

ГЕОЛОГИЯ
И
МЕТАЛЛОГЕНИЯ
КАРАТАУ

ТОМ
2

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ
ЮЖКАЗГЕОЛОГИЯ
МИНИСТЕРСТВО ЦВЕТНОЙ МЕТАЛЛУРГИИ
КАЗАХСКОЙ ССР
КОМБИНАТ «АЧПОЛИМЕТАЛЛ»

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАРАТАУ

ТОМ 2

МЕТАЛЛОГЕНИЯ



Издательство «НАУКА» Казахской ССР

АЛМА-АТА · 1987

Геология и металлогения Каратау: В 2-х т. Том 2. Металлогения. Алма-Ата: Наука, 1987. — 248 с.

Металлогения Каратау проанализирована по циклам и стадиям рифтогенеза, начиная от позднего рифея до триаса включительно. Фактический материал систематизирован по разработанному в Институте геологических наук новому принципу рудноформационного анализа, заключающемуся в адекватности рудной и геологической формаций. Большое внимание уделено широко развитым в Каратау стратиформным рудам фосфора, ванадия, свинца, цинка и бария, процессам их формирования, условиям локализации и закономерностям размещения.

Для широкого круга геологов, занимающихся прогнозно-металлогеническими исследованиями, геологией рудных месторождений, их поиском и разведкой. Библиогр. 83 назв. Ил. 73. Табл. 9.

Редакционная коллегия:

А. А. Абдулин (главный редактор), *Л. А. Мирошниченко* (ответственный редактор), *Н. М. Митряева*, *В. В. Овчинников*, *П. П. Сидоренко*, *В. И. Фомичев* (секретарь), *М. А. Чимбулатов*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Каратау — старейший горнорудный район. Здесь находятся крупные месторождения фосфора, ванадия, свинца, цинка и бария. Установлены реальные перспективы выявления нетрадиционных для этого региона скоплений фтора, редких земель, марганца и некоторых других полезных ископаемых. Однако многие вопросы металлогении Каратау остаются пока слабо освещенными и дискуссионными. Особенно это касается рудоносных структур, промышленных стратоеуровней, закономерностей размещения оруденения и происхождения рудной минерализации. По мере появления новых геологических данных и методических разработок эти проблемные вопросы металлогении для своего решения требуют постоянных исследований, выявления новых фактов и их обобщения. При написании настоящей монографии этим вопросам уделено основное внимание. Материалом послужили как многочисленные работы предшественников, так и результаты исследований, проведенных в 1978—1984 гг. по комплексной научно-производственной программе «Геология и металлогения Каратау» коллективами сотрудников ИГН АН КазССР, ПГО Южказгеология и комбината «Ачполиметалл».

В основу систематики фактического материала положены рифтогенные циклы и реально существующие, поддающиеся проверке ассоциации оруденения с той средой (геологическими формациями, подформациями, горизонтами определенных по составу пород), в которой они образуются и создают разномасштабные концентрации. В ранговом соподчинении эти ассоциации, соответствующие металлогеническим комплексам, подкомплексам и типам, позволяют проследить рудоносность и оценить потенциальные перспективы рудной минерализации на разных уровнях системного анализа. В каждом металлогеническом комплексе значительное место отведено типовым рудным месторождениям. При характеристике металлогенических комплексов и месторождений широко использованы новейшие геологические, высотные, космические, геохимические и гидрохимические съемки, определения стабильных изотопов свинца и серы пород и руд, результаты изучения органического вещества, радиоэлементов (в том числе трековой осколкографии), рудообразующих флюидов и температур рудообразования, экспериментальные данные об экстракции и переотложении рудного вещества, детальные литогеохимические исследования. Синтезом результатов исследований является карта металлогенических комплексов, подкомплексов и типов (металлогенического районирования), на которой отражены за-

кономерности размещения отдельных видов минерального сырья. Авторами кроме личных материалов использованы данные многочисленных исследователей Каратау. По металлогеническим обобщениям Каратау в целом и отдельных его районов — работы В. С. Булыго, В. В. Галицкого, Б. А. Досановой, Е. Е. Захарова, А. К. Киселева, А. Г. Новикова, В. Н. Сигитова, А. П. Соловова. Ванадиевые и фосфорные месторождения описаны с привлечением материалов С. Г. и Е. А. Анкинович, М. Ю. Бейзота, Б. М. Гиммельфарба, Э. А. Еганова, И. И. Машкары, П. П. Полякова, В. А. Соколова, Н. А. Страхова, К. Т. Табылдиева, В. Н. Холодова; железорудные и медно-железорудные объекты — В. Г. Горьковца, А. В. Баталова, П. Н. Кобзаря, В. М. Кабанова, В. И. Ходымчука. Большой и разноплановый материал содержится в статьях и монографиях, посвященных металлогении свинца и цинка Каратау. Из числа обобщающих учтены работы У. Асаналиева, В. В. Галицкого, Е. С. Зорина, С. Е. Колотухиной, И. И. Князева, Н. М. Колпакова, Г. С. Лобазина, А. С. Малахова, Е. А. Немова, А. Б. Орловой, В. П. Стеценко, Б. И. Юнусова, С. А. Юшко. При описании свинцово-цинковых месторождений многие сведения заимствованы из работ Л. В. Агосяна, П. В. Довгаль, В. А. Затолокиной, Д. Н. Козенюка, А. К. Каюпова, Б. Куниркульжаева, В. Г. Ли, Д. Н. Малечника, Г. Э. Нарвайт, В. В. Нуйкина, А. П. Пермаханова, Н. С. Пигулевского, Ю. И. Черкасова, Е. Д. Чехович, Н. П. Фурсова, А. Д. Яременко. Среди исследователей Каратау следует особо выделить С. Г. и Е. А. Анкинович, В. С. Булыго, В. В. Галицкого, Б. М. Гиммельфарба, И. И. Князева, П. П. Сидоренко, посвятивших большую часть своей трудовой деятельности изучению и промышленному освоению этого региона. Авторы надеются, что предлагаемая работа будет способствовать планированию поисковых и оценочных работ и поможет дальнейшему более глубокому изучению закономерностей формирования и размещения руд.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И РУДОНОСНОСТЬ КАРАТАУ

По тектонической природе Каратау (рис. 1) является внутриконтинентальной структурой (зоной) рифтового типа [Абдулин, 1979]. Юго-восточная ее часть входит в состав сложно построенной Тянь-Шаньской

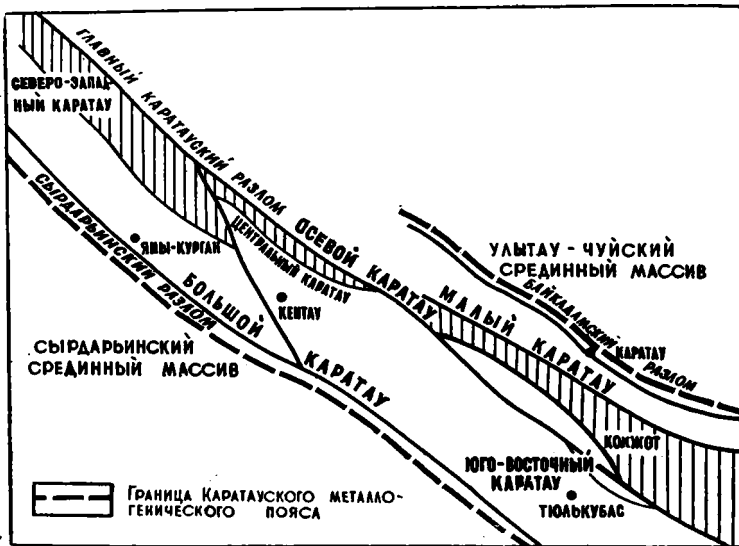


Рис. 1. Обзорная схема Каратауского металлогенического пояса

рифтовой системы (рис. 2). Каратауская зона на северо-востоке ограничена Улуатау-Чуйским срединным массивом, а на юго-западе — Сырдарьинским. На северо-западе с ней сочленяется Байконурская меридиональная зона, отделенная от Каратауской клином Южно-Тургайского срединного массива. Протяженность зоны, по визуальным геологическим данным, 400—500 км, по геофизическим — 900—1 000 км; ширина ее 50—70 км. По характеру тектонического развития Каратау принадлежит к структурам с многоэтапным возобновлением рифтового режима. В истории тектонического развития Каратауской зоны выделяются три рифтогенных цикла: байкальско-каледонский (поздний рифей — си-

лур), герцинский (девон — карбон) и альпийский (пермь — юра). По классификации Е. Е. Милановского [1983], цикл полного развития рифтогенной структуры состоит из трех стадий: заложения, проседания и инверсии. Каждой стадии и циклу в целом свойственны свои геологические формации и, как следствие, своя профилирующая рудная минерализация.

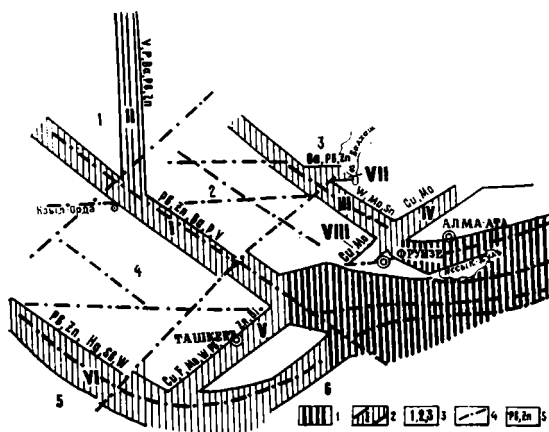


Рис. 2. Тектоническая позиция Каратауской рифтовой структуры. Составлена Л. А. Мирошниченко по материалам А. А. Абдулина, М. А. Ахметжанова, О. М. Борисова, Н. Ф. Беспалова, Ю. А. Зайцева, В. Г. Королева, Г. Ф. Ляпичева, А. С. Масупова, Т. М. Мацкиной, В. И. Попова, Б. Б. Таль-Вирского, И. Х. Хамрабаева, Б. С. Цирельсона, Г. Н. Щербы и др.:

1 — Тянь-Шаньская система рифтовых структур; 2 — рифтовые структуры: I — Каратауская, II — Байконурская, III — Чу-Илийская, IV — Коксайская, V — Чаткало-Кураминская, VI — Южно-Тянь-Шаньско-Мангышлакская, VII — Сарытумская, VIII — Чатыркульская; 3 — срединные массивы: 1 — Южно-Тургайский, 2 — Улутай-Чуйский, 3 — Бурунтауский, 4 — Сырдарьинский, 5 — Каракумо-Таджикский, 6 — Таримский; 4 — разломы; 5 — рудные элементы

В байкальско-каледонский, или эпиплатформенный [Милановский, 1983, 1985], цикл заложение рифтовой структуры происходило в поздне-рифейское время. Судя по полосовым магнитным аномалиям и блокам метагипербазит-габбровой и метабазальтовой формаций раннего протерозоя, расположенным в полициклической Каратауской рифтовой зоне, можно предполагать унаследованный характер ее развития в байкальское время с возрождением более древних рифтогенных структур с мафическим профилем магматизма. Стадия заложения байкальско-каледонского цикла фиксируется поздне-рифейскими кайнарскими вулканами, прорывающими среднерифейские карбонатные отложения (бакырлинская свита) платформенного чехла. Они трассируют разрыв земной коры или осевую часть будущей рифтовой структуры на всем протяжении Каратауской зоны. С поверхности это узкий прерывистый вулканический пояс, вытянутый с юго-востока на северо-запад (рис. 3). По составу пород вулканический пояс неоднороден. В Северо-Западном Каратау преобладают базальты и трахибазальты, в Центральном Каратау вулканы имеют липарит-трахилипарит-базальт-трахибазальтовый состав, а на юго-востоке Каратау они представлены в основном липаритами и трахилипаритами. Завершает поздне-рифейский магма-

тизм кумыстинский граносиенитовый комплекс*. Повышенная калийная щелочность магматических пород, контрастность и бимодальный состав вулканитов характерны для извержений, протекавших в тектонической обстановке, свойственной внутриконтинентальным рифтам [Милановский, 1983].

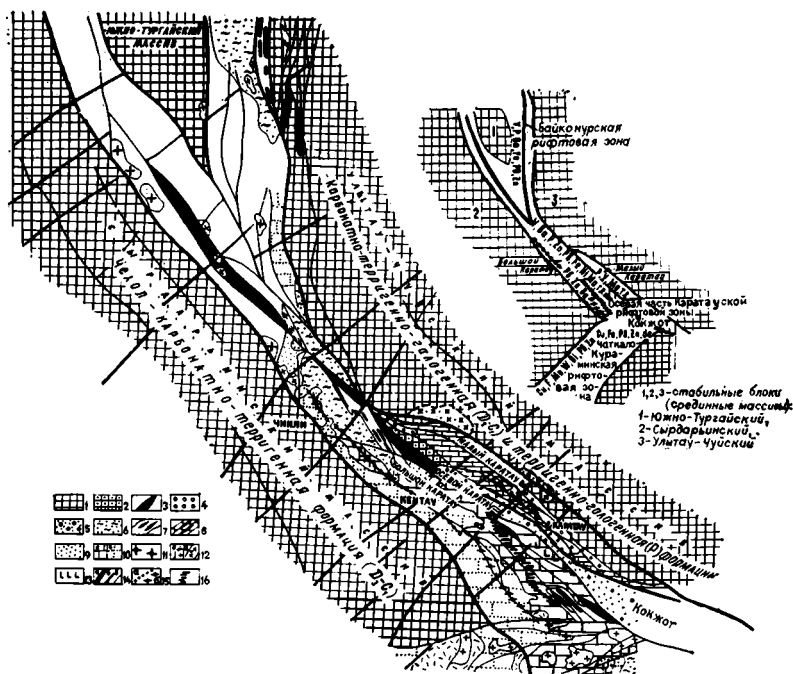


Рис. 3. Каратауская рифтовая зона. По Л. А. Мирошниченко:

1 — срединные массивы; 2 — базальты, габброиды протерозоя; 3 — трахибазальт-трахипаритовая формация позднего рифея; 4 — молассовая терригенная формация венда; 5 — нерасчлененные, существенно терригенные формации венда—нижнего палеозоя; 6 — терригенные формации венда — ордовика; 7 — ванадиеносные углеродисто-кремнистые отложения раннего кембрия; 8 — кремнисто-карбонатная формация раннего кембрия — среднего ордовика; 9 — молассовидная формация среднего — позднего девона; 10 — терригенно-карбонатная формация позднего девона — раннего карбона: а — откартированная с поверхности, б — по геофизическим данным и глубинному бурению; 11 — щелочные интрузивные породы пермо-триаса; 12 — интрузии: а — гранитные верхнепалеозойские, б — гранодиоритовые и гранитные позднего ордовика; 13 — трахибазальты раннего карбона; 14 — рифтовая структура, заложенная в позднем рифее: а — осевая часть, б — границы рифтовой структуры, в — разломы; 15 — осевая часть рифтовой структуры, заложенной в девоне: а — по геологическим данным, б — предполагаемое продолжение; 16 — мезозойские отложения Леонтьевского грабена (рифта)

Оформление Каратау как рифтогенной структурно-формационной зоны приходится на венд. В это время формировались грабены (Кокжот) и прогибы с компенсированным (Малый Каратау) и некомпенсированным (Большой Каратау) осадконакоплением. Среди вендских толщ развиты зелено-, пестро- и красноцветные песчаники (в том числе аркозовые), алевролиты, аргиллиты, конгломераты и тиллиты, которые, по последним данным, являются не ледниковыми образованиями, а

* Выделение граносиенитового интрузивного комплекса дискуссионно. Ряд исследователей (В. В. Овчинников и др.) считают эти магматиты субвулканическими образованиями позднерифейских кайнарских вулканитов.

олистостромами, распространенными вдоль Главного Каратауского разлома. К концу венда возрастает роль карбонатов, образуются свиты (чичканская, курайлинская) с существенным преобладанием известняков, доломитов и кремнистых пород. Магматизм проявлен эпизодически и весьма слабо. Небольшие скопления вулканитов присутствуют в основании (ранская свита в Большом Каратау) и в верхах (чичканская и курганская свиты в Малом Каратау) вендских отложений. Как и в верхнем рифее, вулканитам венда присуща повышенная калийность (трахибазальты, трахилипариты и их туфы).

Стадии заложения эпиплатформенного рифтогенеза свойственна золото-серебряная рудная специализация. Основная масса золото-серебряных проявлений возникла в начале заложения рифтогенной структуры и связана с верхнерифейским кумыстинским граносиенитовым комплексом. Следует отметить также скопления свинца и цинка в горизонтах существенно кремнисто-карбонатных пород верхов венда (чичканская свита Малого Каратау) и скопления золота в туфогенных горизонтах метаморфизованных существенно терригенных отложений Кокджота. Профилирующее золото-серебряное оруденение приурочено к осевой части рифтогенной структуры и располагается вдоль Главного Каратауского разлома, трассирующего магматические проявления этой стадии.

Стадия проседания эпиплатформенного этапа весьма интересна с точки зрения как геологического развития, так и рудоносности. В основном по образованиям именно этой стадии многие исследователи относят Каратау к геосинклинальной структуре, а по стилю развития — к миогеосинклинальной. К этой стадии относятся три формации: углеродисто-кремнисто-карбонатная (ранний кембрий — ранний ордовик), кремнисто-аргиллитовая (ранний — средний ордовик) и флишоидная (поздний ордовик).

Углеродисто-кремнисто-карбонатная формация представлена четырьмя субформациями. В Малокаратауской структурно-фациальной зоне, являющейся на протяжении байкальской и каледонской эпох областью с компенсированным осадконакоплением, отложения углеродисто-кремнисто-карбонатной формации имеют максимальную мощность (1 500—3 000 м). В этой зоне выделяются две подформации — раннекембрийская доломит-кремнистая (чулактауская фосфоритоносная свита, мощность до 75 м) и кембро-ордовикская известняково-доломитовая (шебактинская свита, мощность до 3 000 м). В приосевой части Каратауской рифтогенной структуры, со стороны структурно-фациальной зоны Большого Каратау, формация имеет небольшую мощность (до 500—600 м) и состоит из ранне-среднекембрийской углеродисто-кремнистой (курумсакская ванадиеносная свита, мощность до 250 м) и среднекембрийско-раннеордовикской доломит-известняковой (кокбулакская свита, мощность до 500 м) подформаций. По составу эти подформации весьма близки к подформациям Малого Каратау. Отличия состоят в высокой углеродистости и глиноземистости пород, а также в присутствии в углеродисто-кремнистой подформации весьма редких маломощных (до 15—20 м) горизонтов спилитов повышенной калийности и туфов (район Боролдайских гор [Ташнина, 1951]).

Рассматриваемая формация — одна из немногих в Каратау, с которыми связаны крупные скопления полезных ископаемых. Все они тяготеют к ранним подформациям, богатым кремнеземом и углеродистым веществом. Это прежде всего доломит-кремнистая подформация Малого Каратау с крупнейшими месторождениями фосфоритов и углеродис-

то-кремнистая подформация Осевого Каратау, заключающая месторождения молибденово-ванадиевых руд. В последние годы в этой подформации выявлены стратифицированные залежи барита, колчеданно-цинковых и медных руд. К верхам разрезов продуктивных доломит-кремнистой и углеродисто-кремнисто-карбонатной подформаций закономерно приурочена железная и железо-марганцевая минерализация, завершающая рудообразование в подформациях существенно кремнистого состава. В обобщенном виде оруденение представлено тремя парагенетическими ассоциациями основных элементов, расположенных по восстанию рудоносных отложений в такой последовательности: фосфор+ванадий+молибден, барий+цинк+медь, железо+марганец.

С известняково-доломитовыми подформациями как в Малом, так и в Большом Каратау связаны только мелкие метаморфогенные скопления барита или карбонатов с кварцем и сульфидами в местах интенсивных тектонических деформаций.

Кремнисто-аргиллитовая формация (камальская свита) стадии проседания развита в структурно-фациальной зоне Большого Каратау. В основании она состоит из кремнистых, иногда известковистых и оvoidных аргиллитов (мощность 20—70 м), на которых залегает коскольский горизонт кремнистых, глинисто-кремнистых пород и яшмоидов (мощность 8—40 м). К формации приурочено стратифицированное бариевое и железо-марганцевое (с медью и золотом) оруденение. В приосевой части Каратауской структуры оно выдержано по простиранию и прослеживается на десятки километров. Бариевая минерализация повсеместно проявлена в кремнистых аргиллитах основания (мощность до 20 м), а железо-марганцевое оруденение подчинено вышележащему коскольскому кремнистому горизонту. Содержание бария и железа — от первых единиц до первых десятков процентов, марганца — до 8—12% [Анкинович, 1961]. Железные руды — гематитовые, марганцевые — пиролюзит-псиломелановые. В кремнисто-железо-марганцевом горизонте эпизодически встречаются мелкие скопления медных колчеданов, а в зонах дробления фиксируются повышенные концентрации метаморфогенного золота.

Завершается байкальско-каледонский цикл флишоидной формацией. В низах ее преобладают тонкозернистые существенно глинистые породы (суындыкская свита, мощность 80—250 м, и жарыкаузская свита, мощность 500 м), в верхах широко развиты более грубозернистые зеленоцветные песчаники и алевролиты (бешарыкская свита, мощность 600—1500 м). С описываемой формацией связаны многочисленные мелкие проявления метаморфогенной медной минерализации. Они приурочены к флишоидной бешарыкской свите и повсеместно контролируются зонами тектонических нарушений.

В конце ордовика, силуре и раннем девоне Каратауская зона была выровненным поднятием. Осадки в это время не накапливались, происходило только внедрение небольших интрузий позднеордовикского гранодиорит-гранитного комплекса. Они подчинены Байкадамскому разлому, отграничивающему Улутау-Чуйский стабильный блок от подвижной области Малого Каратау. На всей остальной площади Каратауской зоны проявления этого комплекса отсутствуют. С гранодиорит-гранитным комплексом ассоциируют медно-порфировые и магнезиально-скарповые вольфрамово-молибденовые рудопроявления.

Каратауская рифтогенная зона, сформировавшаяся в байкальско-каледонский эпиплатформенный цикл, по природе развития может рас-

смагиваться наряду со многими другими эпиконтинентальными рифтовыми структурами [Дистанов, Пономарев и др., 1985] как трог с осадконакоплением геосинклинального (для Каратау — парагеосинклинального) типа и фемическим оруденением, проявленным в основном на стадии проседания рифтогенного цикла.

Герцинский цикл развития Каратауской зоны наступил после периода длительной тектонической и магматической пассивности. Он специфичен как по характеру осадконакопления, магматизму, так и по составу и интенсивности оруденения. Начало цикла приходится на средний девон, когда в Каратауской зоне происходила тектоническая перестройка, в результате которой блок Малого Каратау был приподнят, а блок Большого Каратау опущен. С этого времени Малый Каратау на протяжении всей дальнейшей геологической истории пребывал в качестве области с континентальным режимом развития. Большой Каратау представлял собой асимметричный рифтогенный трог северо-западного простирания с приподнятым северо-восточным и относительно опущенным юго-западным крыльями. В герцинский цикл Каратауская зона как структурно-формационная была сужена до рамок Большого Каратау, ограниченного Главным Каратауским и Сырдарьинским разломами. В центральной части эта зона, или троговая структура, осложнена поперечным Ачисайским грабеном северо-восточного, антикаратауского, простирания с характерными для него особенностями осадконакопления и рудной минерализации.

Как и в байкальско-каледонском, в герцинском цикле выделяются три стадии. Стадия заложения, или возобновления, рифтогенеза приходится на средний — поздний девон. На протяжении всей стадии происходило образование молассоидной формации (тюлькубашская свита, мощность до 2 000 м), отложения которой с разрывом и несогласием залегают на пенепленизированной поверхности рифея — ордовика. В начале стадии сформировалась песчано-алевролитовая подсвета, состоящая из темно-серых с фиолетовым оттенком алевролитов, аргиллитов, песчаников и небольших щелевых тел оливиновых трахибазальтов. Мощность подсветы варьирует в широких пределах (10—400 м) и достигает максимума в приразломных прогибах. Вышележащие конгломератами и песчаниковая подсветы сложены красноватыми конгломератами (мощность 50—800 м) и аркозовыми песчаниками со слоями зелено-серых полимиктовых песчаников и темно-серых алевролитов в верхних частях разреза (мощность 500—1500 м).

В следующую стадию проседания (поздний девон — ранний карбон) поперечный асимметричный профиль рифтогенной зоны Большого Каратау сохранился. В это время вдоль осевой части рифтовой структуры сформировался глубокий (4—5 км) Туркестанский трог, ограниченный сбросами северо-западного простирания. По геофизическим данным, он прослеживается на несколько сотен километров от Яныкургана на северо-западе до Тюлькубаша на юго-востоке (рис. 4). Ширина трога 15—20 км, мощность отложений в 2—3 раза превышает мощность однообразных образований в северо-восточном борту. В центральной части зоны Большого Каратау с осевым трогом сопряжен поперечный Ачисайский грабен, ограниченный трансформными разломами северо-восточной ориентировки. Особенностью осадконакопления этой стадии является интенсивное карбонатообразование (известняки, доломиты, мергели) с подчиненным значением терригенных отложений в начальный и завершающий периоды. В результате образовалась мощная (до

5 500 м) терригенно-карбонатная формация, состоящая из нескольких подформаций. Наиболее ранняя, туфогенно-терригенная подформация охватывает франскую свиту переслаивания (мощность до 670 м) и корпешскую пачку (поздний фран, мощность до 70 м)*. Первая состоит из чередующихся темно-серых, черных, вишнево-красных алевролитов и ярко-зеленых аргиллитов с прослоями песчаников, туффитов, органо-

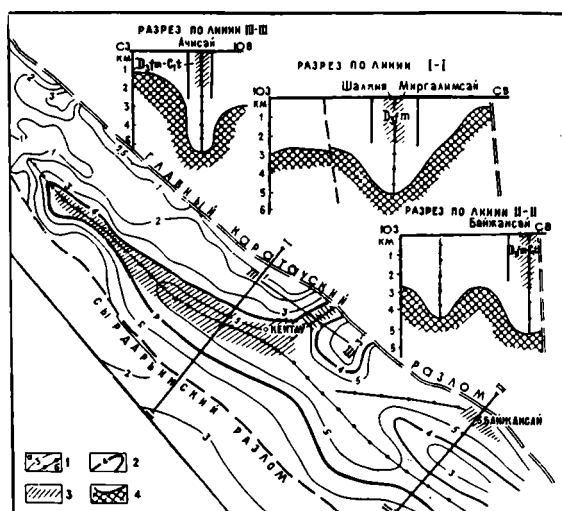


Рис. 4. Довендские прогибы Большого Каратау, выявленные путем интерпретации магнитных аномалий. По Л. Я. Проводникову [1979]. Распределение рудной минерализации. По Л. А. Мирошниченко:

1 — изоглубины, км (а), оси прогибов по данным магниторазведки (б); 2 — линия, ограничивающая развитие существенно карбонатных отложений верхнего девона — нижнего карбона и область насыщения свинцово-цинковой минерализацией; 3 — зоны с выявленными практически ценными скоплениями свинцово-цинковых и бариевых руд в карбонатных отложениях верхнего девона — нижнего карбона; 4 — подошва вендских отложений

генных известняков и черных доломитов. Корпешская пачка сложена голубовато-зелеными аргиллитами, туффитами, туфами, алевролитами с линзами и прослоями известняков, доломитов, редко кремней. Выше по разрезу туфогенно-терригенные отложения сменяются мощными толщами карбонатных пород, объединенными в четыре подформации: две фаменские (шалкия-миргалимсайскую кремнисто-известняково-доломитовую мощностью 350—1 300 м и турланскую известняково-мергелистую, развитую в Ачисайском грабене, мощностью 500—1 100 м), турнейскую известняково-доломитовую мощностью 1 000—2 000 м и ранне-среднекарбовую доломит-известняково-терригенную мощностью 1 300—2 100 м.

