В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока (материалы семинара по оценке перспектив хромитоносности ультраосновных массивов). М., изд-во ВИМС, 1974.

Гусманов Г. А., Мулдагалиев Т. Г., Розенков В. С. Некоторые особенности ртутного оруденения Казахстана. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1977, № 3.

Думлер Ф. Л. Вертикальная геохимическая зональность грейзеновых месторождений.—«Геология рудных месторождений», 1976, № 6.

Ежов А. И. Гранитоиды Шалгиинского района и связанные с ними послемагматические образования (Центральный Казахстан). М., «Наука», 1964.

Ермилова Л. П. Минералы молибдено-вольфрамового месторождения Караоба в Центральном Казахстане. М., «Наука», 1964.

Жариков В. А. Скарновые месторождения.— В кн.:Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

Жилинский Г. Б. Оловоносность Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.

Жуков М. А. О генезисе одного свинцового рудопроявления.—«Вестник АН КазССР», 1954, № 1 (106).

Жуков П. К. Некоторые особенности размещения свинцово-цинкового оруденения Чу-Илийского рудного пояса.— В кн.: Информац. сб. ИГН за 1975 г. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1976.

Иванова Э. И., Сыромятников Н. К., Крюков А. С. и др. О возможности датирования древних образований по величине их термоалюминесценции. — В кн.: Информац. сб. ИГН за 1975 г. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1976.

Комаров О. П. О новой находке гигантского кристалла кварца.—«Зап. Всеросс. мин. о-ва», 1951, ч. 80, вып. 2.

Кормилицын В. С. Рудные формации и процесс рудообразования (на примере Забайкалья). Л., «Недра», 1973.

Коноплянцев М. А. Молибденовые месторождения Центрального Казахстана.— «Сов. геол.», 1959, № 2.

Коптев-Дворников В. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпак-Далы. Вып. 54, ч. II. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Костылева Е. Е. Некоторые методы изучения рудоносного кварца. М., «Наука», 1964.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970.

Крюков А. С., Беркалиев Н. А., Новохатский И. П. О месторождении железистых кварцитов в Бетпак-Дале.—«Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1970, № 2.

Лебедев Л. М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., «Наука», 1965.

Ли В. Г. Рудные формации свинцово-цинковых и медно-свинцово-цинковых месторождений Казахстана. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1973, № 3.

Максимов А. А., Петренко А. В. Железо-марганцевые типы месторождений и рудопроявлений Джезказган-Карсакпайского рудного района (Центральный Казахстан).— В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., 1971.

Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклинории. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. М., 1959.

Мирошниченко Л. А., Кузнечевский А. Г., Гуляев А. П. Новый стратиформный колчеданный тип оловянного оруденения в Казахстане.—«Геология рудных месторождений», 1976, № 1.

Мулдагалиев Т.Г., Митрофанский В. Ф., Полников Г. А. Геологические особенности размещения ртутного оруденения Кызылсокского рудного поля в Чу-Илийских горах.— В кн.: Материалы по геологии, поискам и разведке рудных месторождений в Казахстане. Вып. 4. Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1976.

Мулдагалиев Т. Г., Розенков В. С. Ртутные проявления Казахстана. М., «Недра», 1977.

Найденов Б. М. и др. К вопросу о возрасте пород и руд Чатыркольского массива.— В кн.: Исследования в области химических и физических методов анализа минерального сырья. Алма-Ата, КазИМС, 1973.

Повилайтис М. М. К истории формирования гранитного массива Куу в Центральном Казахстане и связанного с ним вольфрамового оруденения. — «Геология рудных месторождений», 1964, № 5.

Повилайтис М. М. Закономерности размещения и формирования месторождений вольфрама. М., «Наука», 1975.

Рудные месторождения СССР. Т. 1, 2, 3. Под ред. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1974.

Сенчило Н. П. Упорядоченность (организация) рудного вещества в кварцевых жилах.—«Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1973, № 3.

Серых В. И. и др. Минеральный и химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1976.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. третье. М., «Недра», 1976.

Фролов А. А. Штокверковые рудные месторождения. М., «Недра», 1978.

Хрущов Н. А. и др. Методические указания по производству геологоразведочных работ. Вып. VI. Разведка месторождений молибдена, вольфрама, олова, висмута, сурьмы и ртути. М., ГНТИ, 1957.

Шатский Н. С. О марганцевых формациях и металлогении марганца.—«Известия АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 4.

Шульга В. М. и др. О возрасте гранитоидных комплексов каледонид Центрального Казахстана.—«Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1976, № 4.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Щерба Г. Н. Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа.— «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1964, № 5.

Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Кудряшов А. В., Ершов Б. В. Геология и редкометальное оруденение Южного Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.

Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М. и др. Геология и металлогения Северо-Западного Прибалхашья. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.

Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа в Казахстане. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., «Наука», 1968.

Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1970.

Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М., Сенчило Н. П. Рудоносный блок и локализация в нем редкометального оруденения. Докл. советских геологов, 24 международн. геол. конгр. Минеральные месторождения. М., «Наука», 1972.

Щерба Г. Н. и др. Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение. Т. I. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1972.

Щерба Г. Н. и др. Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение. Т. II. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.

Щерба Г. Н. и др. Практические рекомендации отрядов Чу-Илийской экспедиции ИГН АН КазССР по результатам полевых работ 1974 г. Информац. сб. научно-исслед. работ 1974 г. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1975.

Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.

Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1941.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (*Г. Н. Щерба*) . . . 5

Глава I. **Районирование и рудные формации** . . . 7
Основные принципы районирования (*Г. Н. Щерба*) . . . 7
Выделение рудных районов, узлов (*Г. Н. Щерба, Г. А. Полников, Н. П. Сенчило, В. Н. Казмин*) . . . 9
Выделение рудных формаций (*Г. Н. Щерба*) . . . 18
Формации, типы и подтипы месторождений (*О. В. Иванов, Н. П. Сенчило*) . . . 19

Глава II. **Месторождения сидеро-халькофильных формаций** . . . 24
Железорудные формации (*А. Е. Бекмухаметов, Н. Л. Панкратова, А. С. Крюков, В. И. Волобуев, В. Ф. Штифанов, В. Н. Якубинский*) 24
Титаномагнетитовая формация . . . 26
Скарново-магнетитовая формация . . . 31
Железисто-кремнистая формация . . . 38
Железо-марганцевые формации (*Н. Л. Панкратова, А. Е. Бекмухаметов, А. Г. Кузнечевский, И. И. Кондрашенков, М. М. Каюпова*) . 43
Барито-свинцово-железо-марганцевая формация . . . 45
Кремнисто-железо-марганцевая субформация . . . 52
Хромитовые формации (*Л. И. Колотилов, Ю. А. Габов, С. М. Горяев, В. А. Кокуркин*) . . . 54
Перидотит-хромитовая формация . . . 54
Дунит-гарцбургитовая формация . . . 60
Кобальт-никелевые формации (*Л. И. Колотилов, В. И. Волобуев, С. М. Горяев, В. А. Кокуркин, Ю. А. Габов*) . . . 62
Магматическая медно-никелевая формация . . . 63
Гидротермальная кобальт-никелевая формация . . . 63
Гидротермальная медно-кобальтовая формация . . . 64
Силикатно-никелевая формация . . . 65
Ванадиевая формация (*М. В. Веремьянин, Г. А. Полников, И. В. Глухан, И. В. Евдокимов, В. Н. Казмин*) . . . 68
Меднорудные формации (*А. К. Киселев, М. А. Васильев, Х. А. Яковлев, В. И. Волобуев, В. Ф. Штифанов, Н. А. Киселева, А. П. Коробкин, Ю. А. Назаров, И. И. Кондрашенков, П. К. Жуков, М. В. Веремьянин*) . . . 70
Гидротермальные формации . . . 73
Кварцевожильная (и зон окварцевания) с карбонатами медная формация (шатыркольский тип) . . . 73
Кварцевожильная и прожилково-вкрапленная медная формация 82
Контактово-метасоматические формации . . . 87
Скарновая сульфидная формация . . . 87
Вулканогенные формации . . . 89
Медноколчеданная формация . . . 89
Прожилково-вкрапленная (меднопорфировая) формация . . . 93
Стратиформные формации . . . 97
Формация медистых песчаников . . . 97
Медисто-карбонатная формация . . . 98
Свинцово-цинковые формации (*В. Г. Ли, В. П. Стеценко, И. И. Кондрашенков, В. А. Алексеев, М. Г. Бичевой, М. Я. Дара, К. М. Егембаев, П. К. Жуков, М. М. Каюпова, А. Ф. Ковалевский, З. А. Козловская, А. П. Коробкин, А. Г. Кузнечевский, Я. П. Неб, Г. З. Сидневец, Д. А. Шлейкин, В. Ф. Штифанов, В. Н. Якубинский*) . . . 100