Вулканизм в стадию проседания проявлялся эпизодически и весьма слабо. Небольшие тела липаритов присутствуют в верхах разреза франской подсвиты переслаивания, а среди бязейских отложений Юго-Востоного Каратау выявлены относительно мощные и протяженные пластообразные тела трахибазальтов, тяготеющие к Главному Каратау-

* Здесь и далее возраст позднедевонских и карбовых отложений принят по М. М. Марфенковой.

скому разлому. Заметно обогащены туфогенным материалом (туфы основных и кислых эффузивов, туффиты) отложения корпешского горизонта, залегающие под мощной толщей фаменских карбонатных пород. Среди карбонатных субформаций фаменского и турнейского ярусов, вмещающих промышленные руды бария, свинца и цинка, зафиксированы только мелкие скопления туфов основных и кислых эффузивов [Колотухина, 1956] и наличие туфового материала в доломитах и кремнях рудных полей [Таранова, 1985]. Современные данные противоречат сложившимся представлениям многих исследователей об амагматичности существенно карбонатных толщ. Они свидетельствуют о проявлении вулканической деятельности на всем протяжении формирования продуктивных на барий, свинец, цинк и марганец девон-карбонатовых карбонатных отложений Каратау.

Со стадией проседания герцинского цикла связана разнообразная по вещественному составу стратиформная рудная минерализация: свинцово-цинковая, бариевая, медная, марганцевая, фторная и стронциевая. В начале стадии к верхам разреза корпешской туфотерригенной подформации позднего франа приурочены пластовые тела барита, обогащенные медью, марганцем, свинцом и цинком. По латерали на этом уровне выявлены скопления меди и марганца. В период образования карбонатных подформаций (фаменский, турнейский, визейский ярусы) в верхнем фамене сформировались наиболее крупные месторождения свинца, цинка и бария Большого Каратау. В Малом Каратау в синхронных по времени молассоидных отложениях проявлена слабая стратифицированная свинцово-марганцевая и свинцовая минерализация, за счет которой в зонах интенсивных тектонических деформаций сформировались богатые метаморфические агрегативные руды сулеймансайского типа. В раннем карбоне (турне) интенсивность бариевого и свинцово-цинкового оруденения резко падает. На базе бедных стратифицированных скоплений свинца и цинка образовались редкие месторождения богатых колчеданно-свинцово-цинковых руд в термокарстах ачисайского типа.

В висте в период формирования карбонатно-терригенной подформации, заключающей стадию проседания, рудная минерализация проявилась слабо в виде мелких стратиформных скоплений бария, свинца и цинка, тяготеющих к участкам развития трахибазальтового вулканизма (Кашкаратинский район). В инверсионную стадию в башкирское время в поднятой юго-восточной части Большого Каратау сформировались мощные (1 100—1 600 м) молассоидные отложения (красно-бурые конгломераты, туфопесчаники, алевриты), а в северо-западной, относительно опущенной части продолжалось накопление карбонатов сокращенной мощности. Завершилась инверсионная стадия в позднем карбоне — ранней перми внедрением мелких, пестрых по составу интрузий диабаз-гранит-порфирового комплекса, расположенных в основном в Осевом Каратау. Этот комплекс, по В. П. Компанейцеву, состоит из диабазов, габбро-диабазов, гранит-порфиров, аляскитов и габбро-норитов. Рудная минерализация инверсионной стадии установлена только в связи с интрузиями диабаз-гранит-порфирового комплекса. Представлена она пока слабо изученными проявлениями золота, танталониобатов и скоплениями регенерированных свинца и цинка в районах развития стратиформной свинцово-цинковой минерализации фаменского времени.

В целом герцинский цикл выделяется своей стратиформной бариевой и свинцово-цинковой минерализацией, широко развитой только в

стадии проседания рифтогенной структуры. По составу, масштабам и условиям проявления она мало отличается от фаменского оруденения Центрального Казахстана (Атасуйский, Аксоран-Акжалыйский, Карагайлинский районы), где свинцово-цинковая, бариевая и марганцевая минерализация получила максимальное развитие в верхнем фамене и также приурочена к палеорифтовым структурам [Щерба, 1967; Рожнов, 1984].

Альпийский цикл начинается с ранней перми, т. е. со времени общей континентальной стабилизации территории Каратау в квазиплатформенном режиме. Стадия заложения рифтовой структуры фиксируется щелочным магматизмом. Магматическая деятельность началась в перми с формирования даубабинского щелочно-базальтового комплекса, сложенного лавами и туфами биотитовых и оливиновых авгититов, оливиновых лейцитов, лейцитовых тефритов, ортоклазовых базальтов, трахибазальтов и латитов [Абдрахманов, 1965; Компанейцев, 1982]. Щелочным базальтам комагматичен пермо-триасовый щелочно-габброидный ирисуйский комплекс, состоящий из пироксенитов, шонкинитов, горнблендитов, фергуситов, монзонитов, сиенитов, альбититов и щелочных лампрофиров [Абдрахманов, 1965]. По особенностям строения отдельные штокообразные тела близки к кимберлитовым трубкам взрыва. Магматические проявления весьма незначительны по масштабам и подчинены преимущественно осевым частям зон предшествующих рифтогенных структур или местам их сопряжения (Чаткало-Кураминской и Каратауской). Последние отличаются заметно оживленным магматизмом и более крупными (площадью до 2,5 км²), близкими к изометричным кольцевыми интрузиями в отличие от преобладающих дайковых проявлений осевых частей зон.

Дальнейшая история альпийского рифтогенеза пока проблематична. С этим циклом, видимо, связано формирование ориентированной в северо-западном направлении Леонтьевской рифтогенной грабен-синклинали, выполненной триас-юрскими отложениями. Современная длина этой структуры около 200 км, ширина до 10—15 км. По А. А. Абдулину и Б. С. Цирельсону [1976], это юго-восточная ветвь системы триас-юрских нефтегазоносных рифтогенных грабен-синклиналей южной части Тургайского прогиба.

Рудная минерализация альпийского цикла заметно отличается от оруденения предыдущих циклов. С пермским даубабинским щелочно-базальтовым комплексом связаны мелкие позднемагматические скопления магнетита с апатитом. Пермо-триасовый ирисуйский щелочно-габброидный комплекс выделяется редкими для этого типа магматизма скарновыми железо-медными рудами, залежи которых достигают месторождений средних масштабов. В ассоциации с габбро-сиенитами встречаются проявления золота, а с пироксенитами — небольшие тела карбонатитов и скопления аксессуарно-вкрапленного магнетита и апатита. Частыми спутниками щелочно-габброидного магматизма является фторная (флюорит) и ртутная (киноварь) минерализация. Редкие гнезда и вкрапления галенита встречаются в юрских мергелях грабен-синклиналей, а в верхнетриасовой пестроцветно-глинистой формации юго-западных склонов Каратау выявлены бокситы. Оригинальны по своей природе эпизодические мелкие жилы и гнезда галенита и сфалерита в третичных конгломератах.

Из краткого анализа тектонического развития и рудоносности Каратау вытекают следующие основные положения. Каратау принадлежит

к внутриконтинентальным рифтовым структурам карбонатно-терригенного типа с преимущественным распространением морских отложений, среди которых преобладают карбонатные (известняки, доломиты), кремнисто-карбонатные и кремнистые породы, часто обогащенные углеродистым веществом, особенно во впадинах, образовавшихся в начальные периоды стадий проседания. В Каратау, как и в Красноморской рифтовой зоне, именно к таким впадинам тяготеют наиболее крупные скопления свинца, цинка, бария, ванадия и фосфора. Формирование рифтогенной системы происходило в три цикла: байкальско-каледонский (640—680 млн. лет), герцинский (порядка 100 млн. лет) и альпийский (около 150 млн. лет). Небольшие масштабы раздвигов фиксируются в основном магматизмом линейного щелевого типа. Для всех циклов характерен малообъемный, существенно базальтоидный магматизм повышенной калийности в осевых частях и гранитоидный — на плечах рифтовых зон. Ограничивающие подвижный пояс жесткие плиты, асимметричный профиль рифтовой зоны предопределили в периоды сжатия развитие надвигов, особенно широко распространенных в карбонатных толщах и создающих большие трудности при расшифровке структур и разведке месторождений.

На протяжении всей истории формирования Каратауской зоны рудная минерализация имела ярко выраженный фемический профиль с доминирующим развитием стратиграфически контрастного оруденения стратиформного типа. Каждый рифтогенный цикл выделяется своей, присущей только ему рудной минерализацией. В байкальско-каледонский (эпиплатформенный) цикл — это крупные скопления фосфора, ванадия, а также значительные концентрации молибдена, бария, цинка, золота и серебра. Герцинский цикл может быть назван бариево-свинцово-цинковым, альпийский — медно-железорудным с фтором, золотом и редкими землями. Наряду с отмеченными элементами, представляющими в настоящее время основную практическую ценность, руды Каратау содержат ряд ценных сопутствующих компонентов. Мощные процессы рудообразования, проявленные на многих, пока неравноценно изученных геохронологических уровнях, разнообразный состав оруденения, а также благоприятные предпосылки для выявления новых по качественному составу руд, в частности марганцевых, редкоземельных, фторных (флюоритовых), — все это позволяет относить Каратау к крупнейшим горнорудным районам с большими перспективами на будущее.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ОРУДЕНЕНИЕ

Анализ причинно-следственных связей глубинного строения земной коры и оруденения Каратау проведен по данным геолого-геофизических исследований, выполненных Н. Я. Куниным [1968], А. А. Абдулиным, Б. С. Цирельсоном и др. [1976], Б. Б. Таль-Вирским [1982], А. Н. Антоненко, И. П. Беневоленским, Ю. А. Воложем, В. Н. Любецким, Л. Я. Проводниковым, Р. А. Эйдлиным и другими исследователями. Как известно, в настоящее время широко дискутируется слоистая модель строения земной коры [Козловский, 1984; Вотах, 1985]. Результаты глубокого бурения и критический анализ геофизических и геологических материалов поставили под сомнение наличие в этой модели идеализированных базальтового и гранитно-метаморфического слоев. В каждом из этих геофизических слоев присутствуют (или могут присутствовать) породы гранитоидных, базальтоидных и осадочных формаций, не позво-

ляющие проводить прямую корреляцию формационного состава слоев с последовательностью их залегания в земной коре. Это обстоятельство не дает уверенности в отождествлении геофизических слоев земной коры, в частности с гранитным и базальтовым слоями в чистом виде [Вотах, 1985]. Между тем подчеркивается необходимость выделения и систематизация блоков по глубинным геофизическим параметрам, отражающим

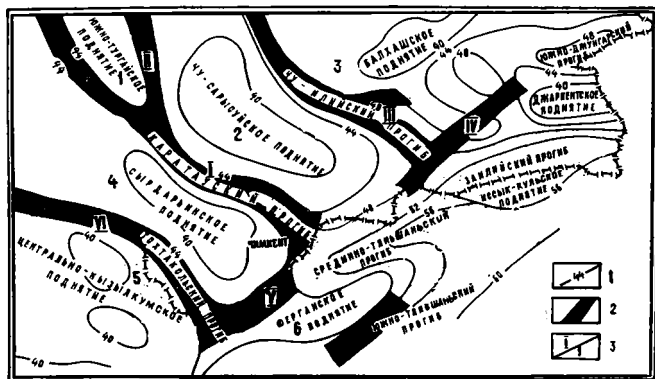


Рис. 5. Поверхность Мохоровичича. По Ю. А. Воложу, А. Н. Антоненко, Р. А. Эйдлину, И. П. Беневоленскому [1983]. Положение Каратауской рифтовой зоны.

По Л. А. Мирошниченко:

1 — линии равных глубин до поверхности М; 2 — Тянь-Шаньская рифтовая система; 3 — рифтовые зоны (римские цифры) и срединные массивы (арабские цифры) тех же наименований, что и на рис. 2

вариации количественных соотношений пород различной формационной принадлежности. В этом аспекте Каратау является блоком, в котором относительно четко намечаются сейсмические слои или горизонты с разными физическими параметрами. А. Н. Антоненко [1984], проводивший детальные сейсмические исследования в этом регионе, выделяет осадочный слой (чехол осадочных пород), а в фундаменте — слой с преобладанием кремнекислых (гранитоидных) пород и слой с доминирующим значением магнезиально-железистых (базальтоидных) пород. Нам представляется, что эти слои или горизонты до выработки дробных систематик, учитывающих их внутреннюю неоднородность, более приемлемо отождествлять с осадочным, гранитно-метаморфическим и базальтовым (гранулит-базитовым, metabазальтовым) слоями земной коры. В принципе даже такая огрубленная модель позволяет наметить некоторые особенности в распределении рудной минерализации относительно глубинного строения земной коры Каратау. Важной границей, выделяемой всеми исследователями, является подошва земной коры (ЗК), или поверхность Мохоровичича (М).

В рамках рассмотренной выше тектонической позиции Каратау (см. рис. 1) рифтовым структурам северо-западного простирания повсеместно соответствуют прогибы в поверхности М (рис. 5). Эти прогибы имеют ту же ориентировку и параметры, сопоставимые с размерами рифтовых структур. По данным ГСЗ, они повсеместно ограничены сейсмическими дизъюнкциями, картируемыми в ранге бортовых глубинных разломов. Каратауская рифтовая зона в современной поверхности М четко выделяется северо-западным прогибом с мощностью ЗК 44—47 км. На юго-востоке, в сторону сопряжения с Тянь-Шаньской рифтовой

системой, мощность ЗК в прогибе заметно увеличивается и достигает 50—52 км. На северо-востоке и юго-западе зона ограничена соответственно Чу-Сарьсуйским и Сырдарьинским поднятиями с мощностью ЗК 38—40 км. На северо-западе, в месте виргации на собственно Каратаускую и Байконурскую рифтовые зоны, разделяющее их Южно-Тургайское поднятие имеет аналогичную предыдущим поднятиям мощность

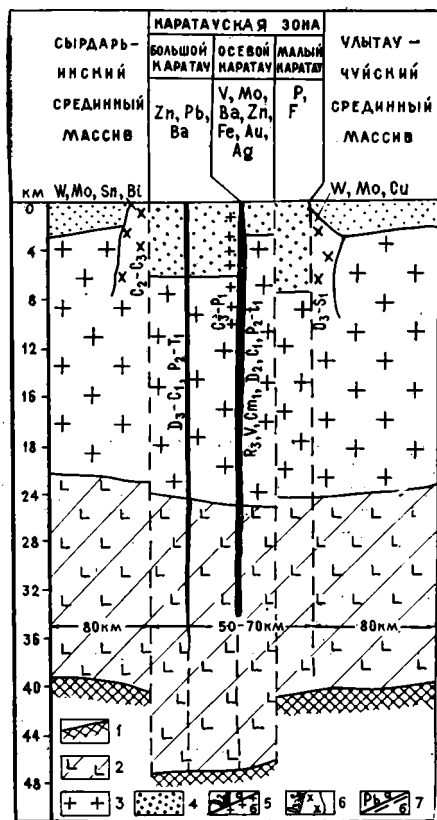


Рис. 6. Схема глубинного строения Каратауской рифтовой зоны с распределением оруденения. Поперечный профиль. Составлена Л. А. Мирошниченко по материалам А. Н. Антоненко, И. П. Беневоленского, Ю. А. Воложа, Н. Я. Кунина, Е. Н. Любецкого, Л. Я. Проводникова: 1 — поверхность Мохоровичича; 2 — базальтовый (гранулит-базальтовый) слой; 3 — гранитно-метаморфический слой; 4 — осадочный слой; 5 — магматические породы и их возраст: а — щелочные пироксениты и габбронды, трахибазальты, трахипариты, субщелочные сиениты, б — диабазы, габбро-диабазы, гранит-порфиры; 6 — граниты, плагнограниты и их возраст; 7 — главные рудные элементы (а) и глубинные разломы (б)

земной коры. В поперечном профиле поверхность М в Каратауской зоне «опущена» по отношению к бортам на 4—6 км (рис. 6). Этот грабен в поверхности М ограничен глубинными разломами (сейсмическими дизъюнкциями) северо-западного, каратауского, направления. Мощность базальтового слоя варьирует от 17 до 23 км и достигает максимума в Большом и Осево Каратау (рис. 7). При движении на юго-восток, в сторону Тянь-Шаньских структур, мощность слоя заметно увеличивается, а в северо-западном направлении уменьшается до 17 км и соответствует мощности базальтового слоя в поднятиях (срединных массивах). Этот пережим ограничивает на северо-западе поле с аномальной мощностью базальтового слоя.

Гранитно-метаморфический слой имеет мощность от 16 до 22 км. Минимальная мощность (16 км) приходится на Большой Каратау, а максимальная (22 км) — на Осево с метаморфическими комплексами, картируемыми с поверхности. В Малом Каратау и в бортах зоны мощность гранитно-метаморфического слоя 18—20 км. Осадочный слой по-

вышенной мощности (5—7 км) характерен для погруженных блоков Большого и Малого Каратау. Специфична позиция различных по составу магматических образований. К полю с аномальной мощностью базальтового слоя (Большой и Осевой Каратау) закономерно приурочен базитовый магматизм повышенной и высокой калийности (трахибазальты, трахилипариты, щелочные габброиды и пироксен-

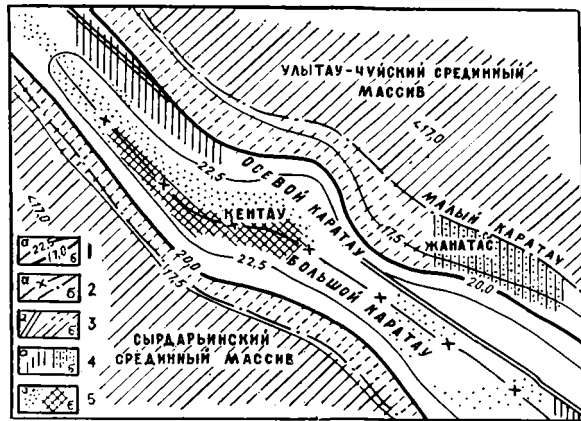


Рис. 7. Мощность базальтового слоя. По В. Н. Любецкому. Размещение оруденения. По Л. А. Мирошниченко:

1 — линии: а — равных мощностей, км, б — ограничивающие увеличенную мощность слоя; 2 — осевая линия повышенной мощности базальтового слоя (а) и глубинные разломы, ограничивающие Каратаускую рифтовую зону (б); 3 — Каратауский глубинный разлом (а) и пониженная мощность базальтового слоя (б); 4, 5 — профилирующая рудная минерализация: 4 — V, Mo, Ba, Zn, Fe, Au, Ag (а); P, TR, F (б); 5 — Zn, Pb, Ba (а), зоны с практически ценными скоплениями Zn, Pb, Ba (б)

ниты, шонкиниты и т. п.). На всех этапах развития эти магматические проявления контролируются щелевыми раздвигами, ориентированными согласно с общим северо-западным простиранием Каратауской структуры. В бортах или на плечах рифтовой зоны с геофизическими слоями без признаков аномальности магматиты имеют резко иной состав и заметно увеличенные объемы. Здесь они представлены гранитоидными массивами, вытянутыми вдоль ограничивающих зону глубинных разломов (Байкадамынский, Сузакский, Сырдарьинский).

Рассматривая распределение рудной минерализации в зависимости от глубинного строения земной коры, нетрудно заметить контрастность состава оруденения различных частей (блоков) зоны. В Большом и Осевом Каратау, расположенных в поле с аномальной мощностью базальтового слоя и базитовым магматизмом, развито оруденение фемического профиля: ванадий, молибден, цинк, свинец, барий, золото, серебро, марганец, железо, никель. В бортовых частях зоны с относительно стабильными мощностями геофизических слоев и гранитоидным магматизмом рудная минерализация имеет сиалический профиль: вольфрам, молибден, олово, висмут, редко медь. Такое изменение состава оруденения в различных частях зоны является примером причинно-следственных связей глубинного строения, магматизма и рудной минерализации. Исключение составляет Малый Каратау с его богатыми скоплениями фосфорных руд. Этот блок не выделяется аномальностью глубинных слоев земной коры и по строению однотипен с бортовыми

частями зоны. Отсутствие связи высоких концентраций фосфора с глубинным строением этого блока находится в согласии с геологическими представлениями о формировании руд, связанном с поступлением фосфора из Осевого Каратау, и последующем его осаждении в тектонически пассивном амагматичном Малокаратауском прогибе компенсированного осадконакопления (область шельфа).

Из краткого анализа глубинного строения земной коры и размещения оруденения следует, что мобильным и тектонически активным блокам Большого и Осевого Каратау соответствуют грабен в поверхности М и повышенная мощность базальтового слоя. Именно к этим, и только к этим блокам или частям рифтовой зоны приурочены базитовый магматизм и профилирующая в Каратау рудная минерализация фемического профиля (ванадий, свинец, цинк, барий и др.).

Суммируя данные о тектонической позиции, истории развития, глубинном строении и размещении оруденения, следует подчеркнуть некоторые особенности оформления Каратау в ранге самостоятельной структурно-металлогенической зоны. Геолого-геофизические материалы достаточно убедительно свидетельствуют о принадлежности Каратау к внутриконтинентальным рифтогенным структурам полициклического развития. Заложение структуры происходило в верхнем рифее, а последующее возобновление рифтогенного режима было в раннем девоне и ранней перми. Особенность зоны заключается в слабо выраженном во всех циклах линейно-щелевом базальтовом магматизме повышенной и высокой калийности, закономерно приуроченном к блокам с увеличенной мощностью базальтового слоя. Другая особенность, тесно связанная с предыдущей, заключается в металлогенической специализации зоны, имеющей ярко выраженный фемический профиль рудной минерализации, наиболее мощно проявленной в ранние периоды проседания рифтогенной зоны, когда формировались наиболее крупные скопления стратиформных руд ванадия, фосфора, свинца, цинка и бария, составляющие современную минерально-сырьевую базу Каратауского горнорудного района.

Выделение и анализ рудоносности рифтогенных структур — проблема для Казахстана не новая. Начиная с 60-х гг. ее развивали в своих работах Г. Н. Щерба [1967, 1980] на примерах Успенского и Чу-Илийского рудных поясов и М. А. Абдулкабиров [1975] для Северного Казахстана. Рудоносность рифтогенных структур отдельных районов рассматривалась в работах Л. А. Мирошниченко [1984], А. А. Рожнова [1984] и других исследователей. Результаты изучения механизма формирования и металлогении рифтовых зон в последние годы нашли отражение в многочисленных работах советских и зарубежных исследователей. Это направление структурно-металлогенического анализа освещалось на XXVII Международном геологическом конгрессе в Москве в 1984 г. и продолжает успешно развиваться в настоящее время. Так, открытию докембрийских троговых (рифтоподобных, рифтовых) структур Байкало-Амурского региона (сходных с зеленокаменными поясами) посвящена книга геологов Сибири [Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения, 1985]. Скотт Стевен [1985], анализируя современные и древние подводно-морские полиметаллические сульфидные месторождения, отмечает, что «общей чертой как древних, так и современных месторождений является их приуроченность к рифтовым структурам». Широкую известность получили сульфидные накопления Красноморского рифта и рифтовой долины средин-

но-океанического хребта. Но, несмотря на большие успехи, эта проблема требует еще более пристального внимания тектонистов, геофизиков и металлогенистов [Пушаровский, Милановский, 1985].

Небольшое отступление в сторону признания широкого развития рифтогенных структурно-металлогенических зон объясняется пока еще ограниченными попытками пересмотреть в этом плане многие структурно-металлогенические зоны Казахстана. Однако современные геолого-геофизические и металлогенические материалы позволяют проанализировать в этом направлении Аксоран-Акжалы-скую, Акбастау-Узунжаль-скую, Уралбайскую, Басага-Текелийскую, Байконурскую и другие зоны с широко развитым стратиформным оруденением. Видимо, следует возвратиться к пересмотру с этих позиций природы таких вулканогенных рудоносных зон, как Акбастау-Кусмурунская, Қарсақпайская, Валерьяновская, и некоторых других с колчеданным и железным (джеспилиты, скарны) оруденением. Рифтогенные зоны — это самостоятельные конкретные единицы структурного и металлогенического анализа. Наряду с особенностями формирования они выделяются прежде всего и главным образом небольшой шириной (50 км, редко до 80 км) и линейной ориентировкой, позволяющими ограничивать распространение и оценку потенциальной рудоносности геологических формаций рамками этих узких, активно развивающихся структур. Этим условиям отвечает Каратауская структурно-металлогеническая зона.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ И СИСТЕМАТИКА

В большинстве работ, посвященных общим или частным вопросам рудоносности Каратау, проявления рудной минерализации группируются в рудные формации по принципу сходства состава устойчивых металлных или минеральных ассоциаций, образовавшихся в близких геологических условиях. Этот принцип выделения рудных формаций преимущественно по составу промышленного оруденения развивался и пока широко практикуется многими исследователями. Между тем рудноформационная систематика месторождений, основанная главным образом на учете минеральных ассоциаций, явно ограниченных рамками конкретных параметров и условий рудообразования, влечет за собой неоправданное выделение в самостоятельные рудные формации рудных проявлений (месторождений), формирующихся в границах одного рудного процесса. К примеру, в Каратау одинаковая или близкая по качественному составу (свинец, цинк и барий) и условиям образования рудная минерализация, расположенная на одном стратиграфическом уровне и приуроченная к однотипным горизонтам пород, по количественным соотношениям рудных компонентов (или минералов) разбивается на ряд формаций: свинцово-цинковую, бариево-свинцово-цинковую, бариевую, а при появлении в рудах киновари или флюорита этот ряд дополняется ртутно-свинцово-цинковой или фторно-свинцово-цинковой рудными формациями. Такое искусственное деление на формации рудных ассоциаций, связанных общностью происхождения, принадлежащих к одному этапу рудообразования и имеющих между собой взаимопереходы, убеждает в несовершенстве методики выделения рудных формаций, особенно для металлогенического картирования и оценки перспектив структурно-металлогенических зон. Как показал опыт металлогенического анализа Казахстана [Металлогения Казахстана, 1977—1983], для металлогенического картирования и прогноза рудная формация по критериям выделения и ранговости должна соответствовать геологической формации. Это позволяет привести к одному уровню понятия геологических и рудных формаций, соблюсти единый принцип их систематики, проанализировать в объеме рудной формации не сходные минеральные ассоциации (группы месторождений, в прежнем варианте — рудные формации), а сообщество разных по составу минеральных ассоциаций (месторождений), связанных единством происхождения с геологической формацией, в совокупности фиксирующих (как это принято при геологическом картировании) тектоническую обстановку рудно-по-

Таблица 1. Металлогенические комплексы, подкомплексы и типы Каратау
(составили Л. А. Мирошниченко, В. И. Фомичев)

Комплекс			Подкомплекс			Тип			Минеральный тип		Оруденение		
Название	Рудные компоненты		Название	Рудные компоненты		Название	Рудные компоненты		Состав	Происхождение	Масштаб	Перспективность	Район проявления
	Главные	Второстепенные и сопутствующие		Главные	Второстепенные и сопутствующие		Главные	Второстепенные и сопутствующие					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14

Протоплатформенное основание (Pt₁)

Нижнепротерозойский метабазальтовый никелево-железорудный (игмурунский)	Ni, Fe, P	Co, Zn, V, Cr, Mo				Стратиформный кремнистый фосфорно-никелево-железорудный	Ni, P, Fe	Co, Zn, V, Cr, Mo	Курскит-магнетитовый	Гидротермально-осадочный, метаморфизованный	Рудопроявления	Требуется доизучения	Осевой Каратау
Нижнепротерозойский метабазит-габбровый железорудный (бессазский)	Fe	Ti				Пироксенитовый железорудный	Fe	Ti	Магнетитовый	Позднемагматический	То же	Неперспективный	То же

Байкальско-каледонский рифтогенный цикл (Rf₃-O₃)

Стадия заложения (Rf₃-V)

						Трахипаритовый березит-свинцово-золото-	Ag, Au, Pb	Zn, Bi, As	Малосульфидный кварц-серицит-золото-	Метаморфический	Минерализация	Неперспективный	Осевой Каратау
--	--	--	--	--	--	---	------------	------------	--------------------------------------	-----------------	---------------	-----------------	----------------

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
Верхнерифейский трахизальт-трахилипаритовый золото-серебряный (кайнарский)	Au, Ag	Zn, Pb, Cu, Bi, As, Ni, Mo, Ba	Трахизальт-трахилипаритовый золото-серебряный (нижнекайнарский)	Au, Ag	Cu, Pb, Zn, As, Bi, Ni	серебряный	Au, Cu	Zn, Ag, As, Bi, Ni, Pb	Малосульфидный альбит-хлорит-золото-серебряный	То же	То же	То же	То же		
			Базальт-трахизальт-углеродисто-сланцевый карбонатный золото-рудный (верхнекайнарский)	Au	Ag, Pb, Zn, As, Bi, Ba, Cu, Ni, Mo	Стратиформный базальт-трахизальт-углеродисто-сланцевый цинково-золоторудный			Ау, Zn	Ag, Cu, Pb, Bi, As, Ni	Убогосульфидный кварц-золоторудный Пирит-сфалеритовый	Метаморфический	Рудопроявления	Перспективный	*
					Стратиформный известняково-доломитовый бариево-свинцово-цинковый	Va, Pb, Zn			As, Bi, Cu, Mo	Кальцит-баритовый	Метаморфический	Минерализация	То же	То же	*
					Субщелочной граносиенитовый березит-золото-серебряный	Au, Ag			Pb, Zn, Cu, Bi, As, Sn, W, TR	Кварц-кальцит-галенит-сфалеритовый	Малосульфидный кварц-серцит-пирит-золото-серебряный	Гидротермальный	Месторождения	Перспективный	*
									Умеренносульфидный кварц-серцит-пирит-галенит-сфалерит-	То же	То же	То же	*		

Верхнерифейский субщелочной граносиенитовый золото-серебряный	Au, Ag	Pb, Zn, Cu, Bi, As, Sn, W					Субщелочной граносиенитовый апокарбонатно-колчеданно-золото-серебряный	Au, Ag,	Cu, Bi, As, Pb, Zn, Sn	блеклорудно-золото-серебряный Мало-сульфидный кварц-альбит-пирит-серебряно-золоторудный Малосульфидный кварц-кальцит-пирит-блеклорудно-золото-серебряный Сульфидный кварц-кальцит-пирит-халькопирит-блеклорудно-золото-серебряный	* * * *	Минерализация Месторождения То же	Неперспективный Перспективный То же	То же * *
Вендский песчано-							Субщелочной лейкогранитовый свинцово-висмутово-серебряный	Ag, Pb, Bi	Cu, Zn, Au, As	Кварц-галенит-висмутит-аргентитовый	*	Минерализация	Неперспективный	*
							Конгломератовый золоторудный (ранский)	Au	Fe	Кварц-золотой	Метаморфизованных россыпей	То же	То же	*

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
сланцевый золоторуд- ный (кос- шокинский)	Au	Fe, V, Ba, As, Co				Страти- формный углеродис- то-сланце- вый золото- рудный	Au	V, Ba, As, Co	Золото- носных пи- ритов	Метамор- фический	•	Перс- пектив- ный	•
Вендский туфокарбо- натно-ар- гиллит- кремнистый свинцово- цинковый (чичкан- ский)	Pb, Zn	Cu, Ag, Sn, W				Страти- формный углеродис- то-доломи- товый свин- цово-цинко- вый (жар- тыбастау- ский)	Pb, Zn	Cu, Ag, Sn, W	Галенит- сфалерито- вый	Гидротер- мально-оса- дочный	Рудо- прояв- ления	То же	Малый Каратау
Вендский флишонд- ный золото- рудный (ку- юкский)	Au	Ag, As, Bi, Cu, Pb, Zn, Mo				Страти- формный туфопесча- никово-золо- торудный	Au	Ag, As, Bi, Cu, Pb, Zn, Mo	Кварц- пирротино- во-золотой	Динамо- метаморфи- ческий	Ми- нерали- зация	Не- перс- пектив- ный	Осевой Каратау
									Кварц-ар- сенопирит- золотой	То же	Рудо- прояв- ления	Тре- бует до- изуче- ния	То же
									Кварц- серебряно- золотой	•	То же	То же	•
<i>Стадия проседания</i>													
						Страти- формный	P	F, TR, Y	Фторапа- титовый	Гидротер- мально-	Мес- торож-	Высо- коперс-	Малый Каратау

Нижне-кембрийский доломит-кремнистый фосфорный (чулактауский)	P	F, V, TR, Mo, Pb, Zn	доломит-кремнистый фосфорный (жанатаский)			Флюорит-фторапатитовый	осадочный Гидротермально-осадочный, контактово-метаморфический	То же	пективный Перспективный	То же
			Стратиформный доломитовый железомарганцевый (тьесайский)	Mn, Fe	P, Ba, Co	Анкерит-браунит-родохрозитовый	Гидротермально-осадочный	Минерализация	Неперспективный	*
			Стратиформный углеродисто-кремнистый молибден-ванадиевый (баласаускандыкский)	V, Mo	P, Ba, Zn, Fe, Mn, Ag, As, TR, Ta, Nb, Re	Кварц-патронит-роскоэлитовый	Гидротермально-осадочный, динамометаморфический	Месторождения	Требуется переоценки	Большой Каратау
Нижне-средне-кембрийский углеродисто-кремнистый бариево-молиб-	V, Ba, Mo	Zn, Cu, Pb, P, Mn, Fe,	Стратиформный кремнистоаргиллитовый бариево-медно-цинковый (соробинский)	Zn, Cu	Ba, Fe, Ni, Co	Барит-сфалерит-пиритовый Пирит-халькопиритовый	Гидротермально-осадочный Динамометаморфический	Рудопроявления То же	Требуется изучения То же	Осевоу Каратау То же

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Кембродордовикский углеродисто кремнисто карбонатный (со спилитами) бариево-ванадиево-фосфорный (чулактау-курумсакский)	P, V, Ba	Fe, Mo, Mn, Zn, Pb, Ag, TR, Ta, Nb, Ni, Re	ден-ванадиевый (курумсакский)	Ba	TR, Ag, Ta, Nb, Ni, Re	Стратиформный доломитовый железорудный (абайский)	Fe	Zn, As	Анкеритпистолезитсидероплезитовый	Гидротермально-осадочный, метаморфический	Месторождения	Требуется переоценки	То же
			Среднекембрийско-среднеордовикский доломит-известняковый бариевый (кокбулак-шебактинский)		Pb, Zn	Стратиформный кремнистодоломитовый бариевый (карагузский)	Ba	Sr	Баритовый	Гидротермально-осадочный	То же	Перспективный	*
					Pb, Zn	Стратиформный доломитовый свинцово-цинковый	Pb, Zn	Ba	Галенитсфалеритовый	То же	Выделен по ореолам	Требуется изучения	*
					Ba	Известняково-доломитовый бариевый (кокбулакский)	Ba	Pb, Zn, Cu, Sb, Bi	Кальцитбаритовый Кальцитдоломитбаритовый	Метаморфический То же	Минерализация То же	Неперспективный	*
					Pb, Zn, Ba	Стратиформный кремнистодоломитовый бариево-свинцово-цинковый (шебактинский)	Pb, Zn, Ba	F, Ag, Bi, Sb	Сфалеритгаленитовый Кварцфлюоритбаритгаленитовый	Гидротермально-осадочный Динамометаморфический	*	Требуется изучения	Малый Каратау
										*	Неперспективный	То же	

Ранне-среднеордовикский кремнисто-аргиллитовый бариево-железо-марганцевый (камальский)	Ba, Fe, Mn	Cu, Au, Zn					Стратиформный кремнисто-известняково-аргиллитовый бариевый	Ba	Zn	Баритовый	Гидротермально-осадочный	Рудопроявления	Перспективный	Осевой Каратау
							Стратиформный кремнисто-аргиллитовый марганцево-железородный	Fe, Mn,	Cu, Zn, Au, Ba, Co	Магнетит-гематитовый (с псиломеланом и пиролюзитом)	То же	То же	Неперспективный	То же
Верхнеордовикский флюидный медный (бешарыкский)	Cu	Pb, Zn, Au, Ag, As, Bi					Флогопит-магнетитовый			Флогопит-магнетитовый	Контактово-метаморфический	*	То же	*
							Кварц-халькопиритовый			Кварц-халькопиритовый	То же	*	Требуется доизучения	*
							Кварц-золотой			Кварц-золотой	Динамометаморфический	Минерализация	Неперспективный	*
			Песчаниковый медный	Cu	Pb, Zn, Au, Ag, As, Bi	Кварц-халькопиритовый	То же	Рудопроявления	То же	*				
						Кварц-галенит-сфалерит-халькопиритовый			*	То же	*	*		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Стадия инверсии (O₃)</i>													
Верхнеордовикский гранодиорит-гранитный вольфрам молибденово-медный (малокаратауский)	Cu, Mo, W	Fe, Sn, Bi				Гранодиоритовый бериллово-молибденово-медный	Cu, Mn	W, Bi	Кварц-серицит-молибденит-халькопиритовый	Гидротермальный	Рудопроявления	Неперспективный	Малый Каратау
						Гранодиорит-граносиенитовый скарново-медно-железородный	Cu, Fe	Sn, Pb, Co, Ni, Mo, V, B, Bi, Ag, Au, TR	Гранат-пироксен-халькопирит-магнетитовый	Скарновый	То же	То же	То же
						Гранитный скарново-вольфрамово-молибденовый	W, Mo	Cu, Sn, Bi, As, Ag, TR	Флогопит-диопсид-магнетитовый	То же	Минерализация	*	*
									Гранат-пироксен-шеелит-молибденитовый	Скарново-грейзеновый	Рудопроявления	*	*

Герцинский рифтогенный цикл (D₂—P₁)

<i>Стадия заложения</i>													
Среднедевонский молассоидный (с трахибазальтами и трахипаритами)	Mn, Fe, Ba	Zn, Pb, Cu, Co, Au, Ag	Конгломерат-песчаниковый (с трахибазальтами) бариево-железородный	Fe, Ba	Au, Ag	Стратиформный песчаниковый железородный	Fe	Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Ba	Кварц-золото-гематитовый	Динамоморфический	Минерализация	Неперспективный	Большой Каратау
						Магнетит-гематитовый	То же	То же	То же	То же			
						Стратиформный	Ba	Fe, Au,	Сидеритовый	*	Рудопрояв-	*	*
								Баритовый	*			*	*

бариево-железо-марганцевый (только-бацкий)				конгломерат-песчаный бариевый	Ag, Cu, Pb			ления	То же	То же
	Алевролит-аргиллитовый (с трахипаритами) марганцевый	Mn	Zn, Pb, Cu, Ba, Co, Ni	Стратиформный алевролит-аргиллитовый марганцевый	Mn	Zn, Pb, Cu, Co, Ni, Ba	Смитсонит пиролюзит псиломелановый	*	То же	*

Стадия проседания

	Франский туфоаргиллитовый медный (корпешский)	Cu	Ba, Pb, Zn, Bi, Ag, As, Co	Стратиформный туфоаргиллитовый медный	Cu	Ba, Pb, Zn, Ag, Bi, As, Co	Пирит-халькопиритовый	Динамометаморфический	Рудопроявления	Требуется изучения	*
						Халькозин-борнит-халькопиритовый		Гидротермально-осадочный	Минерализация	То же	*
				Стратиформный углеродистоизвестняково-доломитовый марганцовисто-серебряно-бариево-цинково-свинцовый (миргалимсайский)	Pb, Zn, Ba	Ag, Cu, Mn, Fe	Барит-сфалерит-галенитовый	Полигенный	Месторождения	Высокоперспективный	*
				Баритовый		То же	То же	То же	То же	*	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
			Фаменский кремнисто-доломит-известняковый серябряно-бариево-свинцово-цинковый (шалкия-миргалимсайский)	Pb, Zn, Ba	Ag, Cu, Fe, Mn	Стратиформный углеродисто-кремнисто-известняково-доломитовый свинцово-цинковый (шалкинский)	Zn, Pb	Ag, Ba	Галенит-сфалеритовый Пирит-галенит-сфалеритовый	Гидротермально-осадочный Контактово-метаморфизованный	*	*	*
						Стратиформный терригенно-доломит-известняковый цинково-свинцовый (аксуранбайжансайский)	Pb, Zn	Ba, Ag, Au, Pt	Пирит-галенит-сфалеритовый Галенитовый	Полигенный Гидротермально-осадочный, динамометаморфический	Месторождения То же	Перспективный То же	Большой Каратау То же
						Стратиформный туфоаргиллит-доломитовый марганцовисто-медно-свинцово-цинково-бариевый (акшешекский)	Ba, Pb, Zn	Cu, Mn, Ag, Bi	Халькопирит-галенит-сфалеритовый	Гидротермально-осадочный	*	*	*
						Стратиформный кремнисто-	Mn	Fe	Гематит-гаусманитовый	То же	Рудопроявления	*	Сопряжение Большее

Верхнедевонско-среднекаменноугольный терригенно-карбонатный (с трахибазальтами) бариево-свинцово-цинковый (каратауский)	Pb, Zn, Ba	Ag, Cu, F, Hg, Sb, Bi, Tl, Au, Mn, Fe	Фаменский известняково-мергелевый цинково-свинцово-бариевый (турланский)	Ba, Pb, Zn	Sr	известняковый марганцевый	Ba, Pb, Zn	Sr, Ag	Галенит-сфалеритовый	♦	То же	Неперспективный	каратауской и Чаткало-Кураминской зон Большой Каратау
						Стратиформный доломит-известняково-мергелистый цинково-свинцово-бариевый (катын-камальский)			Баритовый	Полигенный	Месторождения	Перспективный	То же
						Стратиформный доломитовый колчеданно-свинцово-цинковый (ачисайский)	Pb, Zn	Ag, Au	Пирит-галенит-сфалеритовый	То же	Месторождения	То же	♦
			Турнейский известняково-доломитовый свинцово-цинковый (ачисайский)	Pb, Zn	F, Ba, Sr, Ag, Au, Hg	Стратиформный доломит-известняковый ртутно-фтор-бариево-свинцово-цинковый (жусалинский)	Pb, Zn	F, Ba, Hg, Ag	Киноварь-флюорит-барит-галенит-сфалеритовый	♦	То же	Требуется изучения	♦

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
						Стратиформный известняковый бариево-стронциевый (сарабаский)	Sr, Ba	Pb, Zn Ag	Барит-целестиновый	?	Минерализация	Неперспективный	*
			Визейский трахизальт-доломит-известняково-терригенный бариево-свинцово-цинковый (кашкарата-теректинский)	Pb, Zn	Ba, Ag, Hg, Cu, Sb, As, Bi, Mo, Co	Стратиформный доломит-известняковый ртутно-бариево-свинцово-цинковый (теректинский)	Pb, Zn	Ba, Hg, Ag, Cu, Sb, As, Bi, Mo, Co, F	Киноварь-галенит-сфалеритовый	Полигенный	Рудопроявления	Требуется изучения	*
						Стратиформный трахизальт-доломитовый бариево-медно-свинцово-цинковый (кашкарата-теректинский)	Ba, Pb, Zn, Cu	Bi, As	Барит-галенит-сфалеритовый	Гидротермально-осадочный	То же	Неперспективный	*
Верне-девуонско-нижнекаменноугольный молассонд-ный	Mn, Pb, Cu	Fe, Ba, Zn, V, Ag, Re, Co, Mo,				Стратиформный гравелит-песчаниковый свинцовый (сулейманский)	Pb	Zn, Ba, Ag, V, Cu, Mo, Au, Co	Барит-галенитовый Сульванит-сфалерит-галенитовый	То же Динамометаморфический	Минерализация Рудопроявления	То же *	Малый Каратау То же

медно-цинково-свинцово-марганцевый (тасбулакский)						Стратиформный конгломерат-песчаниковый свинцово-марганцевый (тасбулакский)	Pb, Mn	Fe, Zn, Ba, Mo, V, Au,	Коронадит-гематит-браунитовый	Гидротермально-осадочный	То же	*
						Стратиформный медистопесчаниковый	Cu	Co, Ag, Pb, Zn, Bi, Re	Кварц-борнит-халькопиритовый	Динамометаморфический	*	*

Стадия инверсии

Верхнекарбонново-нижнепермский диабаз-гранит-порфировый золото-танталониобиевый (байжансайский)	Ta, Nb, Au	As, Bi, Cu, Pb, Zn	Габбро-диабазовый золоторудный	Au	Cu, As, Pb, Zn	Диабазовый пропелитово-золоторудный	Au	Cu, As, Pb, Zn	Кальцит-хлорит-золотой	Гидротермальный	Минерализация	Неперспективный	Осевой Каратау
			Гранитный золото-танталониобиевый	Ta, Nb	Au, Cu, As, Sn	Лейкогранитовый грейзеново-танталониобиевый	Ta, Nb	Au, As, Sn	Кварц-мусковит-кодумбитовый	Грейзеновый	То же	Требуется доизучения	То же
			Гранит-порфировый березитово-золоторудный			Гранит-порфировый березитово-золоторудный	Au	Cu, As,	Кварц-серицит-халькопирит-золотой	Гидротермальный	*	Неперспективный	*

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Альпийский рифтогенный цикл (P₁₋₂—K)													
<i>Стадия заложения</i>													
Пермский щелочно-базальт-латитовый медно-фосфорно-железородный (даубабинский)	Cu, P, Fe	Ti, F, Au, Ag	Щелочно-базальтовый фосфорно-железородный (нижнедаубабинский)	Fe, P	Cu, Ti, F	Щелочно-базальтовый фосфорно-железородный	Fe, P	Cu, Ti, F	Апатит-магнетитовый	Позднемагматический	Минерализация	Неперспективный	Сопряжение Большекаратауской и Чаткало-Кураминской зон
			Латит-порфиновый медный (верхнедаубабинский)	Cu	Ag, Au	Щелочно-сиенит-порфиновый пропилитово-медный	Cu	Ag, Au	Пирит-халькопиритовый	Гидротермальный	То же	То же	То же
			Меланократовый щелочно-габброидный редкоземельно-фосфорно-железородный	P, Fe	Ti, F, TR	Щелочно-пироксениновый редкоземельно-фосфорно-железородный (кулантауский)	P, Fe	Ti, F, TR	Апатит-магнетитовый	Магматический	*	Перспективный	*
						Щелочно-пироксениновый редкоземельно-фосфорный	TR, P		Доломит-апатитовый	Карбонатитовый	*	Требуется доизучения	*
						Щелочно-сиенит-пироксениновый золото-редкоземельный	TR, Au	Cu, W, As, P, Co	Доломит-альбит-золото-ксенотимовый	То же	*	Перспективный	Большой Каратау

Пермотриасовый щелочно-габброидный редкоземельно-фосфорно-медно-железородный (ирисуйский)	Cu, Fe, P, F, TR	Pb, Ba, Co, Ti, Ag, Sb, Bi, W, Mo, TI	Мезократовый щелочно-габброидный фтор-медно-железородный	Fe, Cu, F	Co, Ti, Ba, Pb, Ag, Sb, TR, W, Mo, Au	Щелочно-габброидно-сиенитовый скарново-медно-железородный (ирисуйский)	Cu, Fe	Co, Ti, Au, Ag	Диопсид-халькопирит-магнетитовый	Скарновый	Месторождения	То же	Сопряжение Большая-Чаткало-Кураминской зон
						Щелочно-сиенитовый фторный (бугуньский)	F	Pb, Ba, Ag, Sb, Au, TR, Mo, W	Флюорит-галенитовый Кварц-кальцит-флюоритовый	Полигенный Гидротермальный	Рудопроявления То же	Неперспективный Перспективный	Большой Каратау То же
						Щелочно-лампрофировый пропилитово-медно-никелево-кобальтовый (чимбастауский)	Co, Ni, Cu	As, Ag, Bi, TI	Кобальтин-герсдорфит-халькопиритовый	То же	Минерализация	Неперспективный	»

Стадия проседания

Верхнетриасовый пестроцветно-глинистый бокситоносный	Al					Бескарбонатный красноцветно-аргиллитовый бокситовый (карунгурский)	Al		Каолинит-гиббситовый		Рудопроявления	Требуется доизучения	»
--	----	--	--	--	--	--	----	--	----------------------	--	----------------	----------------------	---

родных образований и их место в истории развития структурно-металлогенических зон. Рудная формация — это закономерное сообщество рудных элементов, генетически или парагенетически связанных с определенными по составу и строению геологическими формациями. Как и геологическая формация, состоящая из парагенетического сочетания пород, рудная формация является парагенетическим сочетанием руд (месторождений), образующихся в определенных тектонических условиях. Согласно этому понятию, с одной геологической формацией связана только одна рудная формация, объединяющая месторождения любого минерального состава и генезиса. Генетически или парагенетически взаимосвязанной ассоциации геологической и рудной формаций соответствует металлогеническая формация, а в конкретном выражении (возраст, собственное наименование) — металлогенический комплекс. В металлогеническом комплексе выделяются подкомплексы, представляющие более низкий ранг систематики на уровне геологических и рудных подформаций. В систематике и при прогнозных оценках важное значение имеет металлогенический тип, который, в свою очередь, стоит рангом ниже подкомплекса, является его составной частью и отражает внутриформационную организацию вещества. Металлогенический тип — это устойчивая группа сходных по составу рудных элементов или минеральных парагенезисов со статистически выдержанной приуроченностью к породам определенного состава. Таким образом, иерархический ряд конкретных металлогенических подразделений состоит из комплекса, подкомплекса и типа.

В соответствии с изложенными принципами в Каратау выделено 18 металлогенических комплексов, 18 подкомплексов и 58 типов. Систематика металлогенических подразделений по этапам и стадиям рифтогенного развития Каратау, время формирования, вещественный и минеральный состав и масштабы оруденения приведены в табл. 1, а пространственное и геохронологическое распределение с относительной интенсивностью накопления рудных компонентов показаны на рис. 8.

ПРОТОПЛАТФОРМЕННОЕ ОСНОВАНИЕ

В Осевом Каратау, в зоне Главного Каратауского разлома, расположен Бессазский тектонический блок, сложенный породами метабазальтовой и метагипербазит-габбровой формаций [Макарычев, 1978; Касымов, 1985]. Метабазальтовая формация объединяет породы бессазской серии, представленные разнообразными метаморфическими сланцами: амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотит-хлорит-мусковитовыми, гранат-биотитовыми с редкими линзами мраморов. Метагипербазит-габбровая формация состоит из гипербазитов, габбро-норитов, габбро и габбро-амфиболитов. В бессазской серии выделены два металлогенических комплекса и два типа (табл. 1). Кроме пироксенитового железорудного и кремнистого фосфорно-никелево-железорудного типов в серпентинитах метагипербазит-габбровой формации установлены крупные скопления талька.