Скарновая медно-свинцово-цинковая формация 101
Кварцево-серицитовая (березитовая) медно-свинцово-цинковая формация 102
Кварцево-баритовая свинцово-цинковая формация 114
Вторично-кварцитовая медно-свинцово-цинковая формация . . 117
Полиметаллическая формация в терригенных и вулканогенно-терригенных породах 118
Свинцово-железо-марганцевая формация (атасуйский тип) . . 119
Колчеданно-полиметаллическая формация 121
Кремнисто-карбонатно-баритовая медно-свинцово-цинковая формация (атасуйский тип) 139
Ртутные формации (*Т. Г. Мулдагалиев, В. Ф. Митрофанский, В. С. Розенков*) 153
Кварц-каолинит-серицитовая (вторично-кварцитовая) формация . 153
Кварц-карбонатная ртутная формация 160
Серебряноурудные формации (*В. И. Волобуев, В. Н. Казмин*) . . 160
Золоторудные формации (*В. А. Нарсеев, Н. Г. Калиниченко, В. И. Данилов, Д. Д. Дуйсенбеков, А. Дурсунов, М. Н. Гринвальд, М. М. Старова, З. А. Козловская, Е. В. Баханова, В. И. Зенкова, А. П. Коробкин, П. М. Чумаченко*) 163
Гипабиссальная золото-кварцево-сульфидная формация . . 164
Гипабиссальная золото-сульфидная формация 184
Близповерхностная золото-сульфидно-кварцевая формация . . 187
Золотоносность формаций других металлов 189
Глава III. **Месторождения литофильных формаций** 191
Редкометальные формации, преимущественно вольфрамовые (*Г. Н. Щерба, О. В. Иванов, Н. П. Сенчило, А. В. Лозовский, Т. М. Лаумулин, А. Г. Кузнечевский, А. В. Кудряшов, В. И. Волобуев, В. И. Серых, Г. А. Полников, Ф. Г. Губайдулин, Р. В. Масгутов, Л. Г. Егорычев, Г. Ю. Коломенский, З. А. Козловская, Л. К. Алексеева, В. И. Шептура, Б. К. Яхонтов, К. А. Мухля, П. К. Жуков, В. А. Кормушин*) 191
Пегматитовая формация 194
Грейзеновая формация 198
Кварцевожильно-грейзеновая формация 198
Скарново-карбонатно-грейзеновая формация 225
Кварцевожильная формация 235
Кварц-пропилитовая гиповулканогенная формация . . . 236
Кластогенная формация (россыпи) 239
Оловянные формации (*Ф. Г. Губайдулин, В. И. Волобуев, А. В. Кудряшов, А. Г. Кузнечевский, В. И. Серых, Т. М. Лаумулин, Р. В. Масгутов, Г. А. Полников, В. А. Лозовский, З. А. Козловская, П. К. Жуков*) 240
Грейзеновая формация 241
Кварцевожильно-грейзеновая формация 243
Касситерит-сульфидная формация 248
Скарново-карбонатно-грейзеновая формация 250
Россыпи 255
Висмутовые формации (*В. И. Волобуев, А. И. Аралина, В. Н. Казмин, А. В. Кудряшов, Ф. С. Ким*) 255
Грейзеновая формация 256
Кварцевожильно-грейзеновая формация 257
Молибденовые формации (*Г. Н. Щерба, Н. П. Сенчило, В. И. Серых, В. И. Волобуев, О. В. Иванов, А. В. Кудряшов, Р. В. Масгутов, Л. Г. Егорычев, Ю. Н. Новиков, И. К. Тыркин, К. А. Мухля, Ю. А. Назаров*) 260
Кварц-пропилитовая прожилково-вкрапленная (гиповулканогенная) формация 261
Кварцевожильная формация 267
Низкотемпературная молибденовая формация 271
Редкие и рассеянные элементы (*Р. В. Масгутов, А. И. Аралина, В. Н. Казмин*) 274
Формации высокоглиноземистых пород (*О. А. Федоренко, В. И. Волобиев, Е. А. Никитин, В. А. Лопатин, К. С. Джумабаев*) . . . 274
Стронций (*А. И. Аралина, В. Н. Казмин*) 280
Мышьяк, сурьма (*А. И. Аралина, В. Н. Казмин, Г. А. Полников*) . 280, 281

Заключение (*Г. Н. Щерба*) . 282

Литература . . 284

ЧУ-ИЛИЙСКИЙ РУДНЫЙ ПОЯС

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Утверждено к печати Ученым советом ордена Трудового Красного Знамени Института геологических наук им. К. И. Сатпаева Академии наук Казахской ССР

Рецензенты: доктор геолого-минералогических наук *И. П. Новохатский*, кандидат геолого-минералогических наук *Е. В. Пучков*

Редактор *Г. И. Воронцова*
Худож. редактор *А. Б. Мальцев*
Оформление художника *Л. И. Матвеева*
Техн. редактор *В. М. Муромцева*
Корректор *С. Г. Новикова*

ИБ № 380

Сдано в набор 25.09.79. Подписано в печать 11.01.80. УГ15002.
Формат бумаги 70×108$^{1}/_{16}$. Типографская № 1. Литературная гарнитура.
Высокая печать. Усл. п. л. 25,2. Уч.-изд. л. 27,4 (3 вклейки). Тираж 1000. Заказ 160.
Цена 4 р. 20 к.

Издательство «Наука» Казахской ССР.
Типография издательства «Наука» Казахской ССР.
Адрес издательства и типографии: 480021, г. Алма-Ата, Шевченко, 28.