Нижнепротерозойский метабазальтовый никелево-железорудный комплекс (итмурунский)

Оруденение приурочено к кварцитам метаморфической сланцевой толщи. Нижняя ее часть сложена серицит-хлорит-кварцевыми, углисто-серицит-кварцевыми и серицит-кварцевыми сланцами. В основании

толщи находятся железистые кварциты, переслаивающиеся с различными по составу сланцами (рис. 9). В северо-западном направлении они прослеживаются (с перерывами) на несколько километров. Максимальная мощность горизонта 20—30 м. Падение крутое (80—85°) на юго-запад. С поверхности наиболее крупное тело имеет длину 250—300 м, мощность до 30 м. По составу железистые кварциты относятся к магне-

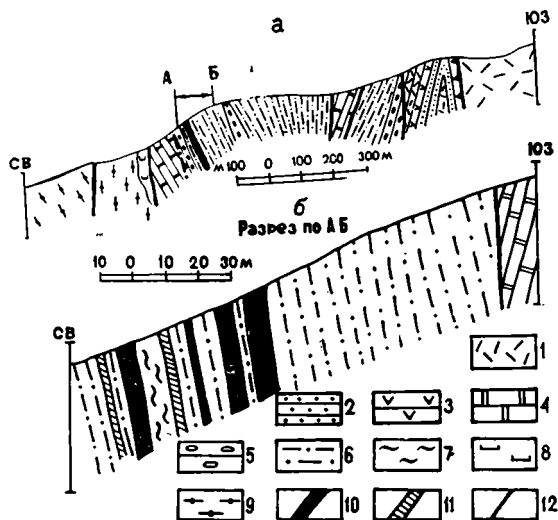


Рис. 9. Геологические разрезы месторождения Итмурун. По И. В. Евлентьеву (а) и И. И. Бондаренко (б):

1 — эффузивы кислого состава, порфиroidы; 2 — песчаники, гравелиты, рассланцованные туфы; 3 — эффузивы основного состава, порфиритонды; 4 — мраморы; 5 — конгломераты; 6 — кварц-серицитовые, серицит-хлорит-кварцевые, углеродисто-кварц-серицитовые сланцы с прослоями кремней; 7 — хлоритовые сланцы; 8 — перидотиты серпентинизированные; 9 — амфиболиты катаклазированные; 10 — железистые кварциты; 11 — кварц-серицитовые сланцы с гематитом и магнетитом; 12 — разломы

тит-гематитовому типу. Для руд характерны слоистая и массивная текстуры. В слоистых рудах наблюдается частое чередование кварц-магнетитовых, магнетит-гематитовых, магнетит-серицитовых и кварцевых прослоев мощностью 5—6 мм. Содержание окисного железа в кварцитах 14—60%, закисного — 6—14, окиси титана — 0,2—0,6%. Постоянные спутники железных руд — фосфор (P_2O_5 — 5,3—21,8%) и никель (0,05—0,5%). Фосфор присутствует в виде фосфата кальция, курскита, реже апатита. По Н. М. Митряевой, никель концентрируется в магнетите (0,2—0,6%), мартите (до 0,9%) и лимоните (до 1,1%). В лимонитизированном магнетите содержатся кобальт (до 0,21%), хром (0,2—0,4%), ванадий (до 0,6%) и цинк (0,05—0,1%). Минералов никеля в магнетитовых рудах не обнаружено. Среди кварц-серицитовых и кварц-серицит-магнетитовых сланцев встречаются редкие зерна турмалина и корунда.

Как железорудные объекты проявления итмурунского комплекса интереса не представляют. Заслуживают внимания высокие содержания никеля в железистых кварцитах. Тесная ассоциация никеля с магнетитом позволяет эффективно использовать магнитометрические исследования. В связи с необходимостью постановки оценочных работ следует

остановиться на возможных размерах горизонта никеленосных железистых кварцитов. Дело в том, что до настоящего времени возраст пород, вмещающих железистые кварциты, дискуссионен. Нами он принят условно раннепротерозойским, другими исследователями — вендским или ранне-среднеордовикским (на уровне камальской свиты). При первом варианте распространение железистых кварцитов ограничено бессазским блоком, сложенным метаморфическими породами раннего протерозоя. Второй вариант расширяет перспективы поисков никеленосных железистых кварцитов за счет более широкого развития в Осевом Каратау вендских и ордовикских отложений.

Нижнепротерозойский метагипербазит-габбровый железорудный комплекс (бессазский)

Железорудная минерализация ассоциирует с интенсивно серпентинизированными пироксенитами (рудопроявление Токубай). Представлена она вкраплениями и мелкими линзообразными скоплениями слабтитанистого (до 1—1,5% TiO_2) магнетита. Небольшие по площади участки с бедным железным оруденением встречаются на протяжении всего тела серпентинизированных пироксенитов, простирающегося на 6 км при ширине до 1 км. Содержание железа в наиболее распространенных вкрапленных рудах 12—15%, редко 20%. По данным литогеохимических исследований, серпентиниты и габброиды обогащены свинцом (10)*, цинком (4), молибденом, серебром и оловом (2). В мелких зонах повышенной трещиноватости, преимущественно антикаратауского, северо-восточного, простирающихся, пересекающих как серпентиниты, так и габбро, отмечаются редкие метаморфические скопления карбоната с кварцем и полевым шпатом, обогащенные свинцом (450), барием (400), бором (100), цинком (12), молибденом (9), фтором (15) и золотом. Иногда в таких скоплениях присутствуют гнезда халькопирита с золотом и серебром [Турсункулов, 1982].

Как окисное железное, так и сульфидное оруденение ни по масштабам проявления, ни по содержанию полезных компонентов интереса не представляют.

БАЙКАЛЬСКО-КАЛЕДОНСКИЙ ЦИКЛ

В истории развития Каратауской рифтогенной зоны байкальско-каледонский цикл был наиболее длительным и охватывал большой промежуток времени — от верхнего рифея до нижнего девона. По продолжительности резко выделяется стадия заложения (поздний рифей — венд) — 500 млн. лет, значительно уступает ей стадия проседания (кембрий — ордовик) — 140 млн. лет, и еще меньший интервал времени приходится на стадию инверсии (силур — ранний девон) — 40 млн. лет.

В отличие от других циклов в байкальско-каледонском относительно интенсивно проявлен рифейский, преимущественно субшелочной контрастно-дифференцированный, бимодальный базальт-липаритовый вулканизм в Осевом Каратау и позднеордовикский гранитоидный магматизм по северо-восточному борту Малого Каратау. Эпизодические вспышки базальтоидного магматизма зафиксированы в раннем кембрии. Осадочные отложения резко преобладают над магматическими и представлены в основном терригенными (песчаники, алевролиты) и кар-

* Цифра в скобках здесь и далее — кларк концентрации элемента.

бонатными (известняки, доломитизированные известняки, доломиты) отложениями, широко развитыми в обнаженной части Малого, Осевого и Большого Каратау. Из особенностей цикла следует отметить двукратное формирование черносланцевых толщ в начальные периоды стадий заложения (поздний рифей) и проседания (ранний кембрий) рифтогенной структуры. На протяжении байкальско-каледонского цикла образовалось около половины из общего числа выделенных в Каратау металлогенических комплексов (53%) и типов (47%) и почти одна треть подкомплексов (36%) (см. табл. 1). Профилируют литофильные элементы: фосфор, ванадий, фтор (фторапатит) и барий. Из числа халькофильных элементов относительно широко распространены золото, серебро, цинк и медь, а из сидерофильных — молибден и железо.

По характеру рудонакопления доминирует оруденение стратиформного типа. Каждая стадия цикла четко выделяется особенностями качественного состава, спецификой проявления и локализации, масштабами рудной минерализации.

СТАДИЯ ЗАЛОЖЕНИЯ

Стадия заложения байкальско-каледонского цикла начинается с излияний преимущественно субщелочных базальтоидов и липаритов в позднем рифее, подчиненных щелевым раздвигам Осевого Каратау. Завершает стадию формирование пестроцветных отложений венда с заметно увеличенной ролью карбонатных пород. Вендский вулканизм проявлен ограниченно. По данным В. В. Галицкого, Ф. Я. Валеева и других исследователей, небольшие скопления базальтов и липаритов присутствуют в низах разреза (ранская свита) вендских отложений Осевого Каратау. В Малом Каратау, по Р. А. Максумовой [1980], туфами и туффитами насыщена средняя часть вендских отложений (чичканская и курганская свиты). Как и позднерифейские, вулканисты венда обогащены щелочами и соответствуют в основном породам трахилипаритового ряда с переменным натриевым или калиевым типом щелочности.

В стадии заложения выделено и откартировано пять металлогенических комплексов, шесть подкомплексов и одиннадцать типов (см. табл. 1). Профилирующее оруденение — золото-серебряное, проявленное в ранний период заложения рифтовой структуры в связи с субщелочным магматизмом. За исключением одного комплекса в Малом Каратау, все остальные комплексы и подкомплексы находятся в наиболее мобильной части структуры — Осевом Каратау.

Верхнерифейский трахибазальт-трахилипаритовый золото-серебряный комплекс (кайнарский)

Комплекс состоит из вулканогенно-карбонатно-терригенной геологической и золото-серебряной рудной формаций, развитых в Осевом Каратау и прослеживающихся узкой прерывистой полосой на всем его протяжении. В вулканогенной части геологической формации преобладают трахибазальты и трахилипариты, претерпевшие зеленокаменные изменения и зачастую превратившиеся в порфиритоиды и порфириды, в осадочной — углеродистые, кремнистые, углеродисто-кремнисто-карбонатные и кремнисто-глинистые породы, преобразовавшиеся в кварц-

цоизитовые, кварц-хлорит-серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы. Геохимическая специализация пород выражена золотом, серебром, висмутом и мышьяком. В повышенных содержаниях присутствуют цинк, свинец, медь, редко барий. На современной стадии изученности проявления рудной минерализации представлены мелкими скоплениями золота и серебра в кайнарских вулканитах и стратиформным существованием золотым оруденением в вышележащей вулканогенно-осадочной шованской свите. В кайнарском металлогеническом комплексе выделяют два подкомплекса.

Трахибазальт-трахилипаритовый золото-серебряный подкомплекс (нижнекайнарский)

Подкомплекс охватывает кайнарские вулканиты, располагающиеся вдоль Главного Каратауского разлома и фиксирующие шелевой раздвиг раннего периода заложения рифтогенной структуры в позднем рифее. Вулканиты контрастно-дифференцированные, бимодальные. По В. П. Компанейцеву [1986], они состоят в основном из трахилипаритов, трахибазальтов, трахилипаритовых игнимбригов. Подчиненное значение имеют базальты и липариты. Редко встречаются экструзии трахилипаритовых порфиров и трубчатые тела эруптивных брекчий. Среднее содержание K_2O в трахилипаритах варьирует от 5,75% на юго-востоке до 4,12% в центральной и северо-западной частях пояса. Максимальные концентрации K_2O (8—9%) приходятся на туфы трахилипаритов. В трахибазальтах количество K_2O достигает 2%. Характерная особенность трахибазальтов — повышенное среднее содержание P_2O_5 (0,43%) и заметная обогащенность железом (магнетитом). В трахилипаритах количество этих компонентов не превышает кларк. Все вулканогенные породы претерпели зеленосланцевый метаморфизм. Степень изменений пород в зеленосланцевой фации неравноценна. Относительно сильной альбитизации, серицитизации, хлоритизации и эпидотизации подверглись вулканиты северо-западной и центральной частей пояса, непосредственно прилегающие к Главному Каратаускому разлому. Касаясь геохимической специализации вулканогенных пород, отметим весьма неравномерное распределение в них рудных элементов с вариациями содержаний в одних и тех же разновидностях от кларковых и нижекларковых до превышающих кларк в несколько десятков раз. Статистический анализ показал, что такие колебания являются результатом перераспределения рудных элементов в процессе метаморфизма, а значения кларковых концентраций зависят от уровня изменений. Другими словами, для метаморфизованных пород мы не можем получить истинных или первичных характеристик количественных содержаний в них рудных элементов. К аналогичному выводу пришел и Б. А. Буряк [1984], изучавший источник золота и сопутствующих компонентов в золоторудных месторождениях углеродсодержащих осадочных и вулканогенно-осадочных толщ Сибири и Дальнего Востока. По данным этого исследователя, фиксируемые в метапородах содержания золота (1—5 мг, редко более) и принимаемые за первичные в действительности не первично-седиментогенные. Это более низкие концентрации, оставшиеся после ухода основной массы металлов в составе поровых и метаморфогенно-инфильтрационных вод при литификации и метаморфизме осадков.

Несмотря на широкий диапазон содержаний рудных элементов в вулканитах нижнекайнарского подкомплекса, статистическая повторяе-

мость отдельных элементов (в основном в аномальных значениях) позволяет достаточно обоснованно наметить первичную геохимическую специализацию этих пород. К таким элементам относятся висмут (61—77), мышьяк (44—37), серебро (5—12) и золото (4—16 мг/т). Из числа других элементов в повышенных концентрациях присутствуют свинец (2—4), медь (1,5—3) и цинк (1,5). Висмутово-мышьяково-золото-серебряная геохимическая специализация характерна для всех вулканогенных пород независимо от их основности и состава. Рудная минерализация проявлена слабо и повсеместно наследует первичную геохимическую специализацию вулканитов, разница только в количественных соотношениях элементов, коррелируемых с составом вмещающих пород. Минерализованные трахибазальты заметно обогащены медью и золотом в отличие от оруденелых трахилипаритов, выделяющихся повышенными концентрациями серебра и свинца при сквозном обогащении пород висмутом и мышьяком. Такая дифференциация рудной минерализации в зависимости от состава вмещающих пород послужила основанием для выделения в нижекайнарском подкомплексе двух металлогенических типов.

Трахилипаритовый березит-свинцово-золото-серебряный тип

Описываемый тип выделен в юго-восточной части Осевого Каратау, в районе широкого распространения субщелочных эффузивов кислого состава. Золото-серебряное оруденение приурочено к мелким линейным зонам березитизированных рассланцованных трахилипаритов и к березитизированным трахилипаритам экструзивных куполов. Масштабы проявлений незначительны. Содержание серебра достигает первых граммов на тонну, золота — 100—120 мг/т. Количество свинца измеряется сотыми и десятими долями процента.

Трахибазальтовый пропилит-золото-медный тип

Данный тип также приурочен к Осевому Каратау, но развит на площадях субщелочных основных эффузивов в Центральном и Северо-Западном Каратау. Существенно медное с золотом и цинком оруденение локализуется в небольших линейных зонах хлоритизированных, эпидотизированных и альбитизированных трахибазальтов. Отношение золота к серебру в этом типе редко достигает 1 : 5 и резко отличается от отношения в минерализованных березитизированных трахилипаритах, в которых оно значительно сдвинуто в сторону серебра. Природа рудной минерализации как первого, так и второго металлогенического типа метаморфическая и связана с ремобилизацией рудных компонентов из первично обогащенных ими вулканогенных пород.

Базальт-трахибазальт-углеродисто-сланцево-карбонатный золоторудный подкомплекс (верхнекайнарский)

Подкомплекс охватывает вулканогенно-осадочную шованскую свиту позднего рифея и связанную с ней стратиформную цинковую и золоторудную минерализацию. Рудоносные отложения развиты в Осевом Каратау и прослеживаются в виде отдельных узких линейных блоков северо-западного простирания.

*Базальт-трахибазальт-углеродисто-сланцевый
цинково-золоторудный тип*

Рассматриваемый тип представляет вулканогенно-осадочную (урстатинскую) подсвиту, занимающую нижнюю часть разреза шованской свиты, сложенную в разной степени обогащенными углеродистым веществом и неравномерно филлитизированными кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами, кремнистыми алевролитами, известковистыми песчаниками и туфопесчаниками. Подчиненное значение имеют трахибазальты, базальты и их туфы. Значительно реже встречаются трахилипариты и липариты. Содержание $C_{орг}$ в вулканогенно-осадочных породах колеблется от 0,2—0,3 до 1—1,5%. Наиболее обогащены $C_{орг}$ кремнистые сланцы (0,4—1,5%), туфопесчаники (0,8—0,98%) и туфы (0,8%). В филлитизированных кремнисто-глинистых сланцах и кремнистых алевролитах концентрации $C_{орг}$ редко достигают 0,4%. Постоянным спутником всех углеродсодержащих пород является осадочно-диагенетический пирит (3—5%). Геохимическая специализация пород подсвиты цинково-золотая. По литогеохимическим данным, она выражена в основном аномальными содержаниями (в среднем 25 мг/т) золота, закономерно приуроченными к углеродистым сланцам. В породах с вкраплениями и послойными скоплениями пирита количество золота увеличивается до 30—40 мг/т. Фракционный анализ таких пород показал, что главным концентратором золота является пирит (26—238, редко 414—527 мг/т). Кроме золота в пирите присутствуют серебро (2—10 г/т), никель (0,010—0,1%), кобальт (0,005—0,01%), мышьяк (0,01—0,2%), а также цинк, медь и свинец (сотые, редко десятые доли процента). После выделения пиритовой фракции в основной массе породы содержание золота понизилось до 5—8 мг/т. Наряду с существенно золоторудной специализацией отдельные разновидности пород подсвиты обогащены мышьяком (24), висмутом (10), медью (5,4) и цинком (4,4). Такими породами в большинстве случаев являются углеродистые туфогенные песчаники и углеродистые сланцы. Среди последних встречаются пачки черных кремней, обогащенных фосфором (3—5% P_2O_5) и редкими землями.

В металлогеническом типе выделяются две продуктивные минеральные ассоциации — пирит-сфалеритовая и кварцево-золоторудная. Пирит-сфалеритовая ассоциация представлена обогащенными цинком существенно кремнистыми филлитизированными сланцами, расположенными в верхней части вулканогенно-осадочного разреза (рис. 10). Минерализованные сланцы строго согласно вписываются в складчатую структуру и имеют линзо- и пластообразную форму и повсеместно находятся в относительно бедном (0,1%) цинковом ореоле, наследующем их морфологические особенности. Длина неоконтуренных рудоносных сланцев 400 м при мощности от 5—8 до 15 м в раздувах. Ширина ореола со стороны лежащего бока достигает 30 м, а со стороны висящего бока — 15—20 м. Содержание цинка в таких сланцах 0,3—0,4%. В местах сопряжения с разломами появляются гнезда регенерированного сфалерита. Кроме цинка в минерализованных сланцах присутствует медь (0,01—0,2%). Количество пирита достигает 3—5%. Содержание золота в пирите — 20—150 мг/т, серебра — 1—32 г/т. Рудные проявления пирит-сфалеритовой ассоциации принадлежат к колчеданному ряду.

Убогосульфидная кварцево-золоторудная ассоциация проявлена в полосе интенсивно деформированных вулканогенно-осадочных отложений шованской свиты вблизи Главного Каратауского разлома. Оруденение локализуется в углеродистых филлитизированных сланцах и повсеместно трассируется вкрапленно-прожилковым окварцеванием (штокверкового типа) в зонах рассланцевания, согласных с напластова-

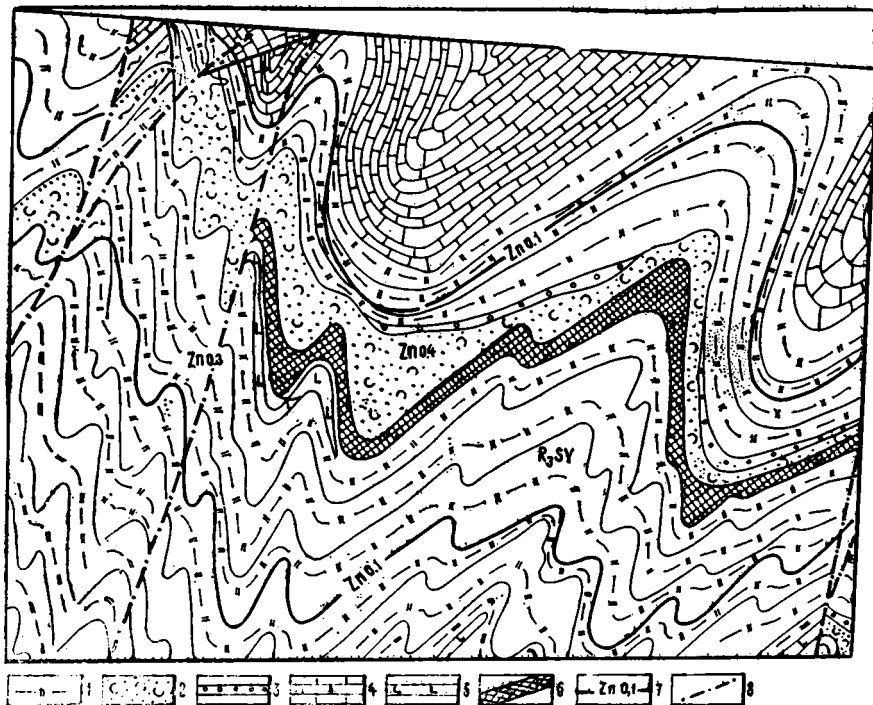


Рис. 10. Скопления колчеданно-цинковых руд в верхнерифейских отложениях:

- 1 — кремнистые и филлитизированные сланцы; 2 — туфопесчаники; 3 — конгломераты; 4 — известняки и доломиты; 5 — трахибазальты; 6 — колчеданно-цинковые руды; 7 — содержание цинка, ‰; 8 — разломы

нием пород. Другая закономерность заключается в приуроченности окварцевания к сжатым антиклинальным складкам, особенно к их замковым и призамковым частям. Околожилные изменения проявлены весьма слабо и представлены редкими скоплениями серицита и хлорита. Содержание золота в зонах окварцевания низкое. Весьма неравномерное кустовое обогащение золотом спорадически встречается в единичных относительно мощных кварцевых жилах, тяготеющих к полям развития мелких тел габбро-диабазов и гранит-порфиоров, или в гнездообразных скоплениях кварца в местах сопряжения разломов. Обогащение золотом сопровождается увеличением золото-серебряного отношения до 15—20. Кварц в таких золотоносных участках темно-серый в отличие от молочно-белого в массовых прожилках. Во всех разновидностях кварцевых жил присутствует железистый карбонат, а в жилах темно-серого кварца — редкие зерна калишпата. Из рудных минералов в них установлены пирит, марказит, пирротин, гематит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенипирит, самородное серебро и золото. Марказит-пиритовые агрегаты характерны для молочно-белого кварца.

В темно-сером кварце с относительно повышенной золотоносностью марказит практически отсутствует. В бедном золотом молочно-белом кварце доминирует кубический пирит, а в темно-сером кварце, обогащенном золотом, наряду с кубическим присутствует пирит пентагональной формы. Зерна пирита измеряются долями миллиметра, редко 1—2 мм. Основная масса золота находится в сульфидах, главным образом в пирите, в виде тонкодисперсных выделений самородного золота. Золотосодержащие пириты выделяются по размерам ТЭДС *p*-типом проводимости и отличаются повышенными содержаниями мышьяка, серебра, свинца, цинка, меди, сурьмы и висмута. Кроме пиритов мельчайшие вкрапления самородного золота установлены в кварце.

Происхождение рудных проявлений кварцево-золоторудного типа достаточно обоснованно объясняется ремобилизацией золота в процессе метаморфических, в основном динамометаморфических, преобразований первично обогащенных золотом пород черносланцевой подсвиты. Сравнительно охарактеризованные бедные золотом кварцевые штокверки с обогащенными золотом штокверками других районов, нетрудно заметить, что в формировании первых слабо проявлены отдельные звенья процесса, характерные для вторых. К таким звеньям относятся неравномерность и относительно слабая степень метаморфических преобразований, достигающих зеленосланцевой фации в связи с динамометаморфизмом в напряженных антиклинальных складках. Другое отличие заключается в весьма слабой проработке метаморфогенными гидротермальными растворами повышенно золотоносных вмещающих пород в границах узких зон согласного рассланцевания. Результатом ограничения развития процессов преобразования, мобилизации и перераспределения золота вмещающих пород является формирование бедного золотом низкотемпературного молочно-белого кварца штокверков. Наиболее благоприятными площадями для выявления обогащенных золотом кварцево-жильных штокверков являются напряженные преимущественно положительные структуры, расположенные в термальных полях надинтрузивных зон.

Известняково-доломитовый бариево-свинцово-цинковый тип

К этому типу отнесена верхняя карбонатная часть разреза шованской свиты с мелкими альпинотипными жилами и гнездообразными скоплениями кальцит-баритового и кварц-кальцит-барит-галенит-сфалеритового состава. Карбонатные отложения (мощность 100—120 м) состоят из известняков и доломитов с прослоями углеродистых глинистых, кремнисто-глинистых доломитов, известняков и туффитов в основании разреза. Содержание $C_{орг}$ в углеродистых породах 0,13—0,56%. По литогеохимическим данным, они выделяются повышенными концентрациями мышьяка (61), висмута (10), меди (9), свинца (5), цинка (3,8), молибдена (5) и бария (42,6). В известняках и доломитах, лишенных углеродистого вещества и с низкой кремнистостью, повышенных содержаний рудных элементов не установлено.

В отличие от нижележащих золотоносных углеродистых сланцев в породах карбонатных отложений золото и серебро присутствуют на уровне кларков. Убогая рудная минерализация (барит, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенипирит, пирит) тяготеет к горизонтам с прослоями углеродистых пород и повсеместно находится или в местах интенсивных складчатых деформаций, или на участках сопряжения с разло-

мами. По масштабам проявления оруденение имеет минералого-генетическое значение, фиксируя ремобилизацию рудных компонентов из геохимически специализированных пород и формирование метаморфических рудных скоплений.

Анализ рудоносности кайнарского верхнерифейского трахибазальт-трахилипаритового золото-серебряного металлогенического комплекса показал хорошо выраженную унаследованность рудной минерализацией геохимической специализации вмещающих пород. Наиболее ярко эта преемственность проявлена по золоту, серебру, мышьяку и висмуту, являющимся сквозными элементами с устойчиво повышенными (часто аномальными) кларками концентраций, характерными как для вулканогенных, так и для вулканогенно-осадочных пород.

Потенциальная рудоносность кайнарского комплекса получила реализацию в связи с динамометаморфическими преобразованиями золотоносных филлитизированных углеродистых кремнисто-глинистых сланцев вулканогенно-осадочной подсвиты шованской свиты. Незначительное обогащение золотом минерализованных зон объясняется относительно слабой проработкой вмещающих пород метаморфогенными растворами в локальных антиклинальных структурах Осевого Каратау. Именно к таким структурам приурочено большинство проявлений убогосульфидного кварцево-золоторудного минерального типа. Более агрессивного выщелачивания и объемного отложения золота можно ожидать в термоградиентных полях надинтрузивных зон. Другая особенность продуктивных вулканогенно-осадочных отложений заключается в наличии в верхах разреза среди прититизированных углеродистых сланцев с повышенной кремнистостью стратифицированных скоплений цинка (с небольшим количеством меди, серебра и золота). По характеру минерализации и рудно-породным ассоциациям эти скопления принадлежат к колчеданному ряду, а в последнем — к вулканогенно-осадочному серебряно-золото-цинковому типу, развитому в областях с повышенно калийным вулканизмом.

Верхнерифейский субщелочной граносиенитовый золото-серебряный комплекс

В Осевом Каратау, вблизи Главного Каратауского разлома, в строении с субщелочным кайнарским вулканогенным поясом расположены редкие массивы кумыстинского интрузивного комплекса. Наиболее крупный массив (16 км по длинной оси и до 5 км по короткой) приурочен к линейной антиклинальной складке северо-западного, каратауского, простирания. Все остальные массивы имеют изометричную форму и по площади не превышают первые квадратные километры. Сложены они в основном гнейсовидными порфиroidными граносиенитами (80—100% площади). Помимо граносиенитов в крупных массивах, преимущественно в эндоконтактных зонах, развиты габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, сиенодиориты, монцитоны. Единичные дайки представлены микрогранитами, гранит-порфирами, микродиоритами и диорит-порфирами. В экзоконтактах интрузивных массивов, во вмещающей верхнерифейской бақырлинской карбонатной свите, кремнисто-известковые горизонты превратились в кварц-волластонитовые и волластонитовые скарноиды, а доломиты серпофитизированы, тремолитизированы, и лиственитизированы. По петрохимическим особенностям граносиениты относятся к субщелочному ряду лейкократовые кварце-

вые сиениты — лейкократовые граниты. Отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ (при сумме щелочей 7,8—9,5%) равно 1,4 и соответствует калиево-натриевой серии пород. К этой же серии принадлежат габброиды и диориты, в которых отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ (при сумме щелочей 5—6,5%) составляет 1,2—1,5. По литогеохимическим данным, граносиениты обогащены мышьяком (50), висмутом (20), серебром (12) и золотом (7 мг/т), ме-

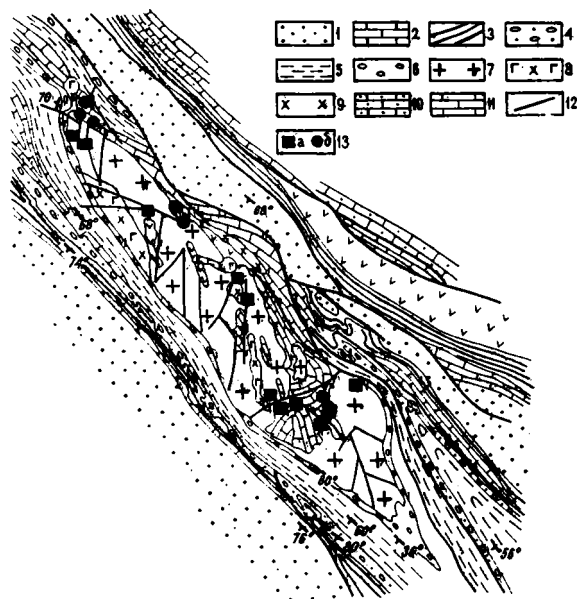


Рис. 11. Проявления позднепротерозойской золото-серебряной минерализации:

1 — терригенные отложения ордовика; 2 — известняки и доломиты кокбулакской свиты среднего кембрия — раннего ордовика; 3 — углеродистые сланцы (с ванадиеносным горизонтом) курумсакской свиты раннего — среднего кембрия; 4 — тиллиты байконурской свиты венда; 5 — пестроцветные терригенные и карбонатно-терригенные отложения венда; 6 — базальные конгломераты венда; 7—9 — верхнерифейский комплекс: 7 — граносиениты, монзониты, 8 — габбро-диориты, 9 — диориты; 10, 11 — верхнерифейские изветняки и доломиты шованской (10) и бакырлинской (11) свит; 12 — разломы; 13 — золото-серебряное оруденение: а — березитового, б — апокарбонатного колчеданного типов

нее — оловом (3,8) и молибденом (4). В габброидах и диоритах повышены кларки концентраций мышьяка (32) и молибдена (4) при строгательных значениях титана (—2), ванадия (—2,6), фосфора (—2,8) и никеля (—2). Рудная минерализация, ассоциирующая с граносиенитовым комплексом, имеет ярко выраженный золото-серебряный профиль (рис. 11). Постоянными спутниками золота и серебра в минерализованных зонах являются медь, свинец, цинк, мышьяк, висмут и сурьма. Отдельные рудные зоны обогащены оловом, вольфрамом и редкими землями. Золото в виде тонких дисперсных включений связано в основном с пентагональным пиритом, менее — с блеклой рудой и сульфидами меди, свинца и цинка. Преобладает высокопробное золото. Минералы серебра повсеместно ассоциируют с блеклой рудой и галенитом. Отношение золота к серебру варьирует от 1 : 7 до 1 : 350.

Рудоконтролирующие структуры — крутопадающие трещины и зоны дробления северо-западного, северо-восточного и субширотного прос-

тирания. Они развиты в Осевом Каратау в местах сопряжения крупных разломов северо-восточного простирания с разрывными и линейно-складчатыми структурами северо-западной ориентировки. Форма рудных тел — жилы в силикатных породах, жилы и неправильные метасоматические залежи в известняках и доломитах. Околорудные изменения — березитизация, хлоритизация и карбонатизация.

Золото-серебряная минерализация проявлена после внедрения интрузий и даек. Дайки смещаются по широтным разломам, выполненным рудоносными кварцевыми жилами.

Возраст интрузий кумыстинского комплекса датируется поздним рифеем по наличию обильной гальки граносиенитов в вендских базальных конгломератах ранской свиты. Позднему рифею соответствуют и определения абсолютного возраста (720 млн. лет) по циркону из граносиенитов [Киселев, Королев, 1972]. Находки редкой гальки кварца с халькопиритом и повышенным содержанием золота и серебра свидетельствуют о проявлении рудной минерализации также в позднем рифее. Противоречивые данные получены по результатам изотопных исследований свинца галенитов и калий-аргоновым определениям абсолютного возраста серицита из околорудных березитов. Из восьми проанализированных галенитов возраст свинца оказался (млн. лет): в двух — 840 и 990, в пяти — 400—590, в одной — 240. По двум пробам серицита из околорудных березитов получен возраст 219 и 245 млн. лет. Эти данные послужили основой для многовариантных выводов о времени проявления золото-серебряной минерализации. Крайними из них являются выводы о верхнепалеозойском возрасте оруденения или о подригенном его происхождении. В связи с этим следует отметить (как наиболее реальный вариант), что серициты березитов, образовавшихся на рубеже 990—840 млн. лет, претерпели значительные изменения, что привело к потере аргона.

Структурная совмещенность, петрохимическая и геохимическая однотипность, а также близкий качественный состав оруденения субщелочных граносиенитов и кайнарских субщелочных вулканитов позволяют считать их комагматичными образованиями позднего рифея.

Субщелочной граносиенитовый березит-золото-серебряный тип

К данному типу относятся минерализованные кварцевые жилы и зоны прожилкового окварцевания, подчиненные субширотным, северо-западным и северо-восточным крутопадающим трещинам в граносиенитах. Характерна интенсивная околожилная березитизация. Рудоносны как кварцевые жилы, так и призальбандовые части березитов. На сопряжении трещин возникают столбообразные залежи. Кроме серого и темно-серого кварца в жилах присутствуют кальцит, анкерит, редко калишпат и гидрослюда. Отдельные кварцевые жилы и зоны окварцевания относятся к малосульфидным (сульфидов 1—5%) и умеренно-сульфидным (сульфидов 20—40%). Продуктивная стадия — золото-серебряно-полиметаллическая. По Н. В. Новиковой, М. П. Старовой, О. С. Орловой, З. А. Козловской, основные гипогенные рудные минералы — пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда; второстепенные — висмутин, самородные висмут, золото и серебро, аргентит, полибазит, электрум, пирротин, станнин, касситерит, эмплектит, бурнонит, франкеит, арсенопирит, шеелит. В зоне окисления установлены лимо-

нит, гетит, ярозит, церуссит, смитсонит, англезит, скородит, малахит, азурит, хризоколла, самородные золото, серебро и медь. В смешанных рудах присутствуют халькозин, ковеллин. Содержание золота и серебра в окисленных рудах на 10—30% выше по сравнению с первичными рудами. Средняя глубина распространения окисленных руд 40 м. Текстура гипогенной руды вкрапленная, гнездовая, прожилковая, редко массивная. Количество рудных компонентов в первичных рудах изменяется в пределах (%): свинец и медь — 0,005—1; цинк — 0,001—0,5; олово—0,001—1; висмут—0,0001—0,1; мышьяк — 0,01—0,3; вольфрам—0,005—0,3. К особенностям состава рудной минерализации следует отнести повышенные концентрации редких земель иттриевой группы и относительно частое присутствие циркония. При движении в сторону карбонатного экзоконтакта в кварцевых жилах возрастают содержания свинца, меди, сурьмы, олова, вольфрама. Руды становятся более серебряными, а отношение золота к серебру достигает 1 : 150 в отличие от начальных фланговых частей жил, где оно составляет 1 : 1 или 1 : 4. Самородное золото в рудах образует тонкодисперсную вкрапленность, в основном в пентагональном пирите, менее — в блеклой руде и халькопирите. Главный концентратор серебра — галенит. В меньшем количестве серебро присутствует в блеклой руде, халькопирите и пирите. Из числа других рудных компонентов висмут является постоянным спутником галенита и блеклой руды, а индий — сфалерита. По термобарометрическим исследованиям, проведенным В. Н. Уваровой, рудоносные кварцевые жилы формировались в температурном интервале 320—200°C.

В результате изучения ТЭДС пиритов установлено, что в рудных телах присутствуют (90—100%) *p*-пириты, или пириты дырочного типа, с высокими положительными значениями ТЭДС (600—700 мкВ/град). В ореольных пиритах из вмещающих пород надрудной и подрудной зон, а при вертикальном залегании — боковых частей тип проводимости меняется на электронный и смешанный вблизи рудных тел и на существенно электронный — на удалении от них. Пириты вмещающих пород незональные кубические и кубоктаэдрические, рудных зон — зональные пентагондодекаэдрические и кубпентагондодекаэдрические. Золотоносным пиритам дырочной проводимости рудных тел свойственны повышенные концентрации халькофильных элементов-примесей (среднее, %): мышьяка — 0,4; цинка — 0,2; меди — 0,3; сурьмы (0,03); висмута (0,01), олова (0,012). Характерны низкие содержания кобальта, никеля (0,001%) и эпизодически высокие концентрации иттрия. Во вмещающих околорудных граносиенитах пириты обогащены кобальтом (до 0,3%) и заметно обеднены элементами-примесями халькофильной группы в отличие от обогащенных ими золотоносных пиритов рудных зон. Контрастность значений ТЭДС в сочетании с типоморфными особенностями пиритов позволяет достаточно определенно выделять надрудные, рудные, подрудные зоны и места выклинивания руд.

Кроме охарактеризованных жильных зон с мощной околорудной березитизацией к описываемому типу принадлежат редкие, небольшие по площади поля прокварцованных альбитизированных граносиенитов. Золото-серебряная минерализация в них закономерно приурочена к участкам, обогащенным кварцем и пиритом, и практически отсутствует в альбитизированных граносиенитах, не затронутых более поздним рудным процессом, с которым связано оруденение в кварцевых жилах и сопровождающих их березитах.

*Субщелочной граносиенитовый апокарбонатно-
колчеданно-золото-серебряный тип*

Рудная минерализация рассматриваемого типа, как и предыдущего, связана с процессом кремнщелочного метасоматоза, но проявленном в карбонатных отложениях экзоконтактов габбро-диоритовой или диоритовой краевой фации субщелочных граносиенитовых интрузий (рис. 12).

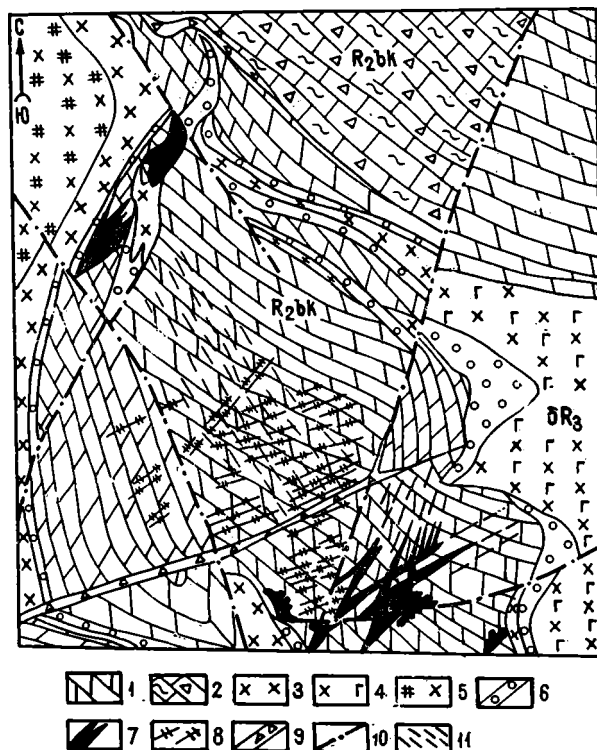


Рис. 12. Характер проявления апокарбонатно-колчеданно-золото-серебряной минерализации. По В. Я. Онищенко:

1 — доломиты и доломитизированные известняки; 2 — сланцево-карбонатные брекчии; 3 — диориты и микродиориты; 4 — габбро-диориты; 5 — сиенит-диориты; 6 — скарнонды и скарны; 7 — колчеданно-золото-серебряное оруденение; 8 — кварцевые и кварц-сульфидные жилы и зоны прожилкования; 9 — брекчии; 10 — разломы; 11 — зоны трещиноватости

Приуроченность рудных скоплений к карбонатным породам, по представлению ряда исследователей, связана с внедрением интрузий в основание построек комагматических кайнарских верхнерифейских вулканитов, залегающих без видимого несогласия на отложениях бакурлинской свиты. Среди последних развиты сателлиты интрузивных массивов — послойные тела, с которыми также пространственно совмещены проявления рудной минерализации.

В пределах рудных полей известняки мраморизованы, а доломиты и кремнистые известняки соответственно серпופититизированы, тремолитизированы и превращены в кварц-волластонитовые и волластонитовые

скарноиды. Кремнистые прослои в карбонатных породах преобразованы в мелкозернистые существенно кварцевые породы. Диоритовые порфиры редких дайкообразных тел хлоритизированы, карбонатизированы, а на участках сопряжения с минерализованными зонами окварцованы и пиритизированы. Рудная минерализация контролируется зонами дробления, круто ($60-85^\circ$) и полого ($25-40^\circ$) падающими трещинами северо-восточного и субмеридионального простирания и участками их сопряжения. Отдельные рудные залежи приурочены к замкам антиклинальных складок. По морфологии, вещественному составу и последовательности образования выделяются ранние серноколчеданные (50—70% пирита) и поздние кварц-полиметаллические (5—10% пирита) руды. Серноколчеданными рудами сложены неправильной формы тела с многочисленными жилообразными ответвлениями. В структурном плане они подчинены участкам сопряжения трещин и по своей природе принадлежат к гидротермально-метасоматическим образованиям термокарстовых полостей. На поверхности это бурые железняки, состоящие из гетита, лимонита, ярозита с малахитом, азуритом, церусситом, смитсонитом, купритом и самородным золотом, медью и серебром. Главные минералы гипогенных руд — пирит, халькопирит и блеклая руда; второстепенные — висмутин, виттихенит, эмплектит, клапротолит, арсенипирит, галенит, сфалерит, самородные золото и серебро, электрум, кюстелит, пираргирит, станнин, бурнонит, фрайкеит, шеелит, касситерит. Рудные минералы тесно ассоциируют с кальцитом и кварцем, слагающим гнезда, прожилки или являющимся цементом в брекчированных зонах и в агрегативных скоплениях пирита. Текстура руд массивная, вкрапленная, катаклаза и дробления.

По основным полезным компонентам серноколчеданные руды принадлежат к медно-золото-серебряным. Отношение золота к серебру 1 : 7. Самородное золото концентрируется в пентагональном пирите, а также образует тесные сростания с сульфидами в участках прокварцевания и карбонатизации серноколчеданных руд. Размер выделений самородного золота — от десятков микрон до 0,1—2 мм. Доля крупных золотинок составляет не более 10—15%. Золотосодержащие пириты отличаются высокой мышьяковистостью (0,2—0,7%) и наличием тонких вкраплений халькопирита, сфалерита, станнина, висмутина и самородного серебра. Для золотоносных пиритов серноколчеданных залежей, как и для пиритов субщелочного граносиенитового золото-серебряного типа, характерны дырочный p -тип проводимости и определенный набор типоморфных элементов-примесей.

Вторым типом руд в полях развития серноколчеданных залежей являются кварцевые жилы с золото-серебряно-полиметаллической минерализацией. Наряду с жилами мощностью до 1 м отдельные участки рудного поля по насыщенности (20—25%) кварцевыми прожилками приближаются к штокверковому типу, а в зонах, субсогласных с вмещающими карбонатными породами, прожилковое оруденение уступает существенно вкрапленному. По минеральному составу руд кварц-полиметаллический и колчеданный типы близки. Отличия заключаются в количественных соотношениях отдельных минералов. В полиметаллических рудах мало пирита (до 10%), уменьшается количество халькопирита, увеличивается — галенита и сфалерита, а содержание блеклых руд достигает 5—15%. Отношение золота к серебру значительно сдвигается в сторону серебра (до 1 : 50). Из нерудных минералов кроме кварца и карбонатов отмечаются калишпат и серицит.

*Субщелочной лейкогранитовой
свинцово-висмутово-серебряный тип*

К этому типу относятся редкие проявления висмутово-серебряной минерализации, расположенные в полях мелких массивов субщелочных лейкогранитов. Обычно это гнезда, быстро выклинивающиеся линзообразные жилы кварца с агрегативным галенитом, содержащим богатую вкрапленность висмутита и самородного висмута. Отношение золота к серебру в этих проявлениях варьирует от 1 : 200 до 1 : 400. В карбонатных экзоконтактах при появлении в кварцевых гнездах халькопирита и блеклой руды это отношение резко сдвигается в сторону золота, а рудная минерализация приближается к апокарбонатно-колчеданно-золото-серебряному типу, развитому в субщелочных граносиенитах. Время внедрения интрузий субщелочных лейкогранитов отдельные исследователи относят к верхнему палеозою. Однако, принимая во внимание геологически документируемый позднерифейский возраст граносиенитов, с которыми лейкограниты образуют петрологические взаимопереходы, а также близкий вещественный состав связанной с ними рудной минерализации, наиболее аргументированно считать эти интрузии позднерифейскими. Косвенным подтверждением этого является древний (840—990 млн. лет) модельный возраст свинца галенитов из кварцевых жил. Анализ размещения и особенностей проявления золото-серебряной минерализации различных металлогенических типов, как представляется авторам, однозначно свидетельствует о связи сруденения с позднерифейским субщелочным граносиенитовым комплексом. Все известные рудные проявления этих типов находятся или в граносиенитовых массивах, или в непосредственных их экзоконтактах. Рудная минерализация представляет собой продукт одного кремнещелочного метасоматического процесса, проявившегося после формирования граносиенитов и даек. Последующие этапы слабой палеозойской тектоно-магматической активизации не внесли существенных дополнений или изменений в первичный состав существенно золото-серебряной позднерифейской минерализации. Минерализованные кварцевые жилы и березитизированные зоны контролируются трещинами, унаследовавшими направление разломов, пересекающих интрузивные тела. В створе этих трещин среди вмещающих карбонатных пород бақырлинской свиты позднего рифея располагаются рудоносные кварц-карбонатные жилы, а в местах сопряжения различно ориентированных трещин формируются каркасно-сетчатые штокверки и термокарстовые апокарбонатные серноколчеданно-золото-серебряные залежи.

По петрохимическим и геохимическим особенностям рудоносных магматических пород, вещественному составу и особенностям проявления рудной минерализации субщелочной граносиенитовой золото-серебряной металлогенической комплекс имеет много общего с верхнепалеозойским трахибазальт-трахилипарит-золото-серебряным металлогеническим комплексом Джунгаро-Балхашской складчатой системы, в котором золото-серебряное оруденение тесно ассоциирует с субщелочными субвулканическими интрузиями. В связи с этим необходимо отметить высказывания ряда исследователей по поводу неправомочности выделения кумыстинских интрузий в самостоятельный комплекс. Пространственная совмещенность интрузивных массивов с кайнарскими вулканами, одинаковый субщелочной профиль магматизма, однотипный качественный состав рудной минерализации, отсутствие документируемой

складчатости, предшествовавшей внедрению интрузий, их однофазность — все это рассматривается в качестве аргументов, свидетельствующих в пользу субвулканического происхождения интрузивных пород и несостоятельности выделения их в самостоятельный интрузивный комплекс. При субвулканическом варианте следует выделять только один позднерифейский трахибазальт-трахилипаритовый золото-серебряный комплекс, а не два, как это принято нами в настоящей работе. Независимо от представлений об образовании интрузивных массивов главной остается повсеместная тесная связь с ними золото-серебряной минерализации. С прогнозных позиций существенное значение должны иметь поиски сопряжений интрузий с вулканогенно-осадочной углеродистосланцевой нижней подсветой (урстатинской) шованской свиты верхнего рифея. Обогащенные органическим веществом породы этой подсветы должны выступать в роли геохимического барьера и коллекторов золото-серебряной минерализации.

Вендский песчано-сланцевый золоторудный комплекс (косшокинский)

Косшокинский комплекс состоит из терригенных пестроцветных отложений одноименной косшокинской свиты и ранских олистостромовых образований, развитых в Осевом Каратау. Ранские олистостромы (конгломераты, гравелиты, редко грубозернистые песчаники) встречаются вдоль Главного Каратауского разлома. Они распространены в основании вендского разреза и многими исследователями выделяются в ранге свиты. Мощность этих образований 90 м. Несогласно залегающая на ранских олистостромах косшокинская свита сложена песчаниками, глинистыми, углисто-глинистыми и хлорит-серицитовыми сланцами. Мощность отложений свиты 40—450 м. Золоторудная минерализация концентрируется в основном в горизонтах углисто-глинистых сланцев с прослоями и линзами углеродистых алевролитов и песчаников, редко — в конгломератах и гравелитах олистостром. По породно-рудным ассоциациям в косшокинском комплексе выделяются два золоторудных металлогенических типа.

Конгломератовый золоторудный тип (ранский)

Золото установлено только на участках, где конгломераты перекрывают золотоносные интрузии кумыстинского позднерифейского комплекса. Относительно обогащены золотом цемент конгломератов, гравелиты и грубозернистые песчаники. В местах пересечения разломами в породах появляются мелкие метаморфические скопления кварца с золотоносным пентагональным пиритом и спорадические вкрапления самородного золота. Судя по отдельным литогеохимическим профилям, распределение золота в конгломератах, гравелитах и песчаниках весьма неравномерное и на массу породы редко достигает 50—70 кларков.

Углеродисто-сланцевый золоторудный тип

Среди вендских отложений Каратау косшокинская свита выделяется как повышенными содержаниями золота в породах, так и количеством приуроченных к ней золоторудных проявлений. Золотом обогащены углеродисто-глинистые (14) и графитизированные хлорит-серицито-

вые (11) сланцы, углеродистые алевролиты и песчаники (10). Корреляционных связей золота с другими элементами в породах не установлено. Отношение кларков концентрации серебра к золоту 1 : 4. Кроме золота в породах присутствуют ванадий (9), свинец (5), барий (6), цинк (2) и мышьяк (5). Во всех углеродистых породах отмечается рассеянная вкрапленность кубического пирита. В отдельных горизонтах песчаников

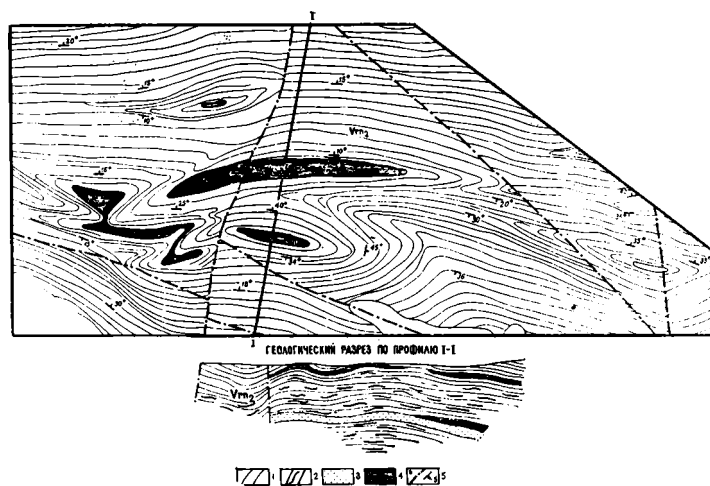


Рис. 13. Характер проявления золотой минерализации в углеродистых отложениях ванда. По А. М. Ниценко [1985]:

1—3 — косшокинская свита: 1 — филлитизированные сланцы, 2 — углеродистые филлитизированные сланцы, 3 — песчаники; 4 — повышенная золотоносность; 5 — разломы (а), элементы залегания (б)

и сланцев прослеживаются маломощные прослои и линзы, обогащенные углеродистым материалом, в которых количество пирита увеличивается до 15—30%. В пиритовой фракции содержание золота достигает 30—35 мг/т. Интенсивность обогащения золотом зависит от тектонической позиции золотоносных участков. В складчатых структурах с повышенным метаморфизмом пород, в ядерных частях антиклинальных складок, в зонах рассланцевания развиваются кварцевые жилы и послойное окварцевание с убогой золотоносностью (рис. 13). Жилы и прожилки серого кварца будинированы и гофрированы вместе с вмещающими породами. В контакте жил углеродистые породы графитизированы, а кварц содержит спорадические вкрапления сфалерита, галенита, халькопирита, пирротина, блеклой руды и арсенопирита. В отдельных жилах в ассоциации с кварцем встречаются кальцит, доломит и анкерит. Зоны окварцевания и субсогласные мелкопрожилковые штокверки выделяются повышенными содержаниями цинка (0,02%), меди (0,01%), ванадия (0,04%) и бария (0,2—0,8%).

Вторая тектоническая позиция золотоносных участков — разломы и сопровождающие их зоны повышенной трещиноватости северо-западного, каратауского, и северо-восточного, антикаратауского, простираения. В первых развиты небольшие по размерам кварцевые жилы и кварцево-жильные штокверки в хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцах. Жилы содержат вкрапления кубического и золотоносного пентагонального пирита, редко зерна самородного золота. В местах сопряжения

кварцево-жильных зон с карбонатными породами в последних образуются мелкие линзы и гнезда, насыщенные кобальтсодержащим (0,04%) и мышьяксодержащим (0,01—0,03%) пентагональным пиритом. В таких участках содержание золота резко увеличивается. Минерализация существенно золотая. Отношение золота к серебру 1 : 1. В разломах северо-восточного простирания протяженные золотоносные зоны, расположенные, по геофизическим данным, в надинтрузивных (граниты) зонах, отличаются более интенсивными изменениями вмещающих пород. Различные по составу сланцы подвергались альбитизации, окварцеванию и карбонатизации. Золото установлено во всех типах измененных пород. На фоне линейных золотоносных зон выделяются отдельные обогащенные золотом участки, приуроченные к узлам сопряжения разноориентированных разломов. Площади таких участков насыщены кварцевыми, кварц-карбонатными и кварц-полевошпатовыми жилами. В жилах содержится больше пентагонального пирита, чем в измененных породах. Основной коллектор золота — пентагональный пирит. Зерна самородного золота в кварце встречаются редко. В пирите присутствуют мышьяк (до 0,5%), кобальт (до 0,05%), редко висмут (до 0,02%). Отношение золота к серебру 1 : 1, иногда это отношение сдвигается в сторону серебра. Рудные участки такого типа представляют наибольший интерес в ряду золоторудных проявлений косшокинского металлогенического комплекса.

Независимо от концентраций и масштабов скопления золота этого комплекса связаны с переотложением его в процессе метаморфических преобразований вмещающих пород. Наиболее интенсивно такие процессы проявлены в зонах тектонических нарушений, особенно в сочетании с термоградиентными полями надинтрузивных зон.

Вендский туфокарбонатно-аргиллит-кремнистый свинцово-цинковый комплекс (чичканский)

Металлогенический комплекс выделен в объеме чичканской свиты, с которой связана стратиформная свинцово-цинковая минерализация. Наиболее распространенные разновидности пород в свите — кремни, углеродисто-кремнистые сланцы и кремнистые аргиллиты [Максумова, 1980; Ергалиев и др., 1986]. Карбонатными породами (известняками, доломитами) сложены отдельные горизонты мощностью до 25 м. Среди аргиллитов и кремнистых пород встречаются прослои фельзит-порфиров повышенной калийности и туфов кварцевых порфиров. По Р. А. Максумовой [1980], кремни образовались в результате эпигенетических изменений кремнистых туфов и туффитов. Повышенная кремнистость карбонатных пород, видимо, также обусловлена наличием в них кремнисто-туфоогенного материала. Органическим веществом обогащены углеродисто-кремнистые сланцы (0,9—1%) [Уметалиев, 1978]. В кремнистых сланцах содержание $C_{ср}$ 0,16—0,57%, в карбонатных породах и аргиллитах — 0,03—0,37%. Рудоносность чичканской свиты изучена слабо. По имеющимся материалам, в ней развита стратифицированная свинцово-цинковая минерализация, подчиненная горизонтам доломитов с прослоями углеродисто-кремнистых сланцев и углеродисто-кремнистых алевролитов. Протяженность рудных зон измеряется километрами. В зонах воздействия гранит-гранодиоритовых позднеордовикских интрузий в них появляются медь, олово и вольфрам.

Углеродисто-кремнисто-доломитовый свинцово-цинковый тип (жартыбастауский)

Жартыбастауское рудное поле

Рудное поле расположено в северо-восточном крыле Малокаройской антиклинали. Сложено оно аркозовыми песчаниками актугайской свиты, доломитами и аргиллитами с прослоями кремней, углеродисто-кремнистых пород, кремнистых туфов и туффитов чичканской свиты. Круто падающие (70—90°) на северо-восток туфогенно-осадочные отложения в северной части участка прорваны ордовикскими гранитоидами Кызылбастауского массива и дайками диабазовых порфиритов. Свинцово-цинковая минерализация приурочена к кремнисто-доломитовым и углеродисто-кремнистым горизонтам. В рудном поле выделяются два участка — Жартыбастауский и Придорожный. На Жартыбастауском участке горизонты кремнистых доломитов, углеродисто-кремнистых пород и углеродистых алевропесчаников со стратифицированной существенно цинковой минерализацией прослеживаются на значительное расстояние. Руды обогащены оловом (до 0,1%) и вольфрамом (до 0,1%). Основные рудные минералы — пирит, сфалерит, халькопирит, второстепенные — галенит, марказит. Руды содержат повышенные концентрации серебра. Эпизодически в них встречается золото. Продолжением Жартыбастауской рудной зоны являются минерализованные доломиты и углеродисто-кремнистые породы участка Придорожного. Среди допалеозойских отложений Каратау вендская чичканская свита в Малом Каратау представляет наибольший интерес в отношении выявления свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа.

Вендский флишoidalный золоторудный комплекс (куюкский)

Куюкский комплекс представляет собой ассоциацию пород флишoidalной толщи кокджотской серии и золотого оруденения. Толща сложена зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже гравелитами и содержит в нижней части разреза единичные пласты витрокластических туфов кислого состава и туфопесчаников. Мощность толщи 1200—1500 м. Породы неравномерно метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Интенсивность метаморфизма заметно увеличивается при приближении к Главному Каратаускому разлому и достигает максимума в замковых частях узких линейных складок и зонах межпластового рассланцевания. На протяжении многих лет кокджотская серия считалась протерозойской. В последние годы по эпизодическим находкам плохо сохранившейся фауны она отнесена к венду — нижнему палеозою [Геология Каратау, 1986]. По изотопно-свинцовой геохронологии свинец галенитов из кварцевых гнезд в метаморфизованных песчаниках флишoidalной толщи имеет возраст 1030 млн. лет (верхний рифей).

Профилирующее оруденение куюкского комплекса — золотое, с незначительной примесью свинца, цинка, серебра и молибдена. Золоторудные проявления приурочены к нижней части разреза флишoidalной толщи, к горизонту переслаивания песчаников и туфопесчаников с редкими прослоями туфов. По литогеохимическим данным, наиболее высокие концентрации золота установлены в туфопесчаниках (10—20 мг/т), значительно меньше его в песчаниках (5—7 мг/т) и туфах (3—5 мг/т). Туфопесчаники обогащены также молибденом (5), свинцом (5) и цин-

ком (4). По сравнению с другими породами толщи в них повышено содержание органического вещества (0,2—0,3%). За пределами рудных полей в редких вкрапленниках пирита в туфопесчаниках присутствуют золото, серебро, свинец, цинк, мышьяк и висмут.

Туфопесчаниково-золоторудный тип

Проявления золота этого типа развиты в самой узкой, сжатой части Кокджота, ограниченного с юго-запада Главным Каратауским, с северо-востока — Большекаройским разломами. Золотое оруднение повсеместно связано с кварцевыми жилами и прокварцеванием, приуроченным в основном к зонам межпластового расщепления и повышенной трещиноватости в шарнирах складок. Кварцевые жилы, серии кварцевых и кварц-карбонатных прожилков штокверкового типа прослеживаются с перерывами на достаточно большое расстояние при умеренной мощности. Околожильные изменения — серицитизация и хлоритизация. Распределение золота в жилах весьма неравномерное, гнездо- и кустообразное. По минералогическому составу выделяется несколько минеральных типов: кварц-пирротин-золотой, кварц-арсенопирит-золотой (с молибденитом), кварц-серебряно-золотой. По В. Я. Онищенко, Н. Г. Калининченко, В. В. Уварову, в минеральных типах с кварцем рудные минералы представлены пиритом, пирротинном, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, висмутином, молибденитом и самородным золотом. В жилах кварц-карбонатного состава меньше пирита, больше галенита, присутствуют теллуриды золота и серебра, сульфосоли висмута, меди и серебра, самородное золото и висмут. Основная масса золота концентрируется в пирите.

О происхождении золоторудной минерализации есть два представления. Н. Г. Калининченко и В. В. Уваров [1982] связывают оруднение с редкими, не всегда проявленными на рудных участках штоками габбро-диоритов или дайками фельзит-порфириров, диоритовых и диабазовых порфириров позднего палеозоя. Содержание золота в этих магматических породах — 2—4 мг/т, серебра (1), свинца (0,5—1), цинка (0,8), висмута (0,7—1,4), мышьяка (0,8).

Результаты наших исследований свидетельствуют в пользу метаморфической природы кварцево-золотого оруднения. Основным источником золота — туфопесчаники. Главная роль в активизации растворов, экстрагирующих золото, принадлежит тектолическим процессам.

СТАДИЯ ПРОСЕДАНИЯ

С этой стадией связано мощное накопление карбонатов в кембрии (кокбулакская и шабактинская свиты) и терригенных отложений в ордовике (суындыкская и бешарыкская свиты). Основание карбонатных разрезов кембрия повсеместно состоит из углеродисто-кремнистых (курумсакская свита Осевого Каратау) или кремнистых пород и доломитов (чулактауская свита Малого Каратау). Богатыми кремнеземом глинистыми породами и кремнями (камальская свита) начинается также разрез ордовика в Осевом Каратау. Магматизм проявлен весьма слабо. Мелкие редкие тела спилитов с повышенной калийностью и туфы установлены только в юго-восточной части Осевого Каратау, где они приурочены к верхам разрезов углеродисто-кремнистой курумсакской свиты раннего — среднего кембрия [Ташинина, 1951].

В стадии проседания выделены и откартированы три металлогенических комплекса и двенадцать типов (см. табл. 1). Профилирующее оруденение — фосфор, ванадий, барий. В фосфорных рудах присутствуют редкие земли, в ванадиевых — молибден, рений и серебро. Отдельные горизонты кремнисто-глинистых пород и доломитов обогащены цинком, медью и железом. Наиболее разнообразна рудная минерализация в Осевом Каратау. Именно в этой части рифтогенной структуры находятся крупные скопления молибденово-ванадиевых руд и пока неопененные значительные концентрации бария в нижнем кембрии и нижнем ордовике. Другим районом интенсивного проявления рудной минерализации этой стадии является Малый Каратау, где находятся крупнейшие скопления фосфорных руд при весьма слабом развитии ванадиевого, цинкового, молибденового и бариевого оруденения, характерного для Осевого Каратау.

Кембро-ордовикский углеродисто-кремнисто-карбонатный (со спилитами) бариево-ванадиево-фосфорный комплекс (чулактау-курумсаковский)

Комплекс объединяет углеродисто-кремнисто-карбонатную геологическую и бариево-ванадиево-фосфорную рудные формации. В геологической формации резко преобладают известняки и доломиты, составляющие от 60—70 (кокбулакская свита, Осевой Каратау) до 95% (шабактинская свита, Малый Каратау) общей мощности отложений. Остальная часть приходится на существенно кремнистые породы курумсаковской и чулактауской свит раннего — среднего кембрия, повсеместно залегающих в основании стратиграфического разреза формации. Рудная минерализация приурочена к этим свитам и не выходит за их пределы. Свиты являются главными маркерами рудных накоплений, ограничивающими относительно узкий диапазон оценок потенциальных перспектив металлогенического комплекса. Другая примечательная особенность рудовмещающих кремнистых отложений заключается в широком распространении стратиформной рудной минерализации и в закономерной смене качественного состава оруденения по восстанию разреза геологической субформации, выраженной таким эволюционным рядом: фосфор, ванадий — цинк, медь, барий — барий, железо, марганец. Каждая рудная ассоциация встречается на определенных геохронологических уровнях в парагенезисе с конкретным комплексом пород. Две первые ассоциации характерны для существенно кремнистых и кремнисто-углеродистых отложений раннего — среднего кембрия, третья развита на границе этих отложений с кембро-ордовикскими известняками и доломитами. В кембро-ордовикском металлогеническом комплексе выделены три подкомплекса: нижнекембрийский доломит-кремнистый фосфорный (чулактауский), ниже-среднекембрийский углеродисто-кремнистый бариево-молибденово-ванадиевый (курумсаковский) и среднекембрийско-среднеордовикский доломит-известняковый бариевый (кокбулак-шабактинский). Первые два подкомплекса характеризуют смену рудных и геологических субформаций по латерали, третий соответствует субформациям, сменяющим первые по вертикали.

Нижнекембрийский доломит-кремнистый фосфорный подкомплекс (чулактауский)

Подкомплекс представлен раннекембрийскими доломит-кремнистыми отложениями чулактауской свиты и связанными с ними крупнейшими

ми скоплениями пластовых фосфоритов Малого Каратау*. С юго-востока на северо-запад фосфоритоносные пласты прослежены на 120 км при ширине до 25 км. Они залегают трансгрессивно на различных горизонтах кыршабактинской, курганской и коксуйской свит малокаройской серии венда. Чулактауская свита состоит из пяти горизонтов (снизу вверх): нижнего доломитового, кремнистого, фосфоритового, железо-

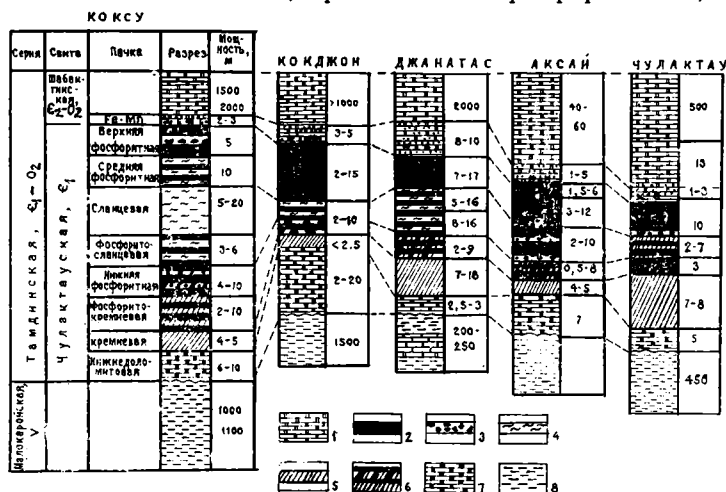


Рис. 14. Геологические разрезы фосфоритной толщи чулактауской свиты по основным месторождениям Каратау:

1 — доломиты; 2 — фосфориты; 3 — фосфатные гравелиты, конгломераты; 4 — кремнисто-глинисто-фосфоритовые сланцы; 5 — кремни; 6 — фосфорито-кремневые слои, кремнистые фосфориты; 7 — «нижние» доломиты; 8 — пестроцветные сланцы, аргиллиты, туфы, песчаники с прослоями известняков — малокаройская серия (венд)

марганцевого, бурых доломитов (рис. 14). Мощность свиты 0—75 м. Строение свиты на протяжении всего бассейна почти не изменяется, лишь в деталях по отдельным месторождениям наблюдаются некоторые различия: уменьшение мощности слоев, иногда их выклинивание, вариации структурных и текстурных признаков, граулометрического состава пород, влияние тектоники на пространственное положение фосфоритовых пластов (сдвоенность разреза, наличие скрытых обращенных структур) и т. п.

Рудная минерализация чулактауского подкомплекса проста и ограничивается двумя металлогеническими типами — кремнисто-фосфорным и доломитовым железо-марганцевым. Выделение железо-марганцевого оруденения в самостоятельный тип объясняется относительно широким распространением этой минерализации в Большом Каратау, где она проявлена на нижнекембрийском геохронологическом уровне, но без пластовых фосфатных концентраций в подстилающих отложениях.

Доломит-кремнистый фосфорный тип (жанатасский)

Описываемый тип широко развит в Малом Каратау и охватывает нижнекембрийский фосфоритоносный горизонт чулактауской свиты.

* Ввиду наличия многочисленных публикаций, посвященных разнообразным вопросам фосфоритности Малого Каратау, а также отсутствия новых данных, меняющих или существенно дополняющих известные представления о строении и закономерностях размещения фосфорной минерализации, характеристика подкомплекса дана весьма кратко.

В основании разреза фосфоритоносного горизонта по всему бассейну прослеживается горизонт «нижних» доломитов средней мощностью 5—8 м (рис. 14). Выше располагаются темные плитчатые и массивные микрокристаллические спонголитовые и фтанитовые кремни с мелкими линзами и прослойками фосфоритов, доломитов, вкраплением пирита. Мощность кремней от 1—2 до 12 м. На кремнистом горизонте залегает продуктивный фосфоритовый горизонт, состоящий из нижней фосфоритовой, фосфато-сланцевой и верхней фосфоритовой пачек суммарной мощностью 20—40 м. Продуктивный горизонт наиболее полно развит в северо-западной части фосфоритоносного бассейна, где в разрезе присутствуют три пачки. В юго-восточной части бассейна нижняя фосфоритовая и фосфато-сланцевая пачки частично выклиниваются, а на Тьесае между ними размещается слой фосфоритового конгломерата мощностью до 3 м. В основании верхней фосфоритовой пачки в разрезах месторождений Чулактау, Джанатас, Коксу и других также находится небольшой слой (0,4—0,6 м) фосфоритового конгломерата, образовавшийся в результате формационного перемыва пласта придонными течениями. В кровле продуктивной толщи согласно залегает не выдержанный по простиранию и мощности (0—5 м) горизонт железо-марганцевых, выше «бурых» доломитов (8—15 м) с линзами и тонкими прослоями темно-серого до черного фосфорита и кремней. Над «бурыми» доломитами согласно залегают песчанистые слабофосфорные (до 1,5% P_2O_5) доломитизированные известняки, которыми и заканчивается разрез продуктивной чулактауской свиты. Различаются фосфориты крипто- и оолито-зернистые, зернисто- и органогенно-псаммитовые, зернистые, пизолитовые, гравелитовые и конгломератовые, а по цементу — фосфатные, кремнисто-фосфатные, кремнистые и карбогатные. Начало накопления фосфора, хотя и слабое, отмечается уже в разрезах вендской кыршабактинской свиты и в «нижних» доломитах, максимальной интенсивности достигает в средней части чулактауской и затухает в нижних слоях доломитов шабактинской свит. Фосфоритоносную формацию Э. А. Еганов [1979] распространяет на все три указанных стратиграфических подразделения и мощность ее увеличивает до 300 м.

Выше чулактауской свиты распространена повсеместно мощная (до 3000 м) карбонатная толща (доломитизированные известняки и доломиты с примесью терригенного материала) шабактинской свиты среднего кембрия — ордовика.

По составу отложений и их мощности в различных частях бассейна, фаціальным изменениям осадконакопления фосфоритоносной чулактауской свиты и структурным особенностям в фосфоритоносном бассейне Малого Каратау выделены четыре рудных района: Джанатасский, Джиланский, Аксайский и Чулактауский.

Джанатасский район включает месторождения Ушбас, Коксу, Акжар, Герес, Джанатас, Бабаата, Гиммельфарбское, Кокджон, Караултубе. Отложения чулактауской свиты в этом районе протягиваются в виде трех разобщенных полос. В свите выделены три горизонта: «нижние» доломиты, кремневый и продуктивный. Горизонт «нижних» доломитов имеет мощность в юго-западной части 14,2 м, северо-восточнее она уменьшается до 7,3 м (месторождение Ушбас), но увеличивается с глубиной. Содержание P_2O_5 — 1,8—3,1%; нерастворимого остатка — 1,9—9%; CO_2 — 39,5—42%; MgO — 18,4—19,4%.

Кремневый горизонт распространен не везде. Максимальная мощность на месторождениях Джанатас и Акжар — 15—17 м, в северо-вос-

точном и юго-западном направлениях она уменьшается до 2,5 м, а на месторождении Коксу горизонт выклинивается. Содержание пятиокси фосфора в кремнях колеблется от 0,8 до 3,4%, в верхней части горизонта достигает 8%. Нерастворимый остаток изменяется в пределах 40—98%; CO_2 —1,0—7,9%; MgO — 1,8—3,6%.

Продуктивный горизонт по составу неоднороден. В юго-западной части района (месторождение Караултубе) он отсутствует, на месторождении Бабаата представлен одним пластом мощностью 9,8 м. В северо-восточной части (месторождение Ушбас) горизонт состоит из трех фосфоритовых пачек, перемежающихся с фосфато-сланцевыми. Нижняя фосфоритовая пачка в обнажениях имеет мощность 4,7 м (на глубине 2,2—5,9 м). Содержание пятиокси фосфора в поверхностной части 18,8—21,2%, с глубиной изменяется от 17,2 до 19%. Нерастворимый остаток составляет 32,3—36,6%; CO_2 — 1,2—4,6%. Выше по разрезу залегают маломощная фосфато-сланцевая пачка, мощность которой на поверхности 2,5—2,7 м, на глубине — 4,1 м. Содержание P_2O_5 в среднем 11—12%, нерастворимого остатка — 52,2—61,8%; CO_2 — 4%; MgO — 1% (на глубине — до 2,7%). Средняя фосфоритовая пачка имеет мощность 5,5—7,3 м, на глубине — 14,2 м. Количество пятиокси фосфора в поверхностной части 20,2—25,3%, на глубине — до 19—21,8%. Содержание нерастворимого остатка на поверхности 22,1—39,6%, на глубине — до 27,7—34,8; CO_2 — 6; MgO — 0,4% (на глубине — до 2,4%). Мощность верхней фосфато-сланцевой пачки в поверхностной зоне от 1,7 до 4,7 м, на глубине — 14,4 м. Содержание пятиокси фосфора от 8,1 до 11,7%, с глубиной несколько выше. Нерастворимый остаток в поверхностной зоне составляет 37,7—53,6%, на глубине — 63,2%. С глубиной растет содержание CO_2 и MgO . На Джанатаский рудный район приходится три четверти запасов бассейна.

Джиланский рудный район объединяет месторождения Беркуты, Беркуты Северное, Батырбай, Актас, Аладжар, Джилан, Дегерес, Карашат, Джетымтал, Кыршабакты 2, 3. Они расположены в северо-восточной и центральной частях бассейна и представлены маломощными (1—3 м) фосфоритовыми пластами. Содержание P_2O_5 23—28%, суммарные запасы оцениваются в 4% от общих запасов бассейна. Наиболее перспективны месторождения Джилан и Аладжар.

Аксайский рудный район включает месторождения Аксай 1, 3, Тьесай, Кыршабакты 1, Чийлибулак, Тешиктас, расположенные в Аксайской долине. Детально разведаны и эксплуатируются только Аксай и Тьесай. Запасы P_2O_5 района составляют 12% от общих запасов бассейна. Литологическому разрезу продуктивного фосфоритового горизонта на Аксае, Тьесае и других месторождениях свойственны сближенность нижнего и верхнего фосфоритных пластов, отсутствие фосфато-сланцевой пачки, на месте которой появляется кремнистый фосфорито-галечный конгломерат, содержащий до 15% P_2O_5 и до 40% SiO_2 . Мощность продуктивной фосфоритовой пачки на юго-западе района равна 2—4 м (Кыршабакты), на северо-востоке (Аксай) она увеличивается до 17 м. Состав фосфоритов (%): P_2O_5 — 23—27; н. о. — 5,8—25,6; MgO — 1,2—4,5; CO_2 — от 5 до 24; R_2O_3 — 3—9.

Чулактауский рудный район включает месторождения юго-восточной части бассейна: Чулактау 1, 2, Коктал, Сулеймансай, Насынколь, Тамды, Арбатас, Котурбулак и Джетымчоку 1, 2. Разрез чулактауской свиты здесь аналогичен разрезам Аксае и Тьесая. Особенность района заключается в интенсивных преобразованиях фосфоритов и вмещающих

пород в контактах с позднеордовикскими гранитоидами. Выделяются слабо-, средне- и сильнометаморфизованные разности фосфоритов. Слабометаморфизованные фосфориты имеют темно-серый цвет, тонкополосчатую текстуру и тонкую оолитозернистую структуру. Зерна и оолитовые стяжения фосфата кальция сохраняют свою первоначальную форму и лишь незначительно осветляются. Размер их от сотых долей миллиметра до 0,1—0,25 мм.

Среднеметаморфизованные фосфориты обладают светло-серым до темно-серого цветом, мелкозернистой структурой, плитчатой текстурой. В пласте часто наблюдаются зерна и тонкие (0,1 мм) прожилки флюорита. Фосфат полностью перекристаллизован, органические остатки исчезают, окраска их становится светлой, уменьшается количество карбонатного материала. Фосфатное вещество представляет собой микрозернистый агрегат апатита.

Сильнометаморфизованные фосфориты, развитые на контакте с гранитоидами, преобразованы в тонкокристаллические руды. Они сохраняют грубоплитчатую текстуру и содержат гнезда и прожилки кальцита, флюорита и обильную вкрапленность пирита. Зерна апатита сцементированы кварцем и кальцитом. Размер зерен 0,01—0,8 мм.

Выделенные по степени метаморфизма типы руд отличаются по количеству P_2O_5 . Наиболее высокие концентрации P_2O_5 — 28—32% — характерны для сильнометаморфизованных разностей фосфоритов. В слабометаморфизованных фосфоритах содержание P_2O_5 24—28%. Метаморфизованные руды выгодно отличаются от неметаморфизованных: в них выше содержание P_2O_5 и сопутствующих компонентов, они лучше обогащаются. Все это свидетельствует о необходимости в ближайшее время постановки на месторождениях с контактово-метаморфизованными фосфоритами разведочных работ.

Путем анализа вещественного состава, мощностей горизонтов, пачек, пластов и слоев пород рудных районов были определены гидродинамические и физико-химические условия осадконакопления, а также морфология дна и глубина бассейна. Наибольшие мощности продуктивного горизонта (40—60 м) фиксируются на северо-западе, в более глубоководной шельфовой зоне бассейна (Джанатасский район). К юго-востоку, ближе к береговой линии, мощности уменьшаются (15—20 м, иногда до 3 м, Джиланский район), а вдоль юго-западной окраины бассейна прослеживается только слой валунно-галечных конгломератов (до 1 м, Аксайский район). В Чулактауском районе глубина бассейна вновь несколько увеличивается, сокращается влияние перемыва осадков; выклинивание фосфоритных пластов указывает на прибрежную зону. В начальные стадии формирования чулактауской свиты первичное накопление осадков происходило в условиях повышенных концентраций натрия, магния, кальция, фосфора и фтора; образовывались мелкие оолитовые стяжения фтористых гидроксил- и карбонат-апатитов, равномерно рассеивающихся в породе. Фосфор тесно коррелирует с фтором, натрием и магнием. В цементе оолитозернистых фосфоритов нижней фосфоритовой пачки наблюдаются примесь органического и глинистого вещества, гидроокислов железа, повышенные содержания марганца, молибдена и меди.

Фосфатонакопление обязано длительному существованию в шельфовых зонах слабой тектонической активности в виде медленных колебательных движений небольшой амплитуды с незначительной тенденцией к опусканию. Для формирования крупных месторождений высоко-

качественных пластовых фосфоритов каратауского типа кроме указанных выше факторов необходимы были также длительный интенсивный переыв (природное обогащение) фосфатного осадка и малый привнос кластического материала. Это осуществлялось в специфической обстановке: аридный климат, слабощелочная среда, глубина зон фосфатонакопления от первых десятков до первых сотен метров, пенеплен прилегающей суши, достаточная концентрация иона PO_4^- в придонных водах и иле при интенсивном его оступлении из глубинных зон под влиянием апвеллинга, биохимическое осаждение, диагенез.

Таким образом, Малый Каратау является типичной моделью формирования пластовых оолитозернистых фосфоритов большой мощности и значительной протяженности.

Доломитовый железо-марганцевый тип (тьесайский)

В верхней части разреза чулактауской свиты на фосфоритовом горизонте залегают доломиты, обогащенные железом и марганцем. С перерывами железо-марганцевый горизонт (мощность до 5 м) прослеживается на 45 км. Перекрывается он горизонтом бурых доломитов (мощность 10—15 м) с мелкими линзами кремней и кремнистыми прослоями. Доломиты и кремни горизонта содержат до 2% фосфора; 0,7—1,2% марганца; 2—3% железа; 1—2% бария и 0,01—0,03% кобальта. Отмечается выдержанное обогащение медью (6), цинком (4), свинцом (3) и серебром (4). На горизонте бурых доломитов лежат безрудные известняки и доломиты шабактинской свиты. Железо-марганцевый горизонт состоит из чередующихся прослоев доломитов, редко—кремнистых пород, в различной степени обогащенных железом и марганцем. В доломитовых и кремнистых прослоях часто встречаются остроугольные обломочные зерна кварца (0,04—0,07 мм), представляющие собой, скорее всего, туфовые частицы. Скопления марганца состоят из псиломелана, пиролюзита с реликтами браунита и родохрозита. В железорудных слоях преобладают гидроокислы железа с реликтами анкерита, редко сидерита. Содержание марганца в горизонте 2,5—12%; железа — до 14; фосфора — 0,4—0,6%. В минерализованных породах постоянно присутствуют барий (барит) — до 1—2% и кобальт — до 0,03. Скопления марганца и железа являются индикаторами окончания мощного фосфатонакопления в Малом Каратау. Аналогичным оруденением на том же (или близком к нему) геохронологическом уровне завершаются ванадиеносные отложения курумсакского подкомплекса Большого Каратау. Здесь, в отличие от Малого Каратау, более интенсивно развита железная (Абаил), медно-цинковая (Сороба) и бариевая (Карагуз) минерализация. Медь, цинк и барий в тьесайском типе установлены только в геохимически аномальном количестве. При опробовании на фосфор не исключается пропуск баритовых скоплений в надфосфоритовых пачках чулактауской свиты и в 20—30-метровом интервале переходной доломитовой пачки к шабактинским кембро-ордовикским карбонатным отложениям.

Нижне-среднекембрийский углеродисто-кремнистый бариево-молибден-ванадиевый подкомплекс (курумсакский)

Ранне-среднекембрийская курумсакская свита, являющаяся геологической подформацией комплекса, до последнего времени считалась молибден-ванадиеносной. В результате комплексных исследований по

проблеме «Геология и металлогения Каратау» к числу профилирующих элементов отнесены барий, цинк и свинец. В суммарном выражении рудная нагрузка отложений этой свиты такова: главные компоненты — ванадий, молибден, барий; второстепенные — железо, марганец, фосфор, цинк, свинец, медь; сопутствующие — редкие земли, серебро, тантал, ниобий и некоторые другие.

Наиболее полно строение и ванадиеносность курумсакской свиты освещены в работах С. Г. и Е. А. Анкинович [1961]. Отложения свиты развиты в Осевом Каратау и прослеживаются с перерывами на всем его протяжении. По литологическому составу и особенностям рудоносности она разделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. В основании нижней подсвиты залегает горизонт доломитов (мощность 8—12 м), на нем располагаются черные плитчатые углеродисто-кремнистые ($C_{орг} = 0,6—7,64\%$) и кремнистые сланцы (мощность 40—60 м), сменяющиеся выше углеродистыми ванадиеносными ритмитами (мощность 5—12 м). Ритмиты представляют собой тонкое чередование углеродисто-

глинистых, углеродисто-кремнисто-глинистых, кремнистых и известково-глинистых сланцев с пачкой (0,5 м) углеродисто-глинистых доломитов. Верхняя подсвита состоит из темно-серых и черных углеродисто-кремнисто-глинистых и известково-глинистых сланцев с фосфоритовыми и кремнисто-фосфоритовыми конкрециями в нижней части разреза (мощность 80—90 м). Выше залегают ритмиты (мощность 3—30 м), сложенные переслаивающимися пачками сиреневых, буровато-красных известково-глинистых, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев с бариево-медно-цинковым оруденением. Ритмиты сменяются переслаивающимися пачками известняков, доломитов, редко — кремнистых пород и алевролитов, являющихся переходными к вышележащим кембро-ордовикским отложениям кокбулакской свиты. К этому горизонту (мощность 20—30 м) в центральной части Осевого Каратау приурочены крупные скопления барита (Карагуз), а в Юго-Восточном Каратау — сидеритовые руды (Абаил) и ореолы свинца и цинка (район Боролдайских гор). Приведенный состав курумсакской свиты отражает относительно полный ее разрез общей мощностью 150—240 м. Подобное строение и максимальная мощность свиты характерны для северо-западной и юго-восточной частей Осевого Каратау. В центральной части мощность свиты заметно сокращена (до 50 м), а из ее состава выпадает ряд горизонтов и пачек. Содержание ванадия в маркирующем ванадиеносном горизонте резко уменьшается. Таким латеральным отрезкам свиты свойственно резкое увеличение в переходном горизонте бария, железа (иногда с марганцем), свинца и цинка в геохимических ореолах, тяготеющих к эпизодическим скоплениям спилитов (мощность 15—20 м),

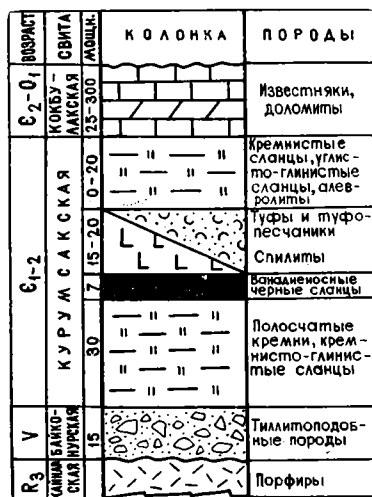


Рис. 15. Положение спилитов и туфов в разрезе ванадиеносной курумсакской свиты. Район Боролдайских гор. Юго-Восточный Каратау

кремнистые сланцы нижней подсвиты близки к мансфельдским сланцам. Они также залегают на конгломератах (байконурская свита), в основании прослеживается горизонт доломитов и доломитизированных известняков, а сланцы кроме меди содержат ванадий, серебро, молибден, селен, барий, цинк, свинец. Систематического опробования на медь сланцев нижней подсвиты не проводилось. Следует обратить внимание

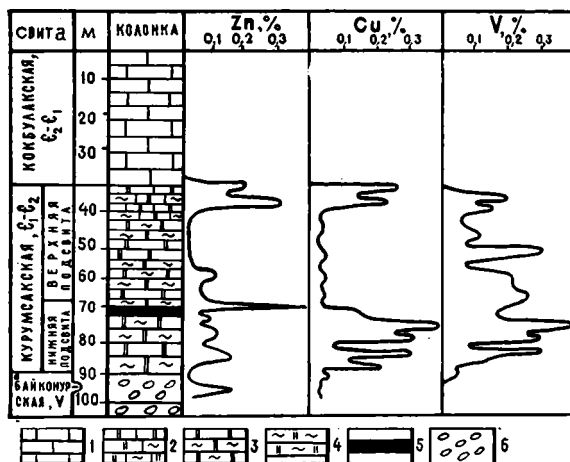


Рис. 17. Колонка скважины, вскрывающей курумсаксую свиту, с данными опробования. По В. И. Кондиусу:

1 — известняки и доломиты; 2—4 — углеродистые сланцы: 2 — известково-кремнистые, 3 — кремнистые, глинистые, 4 — глинисто-кремнистые; 5 — ванадиеносный горизонт; 6 — тиллиты

на обогащение свинцом и цинком переходного кремнисто-известняково-доломитового горизонта юго-восточной части Осевого Каратау (район Боролдайских гор), по латерали которого располагаются скопления баритовых, сидеритовых и железо-марганцевых руд. Как показывает практика, такой породно-рудный парагенезис в границах узкого стратиграфического интервала наиболее благоприятен для поисков практически ценных скоплений стратиформных свинцово-цинковых руд, близких к атасуйскому типу.

В ранне-среднекембрийском курумсаксском подкомплексе выделено пять металлогенических типов (см. табл. 1).

Углеродисто-кремнистый молибден-ванадиевый тип (баласаускандыкский)

Представителями рассматриваемого типа являются месторождения Баласаускандык, Курумсак, Жебаглы и ряд рудопроявлений, расположенных в Осевом Каратау. Всесторонняя характеристика месторождений и ванадиеносного горизонта приведена в работах В. А. Соколова [1946], Б. А. Тюрина, С. Г. и Е. А. Анкинович [1955, 1961], В. Н. Холодова и др. По С. Г. Анкиновичу, ванадиеносный горизонт курумсаксской свиты сложен ритмично переслаивающимися пачками кремнистых, углисто-кремнистых, глинисто-кремнисто-углистых, глинисто-хлоритовых, глинисто-серицитовых, глинисто-углистых и кремнисто-глинистых (с фосфоритовыми и кремнисто-фосфоритовыми конкрециями) сланцев. В средней части разреза с перерывами прослеживается 40—50-сантиметровый

метровый прослой доломитов и доломитизированных известняков. В рудном горизонте на месторождениях Северо-Западного Каратау (Баласаускандык, Курумсак) выделяется до 14 пачек, Юго-Восточного Каратау (Джебаглы) — семь пачек, а на рудопоявлениях количество их ограничивается двумя-тремя (Тегистык) или они сливаются в неделимый на пачки углеродисто-кремнисто-глинистый горизонт (Ран), как правило, сокращенной мощности (первые метры). Состав первичных ванадиевых руд Каратау (%): SiO_2 — 73,51; Al_2O_3 , Fe_2O_3 — 5,49; MgO — 0,62; CaO — 3,52; MnO — 0,29; BaO — 0,97; P_2O_5 — 0,71; $\text{C}_{\text{орг}}$ — 4,4. Наибольшая концентрация ванадия характерна для глинисто-углистых пачек. В кремнистых пачках ванадий или отсутствует, или количество его равно первым десятым долям процента. Вещественный состав руд сложен и многообразен. Кроме ванадия первичные руды содержат (%): редкие земли — 0,065; молибден — 0,022; мышьяк — 0,014; цинк — 0,06; медь — 0,02; хром — 0,15; титан — 0,17; селен, скандий, ниобий, рубидий, никель, свинец — 0,002—0,005; тантал — 0,001—0,01; серебро. Заметно обогащена свинцом (16), молибденом (18), медью (12), серебром (23) и барием (30—50) доломитовая пачка. В отличие от доломитов ограничивающие их маломощные прослой сидерита выделяются высокими концентрациями молибдена (175), меди (87), цинка (0,5—1%) и бария (более 1%). Значительные скопления молибдена (0,04—0,1%) приурочены к дробленным окварцованным кремнистым сланцам и тиллитам байконурской свиты, подстилающим ванадиеносный горизонт в рудных полях.

По Е. А. Анкинович, в первичных ванадиевых рудах преобладают кварц, патронит, монотермит, серицит; часто встречаются роскоэлит, курсит, кальцит, доломит, иллит; редко — эпидот, цоизит, клиноцоизит, барит, сидерит, пирит, сфалерит, сульванит, тетраэдрит, галенит, халькопирит, брейтгауптит, молибденит, циркон, альбит, клинохлор, пеннин, самородное золото. Основные ванадиевые минералы первичных руд — патронит, роскоэлит и сульванит. Главная масса ванадия заключена в антраксолите. На наиболее крупном и относительно изученном месторождении Баласаускандык верхняя часть ванадиевого горизонта представлена выщелоченными грубокачественными рудами. Это кварцевый каркас с полностью или частично выщелоченными интерстициями. Мощность выщелоченных руд 0,2—0,5 м. Ниже располагаются окисленные руды каолин-глинисто-хлорит-роскоэлитового состава. Еще ниже появляется переходный тип руд, в которых породы осветлены, развиты красные железистые окислы. В зоне смешанных руд породы также осветлены. Глинистая масса часто карбонатизирована; распространены карбонатные и барит-карбонатные жилы с халькопиритом, халькозином, марказитом, ковеллином, пиритом, сульванитом и тетраэдритом.

Ванадиеносные отложения (выше по разрезу) перекрываются углеродисто-кремнисто-глинистыми и известково-глинистыми сланцами с фосфоритовыми и кремнисто-фосфоритовыми конкрециями. Мощность горизонта конкреционных фосфоритов 6—17 м, содержание P_2O_5 варьирует от 1—2 до 6—8%, в конкрециях достигает 39%. В фосфоритовых конкрециях высоки концентрации примесных элементов (%): ванадий — 3; свинец — 0,8; цинк — 0,5; барий — 3; мышьяк — 0,1; медь — 0,1—0,3; редкие земли — 0,28; серебро [Анкинович, 1961].

В настоящее время с большой остротой возникла проблема формирования и локализации практически ценных скоплений ванадиевых руд. Как известно, большинство исследователей считают, что обогащение

ванадием (в том числе промышленным) определено соответствующими палеогеографическими обстановками и физико-химическими условиями рудоотложения. Это моря или бассейны с внутренними впадинами, благоприятные рН, Eh и другие параметры осаждения ванадия и т. п. Не вдаваясь здесь в дискуссию по вопросам источника и условий накопления ванадия, отметим, что неоспоримым фактом является первично-сингенетичное накопление ванадия. На большом фактическом материале Е. А. и С. Г. Анкинович показали неравномерное распределение ванадия в продуктивном горизонте по латерали. На общем ванадиеносном фоне наблюдаются только отдельные ограниченные по площади участки (месторождения) с высокими концентрациями ванадия, что объясняется с позиций специфики осадочного рудо- и литогенеза. В последние годы в связи с работами, проведенными на рудных полях месторождений Баласаускандык и Курумсак, выявлено ведущее значение тектоники в формировании богатых ванадием руд. Оказалось, что рудные поля расположены над уступами, поперечными к каратаускому, северо-западному, направлению структур. В пределах уступов ванадиеносный горизонт интенсивно деформирован. Широко развиты флексуобразные складки, продольные и поперечные разрывные нарушения, кливажирование, плейчатость и разлинзование пород. В процессе этих деформаций в зонах разрывных нарушений (мощностью до 50 м) и напряженной складчатости ванадиеносный горизонт был раздроблен, брекчирован и насыщен кварц-роскоэлитовыми прожилками. Статистически обработанные данные разведки и дополнительное опробование рудного горизонта как в рудных полях, так и за их пределами показали расхождение в концентрации ряда рудных компонентов. В ванадиеносном горизонте с относительно спокойным залеганием ванадия содержится 0,05—0,25%; молибдена — 0,001—0,005%; свинца — 0,005—0,01%; цинка — 0,01—0,05%. В кварц-роскоэлитовых внутрислоевых штоках количество этих элементов резко увеличивается. Такое обогащение является следствием ремобилизации рудных компонентов ванадиеносного горизонта, последующего их переотложения и локализации в зонах тектонических нарушений. Анализ пространственного положения и структурной приуроченности богатых скоплений ванадия приводит к выводу о решающей роли в их формировании тектонических зон северо-восточной ориентировки. С позиций структурного контроля промышленного оруденения перспективы увеличения запасов ванадия, в частности на месторождении Курумсак, состоят главным образом в выявлении новых зон на флангах рудного поля, в границах поперечного уступа, перекрытого отложениями ордовика.

Кремнисто-аргиллитовый бариево-медно-цинковый тип (соробинский)

Рудная минерализация описываемого типа развита в Осевом Каратау и приурочена к верхней части ниже-среднекембрийской курумсакской свиты. Рудовмещающие породы — переслаивающиеся пакки аргиллитизированных глинистых, известняково-глинистых и глинисто-кремнистых сланцев. По латерали рудоносного горизонта выделяются участки с существенно бариево-цинковым (с никелем и кобальтом), цинковым и медным оруденением. В зонах тектонических деформаций наблюдаются регенерация рудного вещества и образование относительно богатых рудных скоплений (медные проявления Северо-Западного Ка-

ратау). Соробинский рудоносный стратоеровень выявлен в последние годы и изучен пока слабо. В настоящее время фрагментарные фактические материалы имеются только по бариево-цинковому месторождению Сороба.

Месторождение Сороба

Месторождение расположено над Курумсакским уступом, ограничивающим на юго-востоке выдвинутый купол Уштас (рис. 18). Рудное поле сложено толщами кембрия и ордовика, интенсивно деформированными, рассланцованными, кливажированными и собранными в мелкие

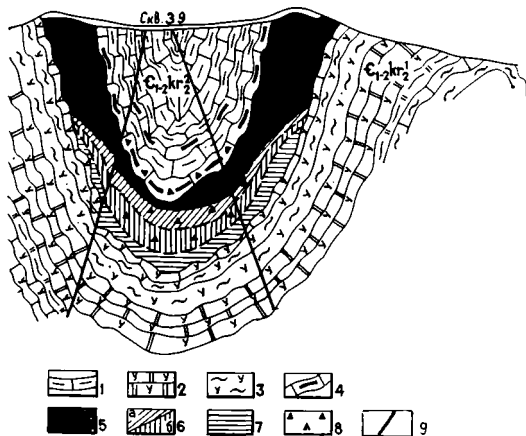


Рис. 18. Геологический разрез месторождения Сороба. По В. К. Миллеру [1983]:

1 — мергели с кремнистыми прослоями; 2, 3 — сланцы: 2 — углеродисто-карбонатные, 3 — углеродисто-глинистые; 4 — баритовые прослои; 5 — бурые железняки; 6, 7 — охры: 6 — розовые (а), лимонно-желтые (б), 7 — пестрые, нижней части зоны выщелачивания; 8 — брекчированность; 9 — разломы

складки (протяженностью 100—500 м, шириной 50—300 м). Оруденение приурочено к ритмичной пачке переслаивания кремнисто-глинистых сланцев и кремневых доломитизированных известняков, разделяющих нижнюю часть разреза курумсакской свиты и верхнюю кремнисто-глинистую (рис. 18).

На пачке ритмитов залегает пачка кремнисто-глинистых сланцев с прослоями (мощностью до 20 см) мелкозернистого и оолитового барита. В этой же пачке встречаются конкреции и редкие прослои пирролюзит-псиломеланового состава и скопления марказита. Мощности пачки баритизированных пород 20—50 м, содержание бария от 1 до 25%. Изобилие в зоне окисления гидроокислов железа (железа — 37%) обусловило образование на поверхности типичных «железных шляп», сложенных железняками разного типа: сливными, пористыми, глинистыми, с преобладающим развитием рыхлых и полурыхлых разностей. Главные минералы — гетит, гидрогетит; второстепенные — гидрослюда, каолинит; в незначительном количестве присутствуют кварц, гематит, сидерит, гипс. В полосчатых разностях ожелезненных пород, по облику напоминающих выщелоченные колчеданные ритмиты, установлены реликты сульфидов: пирита, пирротина, марказита, реже сфалерита и пентландита. Они создают рассеянную вкрапленность и слойки мощностью до 1—2 мм. Сульфиды располагаются согласно со слоистостью и участвуют в складчатости. По реликтовым формам, текстурно-структурным особенностям можно предположить, что сульфиды составляли

40—60% объема породы при преобладающем развитии пирита. В агрегатах пирита часто присутствуют реликты мельниковит-пирита. В рудоносных ритмитах широко распространены метаморфические кварцевые, кварц-кальцитовые и баритовые прожилки мощностью 1—7 мм с вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита, редко арсенопирита. В окисленных рудах содержание никеля — 0,1—0,6%; кобальта — 0,05—0,1%. Месторождение Сороба принадлежит к колчеданному типу.

К северо-западу от месторождения Сороба, на участке Жон, на том же геохронологическом уровне вскрыты два кремнистых горизонта с барием и цинком (рис. 19). Для баритизированных горизонтов харак-

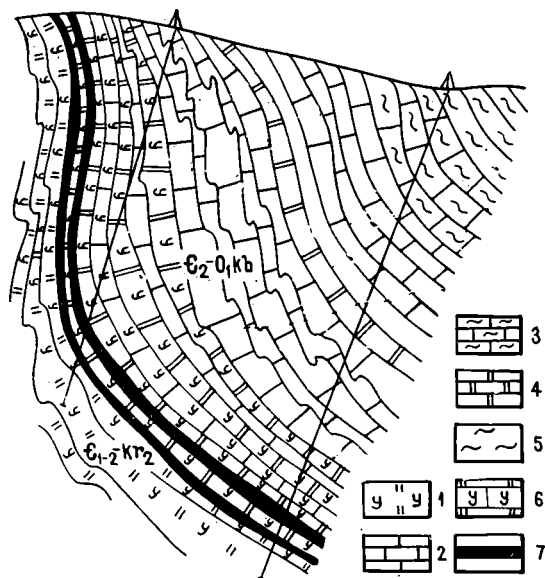


Рис. 19. Геологический разрез месторождения Жон. По А. М. Ниценко [1985]:

1 — углеродистые кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; 2 — известняки; 3 — известковистые сланцы; 4 — доломиты и доломитизированные известняки; 5 — филлитизированные сланцы; 6 — углеродистые известняки и доломиты; 7 — кремнисто-баритовые тела с послойными скоплениями пирита

терно послойное скопление пирита, обогащенного никелем (до 0,1%). В зоне окисления, в бурожелезняковых образованиях, содержание никеля достигает 1—1,5%.

Доломитовый железорудный тип (абаильский)

Железорудная минерализация абаильского типа развита в Осевом Каратау, в пограничной зоне ранне-среднекембрийской углеродисто-кремнистой курумсакской и кембро-ордовикской известняково-доломитовой кокбулакской свит. В юго-восточной части Осевого Каратау она представлена линзо- и пластообразными залежами сидерита, прослеживающимися с перерывами на несколько километров, а в северо-западной — маломощными пачками кремнистых пород с гематитом, сидеритом и марганцевыми минералами, расположенными на соробинском рудоносном уровне. Наиболее изученный объект этого типа — месторождение Абаил.

Рудное поле сложено терригенными и кремнистыми породами камальской свиты нижнего ордовика (мощность 300 м), известняками и доломитами кокбулакской (кулантауской) свиты (мощность 250—300 м) кембрия (рис. 20). Ограниченно развиты углеродисто-кремнистые

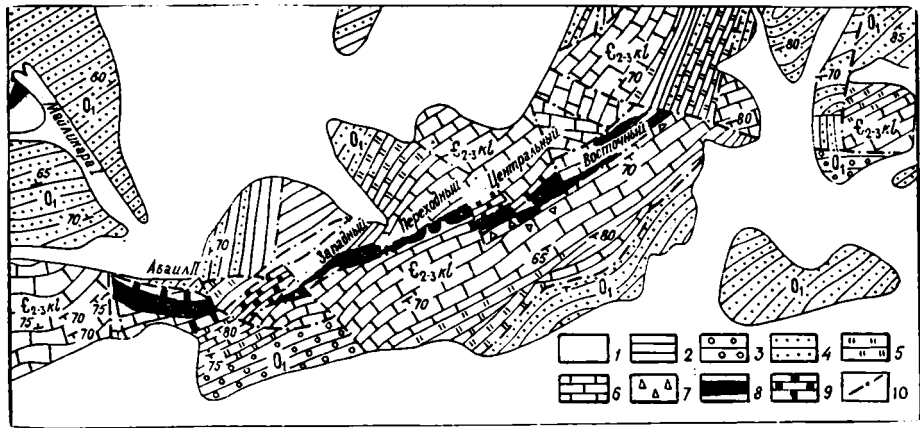


Рис. 20. Геологическая схема Абаильского месторождения. Составлена В. И. Ходымчуком по материалам В. Г. Гарьковца и др.:

1 — четвертичные отложения; 2—5 — нижнеордовикские отложения: 2 — алевролиты, глинистые сланцы, 3 — конгломераты, 4 — полимиктовые песчаники, 5 — кремнистые сланцы; 6—9 — кембрийские отложения: 6 — известняки, доломитизированные известняки, доломиты кокбулакской (кулантауской) свиты, 7 — брекчированные породы, 8 — бужолезняковые и сидеритовые руды, 9 — углеродисто-кремнистые сланцы курумсакской свиты; 10 — разломы

сланцы ранне-среднекембрийской курумсакской свиты (мощность 150—180 м) и дайки граносенитов пермо-триасового ирисуйского комплекса. Отложения всех свит собраны в узкую антиклинальную складку северо-западного простирания, разбитую разломами на ряд мелких блоков. Длина складки более 10 км, ширина 2,5—3 км, падение крыльев под углом 60—85°. В осевой части проходит региональный Сарытурский разлом, ориентированный согласно с общим, северо-западным, направлением складки. Оруденение приурочено к контактовой зоне углеродисто-кремнистых сланцев с кокбулакскими известняками и доломитами (рис. 21). В большинстве случаев вдоль Сарытурского разлома этот контакт сорван, а породы брекчированы. Рудовмещающими являются известняки, доломитизированные известняки и доломиты с редкими прослоями кремнистых сланцев, количество которых увеличивается при приближении к углеродисто-кремнистым отложениям курумсакской свиты. Рудные тела подстилают и перекрывают доломиты, переходящие в доломитизированные известняки и известняки. Доломиты сопровождают оруденение не только на Абаиле, но и на других рудопрооявлениях (Духлаин, Карабастау и др.), расположенных на одном с ним стратиграфическом уровне в Абаильской антиклинальной складке. Первично пластовая форма рудного тела сильно осложнена в процессе складчатых деформаций (особенно в шарнире антиклинальной складки) и разрывных нарушений. В результате рудная залежь разбита на ряд мелких блоков, а вдоль Сарытурского разлома сформировалась серия

«регенерированных» мелких линзо- и столбообразных рудных тел. На протяжении 4-километровой рудной зоны выявлено 35 рудных тел мощностью от 5 до 90 м и протяженностью от 20 до 450 м. Основная масса рудных тел принадлежит к «регенерированному» типу, и только на Абаиле II, на Западном и Центральном участках Абаила I они сохраняют пластовую форму и максимальные размеры. По составу выделя-

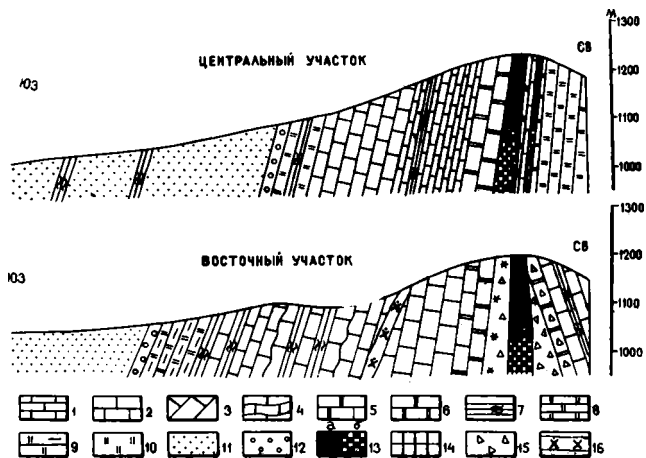


Рис. 21. Месторождение Абаил. Геологические разрезы. По В. Г. Гарьковцу:

1—5 — известняки: 1 — тонкослойные, 2 — плитчатые, 3 — массивные, 4 — комковатые, 5 — доломитизированные; 6 — доломиты; 7—9 — сланцы: 7 — хлорит-глинистые, 8 — кремнистые, 9 — углеродисто-кремнистые; 10 — кремнистая порода; 11 — песчаники; 12 — мелкогалечный конгломерат; 13 — железная руда: а — бурожелезняковая, б — сидеритовая; 14 — гидрогетитовые руды по анкериту; 15 — брекчия; 16 — дайка граносиенитов

ются два типа руд — первичные карбонатные и вторичные буржелезняковые. Главный минерал карбонатных руд — сидерит. В небольшом количестве в них присутствуют анкерит, доломит и кварц. К числу редких минералов относятся пирит, барит, эпидот, апатит, графит, халькопирит, галенит и сфалерит. По периферии сидеритовых рудных тел увеличивается количество анкерита, вплоть до образования анкеритовой оторочки мощностью до 1 м. Сидеритовые руды имеют массивную, полосчатую и брекчиевую текстуры. Они часто пересечены прожилками сидерита с доломитом, пиритом, редко галенитом и сфалеритом. В сидеритовых рудах содержится (%): железа — 25—39; магния — 3—5; марганца — до 2; серы, фосфора и мышьяка — 0,01—0,04; цинка — 0,02—0,1. В тысячных, редко в сотых долях процента присутствуют титан, медь, свинец и ванадий.

Окисленные бурожелезняковые руды располагаются в верхней части рудных тел. Зона окисления распространяется на глубину от 20 до 150 м, наиболее глубоко проникая в тектонические зоны. Основными минералами являются гидрогетит, турьит, гетит, гидрогематит, лимонит, маггемит, лепидокрокит; второстепенными и редкими — марказит, халькозин, куприт, малахит, азурит, псиломелан, пиролюзит, кальцит, арагонит, аллофан и гипс. Бурожелезняковые руды характеризуются высоким содержанием железа: турьитовые — 51—56%, гидрогетитовые — 50. Состав и количество примесных элементов аналогичны первичным сидеритовым рудам.

Разведанные запасы руд составляют 56 млн. т, из них первичные— 33 млн. т, окисленные — 23 млн. т.

До последнего времени происхождение сидеритовых руд Абаильского месторождения трактовалось как гидротермально-метасоматическое, связанное с глубоко залегающими интрузиями. Дополнительные исследования с применением современных методик (радиогеохимия, осколкография и т. п.) позволили установить, что сидеритовые (пластовые) залежи сингенетичны и завершают непрерывно-прерывистый рудный процесс, синхронный с формированием ранне-среднекембрийской углеродисто-кремнистой курумсакской свиты. Как отмечалось выше, скопления сидеритов представляют собой одно звено латерального рудного ряда: железо, марганец — барий — свинец, цинк. В связи с этим сидериты абаильского типа играют роль индикаторов, в частности, свинцово-цинкового оруденения, геохимические ореолы которого выявлены в кембрийских кремнисто-доломитовых отложениях к северо-западу от Абаильского месторождения (район Боролдайских гор). Перспективы увеличения запасов (максимум в 2—3 раза) сидеритовых руд заключены в основном в доразведке глубоких горизонтов и в поисках слепых залежей к северо-западу от Абаильского месторождения.

Кремнисто-доломитовый бариевый тип (карагузский)

Рассматриваемый тип представлен скоплениями барита в Осевом Каратау, приуроченными к верхам курумсакской или началу кокбулакской кембрийских свит. В разрезе они находятся на одном или близком к нему стратиграфическом уровне с сидеритовыми рудами Абаила, ореолами свинца и цинка Боролдайских гор и бариево-цинковой минерализацией соробинского типа. Повышенные содержания (первые проценты) бария на этом уровне отмечались многими исследователями, но в значительных концентрациях баритовое оруденение установлено только в конце 70-х гг.

Месторождение Карагуз

В юго-западном крыле Бессазской антиклинали, в правом борту р. Карагуз, Н. Н. Севрюгиным выявлены прослой барита в кремнисто-карбонатных отложениях. Баритоносный горизонт мощностью до 20 м прослежен на 5 км (рис. 22). В его основании залегают черные углеродисто-кремнистые сланцы курумсакской свиты, затем располагается 5—7-метровый прослой известняков, сменяющихся выше баритоносным горизонтом. Последний начинается с баритизированных кремнистых аргиллитов и буроватых известняков волнисто-слоистой структуры с желваками железисто-карбонатного состава, переходящих в монотонно переслаивающиеся пачки баритов, известняков, доломитов, редко — кремней. В кровле горизонта встречаются маломощные слои гематита, анкерита и сидерита. Мощность пачек и линзовидных тел барита от десятков сантиметров до 1—3 м. Суммарная мощность баритовых пачек 7—9 м.

Содержание BaSO_4 в баритовых пачках 56—75%; марганца—0,64%; магния — 0,3%; меди, свинца, цинка, ванадия, никеля — 0,001—0,007%. Количество стронция в барите превышает 1%, барий-стронциевое отношение высокое — 1 : 37. По Н. И. Замятину, для баритов характерны тяжелые изотопы серы. По данным литогеохимического опробования, в

основании баритового горизонта увеличивается количество меди, свинца, цинка (от сотых долей до 0,1%) и серебра. В связи со сложными горно-техническими условиями месторождение не изучено. Геологические запасы барита не менее 10 млн. т.

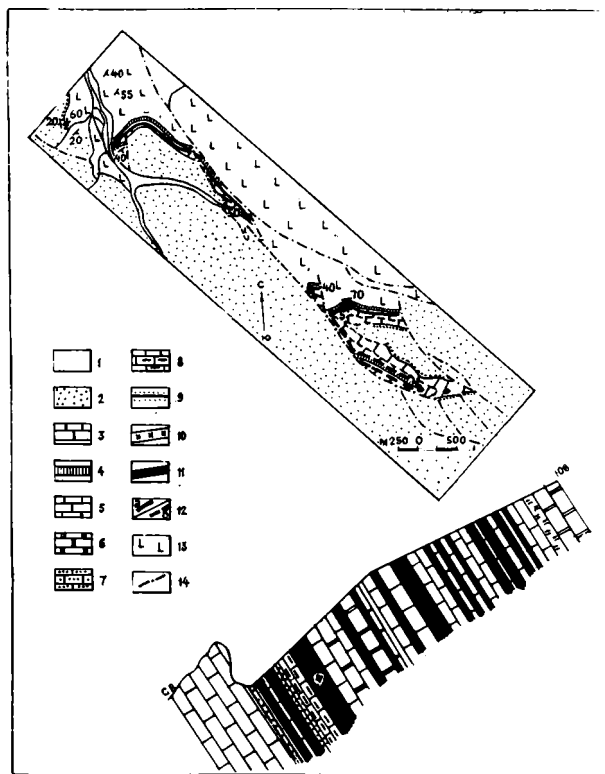


Рис. 22. Месторождение Карагуз. По Н. Н. Севрюгину:

1 — современные отложения; 2 — тюлькубашская свита девона; 3 — кокбулакская свита среднего — верхнего кембрия; 4 — курумсакская свита раннего — среднего кембрия; 5—11 — баритоносный горизонт: 5 — известняки, 6 — доломиты, 7 — известняки с прослоями кремнистых алевролитов, 8 — переслаивание известняков и баритов, 9 — кремнистые алевролиты с прослоями баритов, 10 — кремнистые породы, 11 — кремнисто-баритовые тела; 12 — кремнисто-баритовый горизонт: а — прослеженный, б — предполагаемый; 13 — кайнарская свита позднего рифея; 14 — тектонические нарушения

Доломитовый свинцово-цинковый тип

Проявления свинцово-цинковой минерализации описываемого типа фиксируются пока только металлотрическими ореолами свинца, цинка и меди интенсивностью до сотых, реже до десятых долей процента и ореолами серебра. Такие ореолы отмечаются на северо-западном и юго-восточном продолжении структур месторождения Абаил, в крыльях одноименной антиклинали, и тяготеют к карбонатным отложениям пограничной зоны курумсакской и кокбулакской кембрийских свит. Можно предполагать, что они находятся на одном стратопорядке с баритовой (Карагуз), сидеритовой (Абаил) и кремнисто-железо-марганцевой (Сороба) минерализацией и являются составной частью латераль-

ного металлогенического ряда, близкого к атасуйскому типу. Свинцово-цинковая минерализация этого уровня изучена слабо. Предполагаемые проявления свинцово-цинковой минерализации должны ограничиваться 50—80-метровой переходной зоной отмеченных выше свит.

**Среднекембрийско-среднеордовикский доломит-известняковый
бариевый подкомплекс (кокбулак-шабактинский)**

К подкомплексу отнесены проявления бариевой и бариево-свинцово-цинковой минерализации в среднекембрийско-раннеордовикской кокбулакской (Осевой Каратау) и раннекембрийско-среднеордовикской шабактинской (Малый Каратау) карбонатных подформациях. Это мелкие метаморфические скопления барита и кальцита с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Исключение составляют только темные и кремнистые доломиты в шабактинской свите Малого Каратау, слагающие горизонт мощностью в несколько десятков метров со стратиформной свинцово-цинковой минерализацией.

Известняково-доломитовый бариевый тип (кокбулакский)

Кокбулакский тип представлен мелкими жилками и гнездами барита с кальцитом, доломитом, анкеритом, кварцем с редкими зернами галенита, сфалерита, халькопирита, пирита и блеклых руд в дробленых известняках и доломитах одноименной свиты. Эти скопления встречаются преимущественно в нижней половине свиты, где они тяготеют в основном к известнякам и глинистым известнякам с повышенным содержанием кобальта (50—64), меди (8), бария (35—40), свинца (2,5), цинка (3) и серебра (3—5). Минерализация кокбулакского типа наследует качественный состав рудных элементов известняков и связана с регенерацией их в процессе динамометаморфических преобразований. По масштабам оруденение не выходит за границы мелких точек минерализации.

*Кремнисто-доломитовый бариево-свинцово-цинковый тип
(шабактинский)*

Вмещающая мощная (до 3000 м) шабактинская свита карбонатных пород по геохимическому опробованию характеризуется низкими концентрациями рудных элементов: бария (10—24), кобальта (17—26), меди (2—4), цинка (1—3) и свинца (1—3). Повышенные количества бария (24—17) установлены в кремнистых доломитах, залегающих в основании свиты, бария, меди, цинка и свинца — в известняках и доломитах (с желваками кремней), завершающих ее разрез.

Свинцово-цинковое оруденение в Малом Каратау (юго-западнее месторождения Сулеймансай) выявлено в процессе литогеохимического профилирования. В связи со сложной тектонической обстановкой стратиграфическое положение рудных скоплений не определено. Возможно, они расположены на одном уровне с камальской свитой нижнего — среднего ордовика в Большом Каратау, включающей глинисто-кремнистый горизонт с железо-марганцевым и бариевым оруденением. Данный уровень стратифицированного оруденения в Малом Каратау пока не изучен, но весьма интересен. Этот вывод основан на предполагаемой латеральной зональности: бариево-железо-марганцевое (Большой Каратау) — бариево-свинцово-цинковое оруденение (Малый Каратау). Све-

дения, которыми мы располагаем в настоящее время, ограничиваются 50-метровым горизонтом темных, иногда черных доломитов (с желваками кремней) среди известняков, содержащих, по данным редкого штупного опробования, 0,15—0,3% свинца, 0,2—0,3% цинка и повышенное (первые проценты) количество бария. На металлотрических картах А. П. Соловова [1957] и А. И. Заблудского [1982] минерализованный горизонт тяготеет к свинцовым и цинковым ореолам протяженностью 1,5—2 км. К этому типу, вероятно, относятся останцы доломитов шабактинской свиты в надвиговом покрове с редкими гнездами (до 1×2 м) кварца с флюоритом, галенитом и крупнокристаллическим баритом. Галениты из гнезд слабосеребристы, а бариты содержат значительное количество стронция (первые проценты).

Ранне-среднеордовикский кремнисто-аргиллитовый барицево-железо-марганцевый комплекс (камальский)

Камальский металлогенический комплекс представлен одноименной кремнисто-аргиллитовой геологической (в объеме камальской свиты) и барицево-железо-марганцевой ранне-среднеордовикской рудными

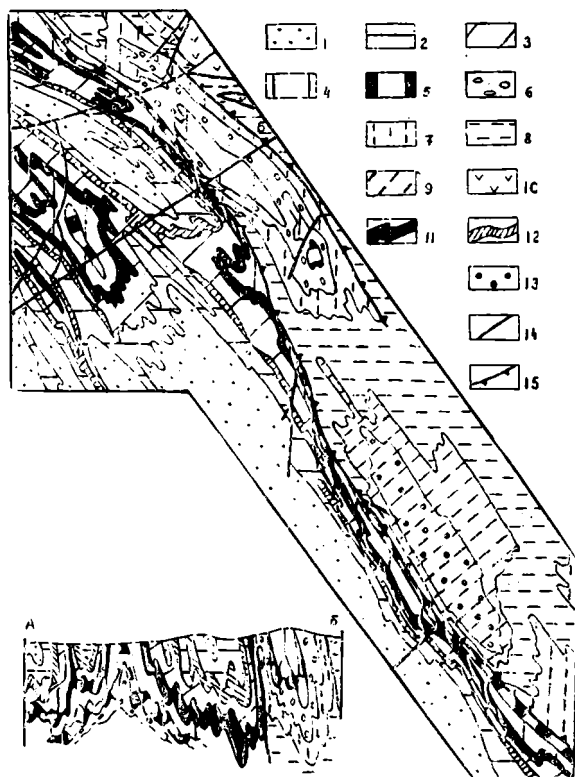


Рис. 23. Баритовый и марганцево-железородно-кремнистый горизонты в районе оз. Косколь. По В. П. Домбровскому [1984]:

1—9 — свиты ордовикской (1—3), кембрийской (4, 5) и вендской (6—9) систем: 1 — бешарыкская, 2 — суындыкская, 3 — камальская, 4 — кокбулакская, 5 — куумсакская, 6 — байконурская, 7 — аксумбинская, 8 — карагурская, 9 — ранская; 10 — отложения верхнерифейской кайнарской свиты; 11 — горизонт баритизированных известняков; 12 — марганцево-железородно-кремнистый горизонт; 13 — золотоносные ранские конгломераты; 14 — разломы; 15 — шов надвига

формациями, развитыми в Осевом Каратау. Мощность камальской свиты 50—280 м. С подстилающими карбонатной кокбулакской и перекрывающей флишондной суындыкской свитами кремнисто-аргиллитовые отложения имеют постепенные переходы. Оруденение приурочено к двум горизонтам, разделенным между собой кремнисто-глинистыми сланцами мощностью 70—80 м. Нижний, или барьерный, горизонт (мощность 40—50 м) расположен в основании кремнисто-аргиллитовой формации, на границе ее с кембрийскими кокбулакскими известняками и доломитами. Верхний, железо-марганцевый, горизонт находится в верхней части этой формации. По простиранию оба горизонта, в разной степени обогащенные барием, железом и марганцем, прослеживаются в северо-западном направлении на многие километры (рис. 23). В местах интенсивных деформаций в кремнистых породах верхнего горизонта появляются мелкие редкие прожилки кварца с золотом. В надинтрузивных зонах железистые доломиты преобразованы в флогопит-кварц-магнетитовые руды, а в прокварцованных пачках кремнистых пород встречаются гнезда и прожилки кварца, обогащенные халькопиритом (Кызылата). В камальском подкомплексе выделены два металлогенических типа.

Кремнисто-известняково-аргиллитовый бариевый тип

Эпизодические проявления бариевой минерализации в ордовикских отложениях отмечали многие исследователи*. В последние годы в Северо-Западном Каратау установлено, что скопления барита входят в состав выдержанного по простиранию баритоносного горизонта. По предварительным данным, повышенная баритоносность на том же стратуровне обнаружена в районе Джебаглинского месторождения (Юго-Восточный Каратау). Целенаправленных работ по оценке баритоносности этого горизонта не проводилось. В Северо-Западном Каратау изучен разрез рудного горизонта юго-восточнее оз. Косколь (рис. 24).

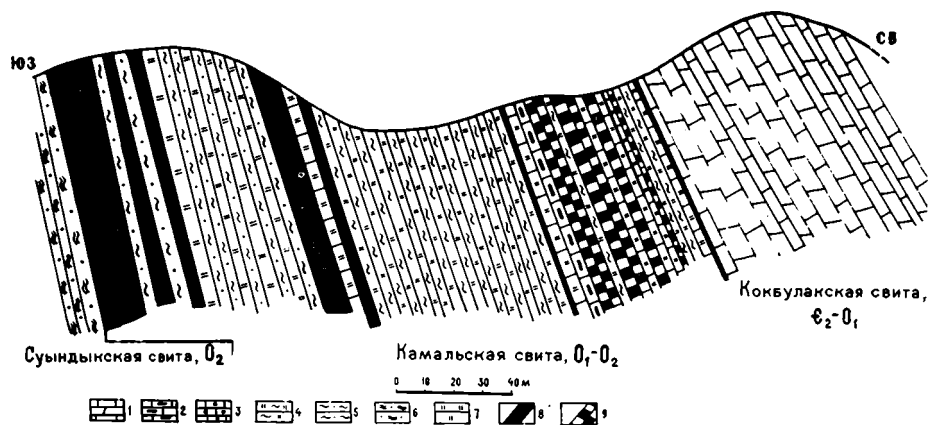


Рис. 24. Геологический разрез баритоносного и марганцево-железорудного горизонтов в районе оз. Косколь. По И. И. Бондаренко [1984]:

1—3 — известняки: 1 — с пачками доломитов, 2 — углеродистые, 3 — кремнистые; 4 — сланцы: 4 — кремнисто-глинистые с железистыми оолитами, 5 — кварц-серицитовые, 6 — кварц-хлорит-серицитовые; 7 — кварциты с железистыми оолитами; 8 — железистые кварциты; 9 — баритизированные известняки с прослоями барита

* Отдельные исследователи относят бариевую минерализацию к верхам среднекембрийской — раннеордовикской кокбулакской свиты.

Мощность горизонта 50 м. Состоит он из чередующихся прослоев известняков, доломитов, кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев с железистыми оолитами, баритизированных карбонатных пород и барита. Все разновидности сланцев содержат вкрапленность и гнезда барита, кварца и пирита. Баритизированные известняки и доломиты слоистой текстуры, с переменным количеством кальцита и барита. Встречаются кварц-кальцитовые жилки с халькопиритом. Баритовые прослои мощностью от миллиметров до десятков сантиметров чередуются с кварцевыми, карбонатными и сланцевыми. Барит серый, тонко- (0,01—0,02 мм) и мелкозернистый (до 0,1—0,2 мм). Суммарная мощность баритизированных карбонатных пород, включающих прослои барита, 15—20 м. Количество барита в них от 5—7 до 60%. Кроме барита они содержат медь (5) и серебро (8), а обогащенные углеродистым веществом — кобальт (50), молибден (25) и мышьяк (44).

Кремнисто-аргиллитовый марганцево-железородный тип

Оруденение этого типа приурочено к горизонту переслаивания кварц-серицитовых сланцев и железистых кварцитов. В Северо-Западном Каратау марганцево-железородный горизонт прослеживается с перерывами на десятки километров при мощности от 20 до 90 м. Отдельные выходы минерализованных кремнистых и аргиллитовых пород известны в районах Кызылаты, Байжансая и Джебаглинских гор. Строение рудоносного горизонта изучено в одном профиле с баритизированными карбонатными породами предыдущего типа (район оз. Косколь). Состоит он из чередующихся прослоев микрокварцитов (яшмоидного облика), железистых кварцитов и кварц-серицитовых (с хлоритом и железистыми оолитами) сланцев (см. рис. 24). Железистые кварциты относятся к магнетит-гематитовым и гематитовым. Текстура полосчатая, реже оолитовая. Полосчатость обусловлена чередованием прослоев и слоев с разным количественным соотношением кварца, гематита и магнетита. Среди железистых кварцитов встречаются прослои и линзообразные скопления псиломелана и пиролюзита. Химический состав железистого кварцита (%): SiO_2 — 65,56; Al_2O_3 — 5,26; Fe_2O_3 — 13,24; FeO — не обн.; TiO_2 — 0,17; CaO — 2,54; MgO — не обн.; MnO — 8,16; K_2O — 0,14; Na_2O — 2,17; P_2O_5 — 0,05; S — 0,02; п. п. п. — 2,56. Из числа примесных компонентов в них присутствуют: барий — 0,15—0,5%; медь — 0,02%; цинк — 0,04%; серебро и золото; магнетиты обогащены никелем (0,03%) и хромом (до 0,05%). В отдельных пробах железистых кварцитов содержание железа достигает 30—35%, марганца — 11—14%. Вторая разновидность кварцитов состоит из кварца с хлоритом и кварц-гематитовых оолитов. Содержание железа в них редко достигает 10—15%. В нижней части рудного горизонта выделяется 5—7-метровая пачка чередующихся прослоев черных углеродистых и светло-серых кремней, зеленых и бурых кварц-серицитовых сланцев. В зонах дробления они содержат мелкие внутрипластовые кварцевые прожилки с пиритом, халькопиритом и повышенными концентрациями золота.

В районе Кызылаты (северо-западнее г. Кентау) вскрыт полный разрез марганцево-железородного горизонта (рис. 25). Залегает он на сильно давленных, дробленных глинисто-кремнистых, кремнистых, углеродисто-глинисто-кремнистых и карбонатно-глинистых сланцах. Основание горизонта (2—3 м), сложенное хлорит-флогопит-кремнистой породой, сменяется флогопит-кварц-магнетитовыми рудами с полосчатой

текстурой. Такая текстура обусловлена чередованием магнетитовых и флогопит-магнетитовых прослоев, в различной степени обогащенных криптокристаллическим кварцем. Мощность пачки существенно магнетитовых руд 5—6 м. Выше располагается зона переслаивания (мощность 1—2 м) магнетитовых и гематитовых руд. В нерудной составляющей содержание кварца и флогопита постепенно уменьшается, а глинистого

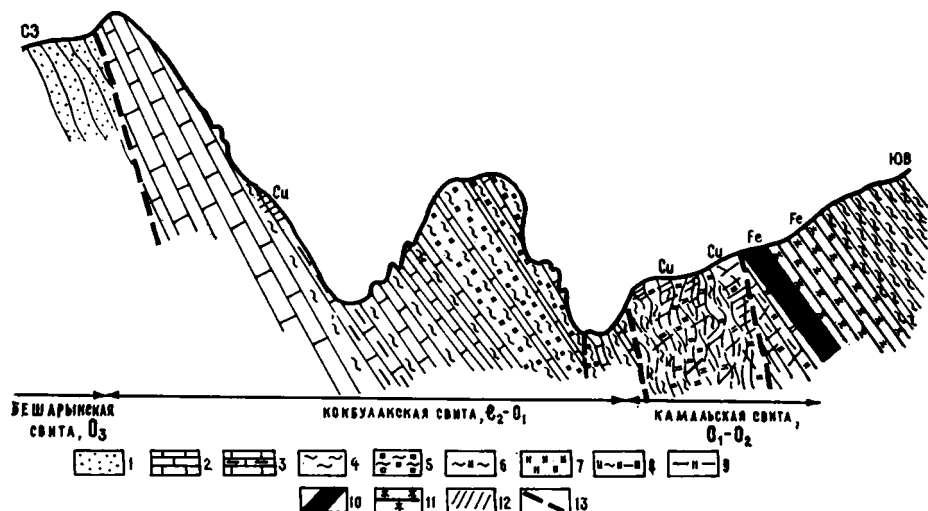


Рис. 25. Месторождение Кызылата. Геологический разрез.
По Л. А. Мирошниченко [1982]:

1 — песчаники; 2 — известняки; 3 — углеродистые известняки; 4—9 — сланцы: 4 — глинистые, 5 — глинистые с пиритом, 6 — глинисто-кремнистые, 7 — кремнистые, 8 — углеродистые глинисто-кремнистые, 9 — углеродистые кремнистые; 10, 11 — железные руды: 10 — магнетитовые и флогопит-кварц-магнетитовые, 11 — гематитовые; 12 — дробленные окварцованные кремнистые сланцы с медным оруденением; 13 — разломы

вещества и алевритовой примеси возрастает. Гематитовые руды состоят из прослоев тонкокристаллического гематита, перемежающихся со слоями микрозернистого кварца, глинистых минералов, серицита и алеврита. Эти руды переходят в слабооруденелые алевриты, аргиллиты и глинисто-серицитовые сланцы. Завершается разрез филлитизированными сланцами суындыкской свиты среднего ордовика. Мощность железорудного горизонта 25 м, из них на долю богатых гематит-магнетитовых руд приходится около 6 м. На поверхности он прослеживается на 600 м. Химический состав флогопит-кварц-магнетитовых и гематитовых руд соответственно следующий (%): SiO_2 —41,72; 38,86; Al_2O_3 —10,72; 6,77; Fe_2O_3 —17,05; 44,55; FeO —7,31; 1,08; TiO_2 —0,37; 0,25; CaO —6,30; 0,28; MgO —3,54; 2,63; MnO —1,41; 0,68; K_2O —1,67; 0,86; Na_2O —3,10; 1,50; P_2O_5 —0,08; 0,09; S — не обн.; 0,02; п. п. п. — 5,92; 1,89; сумма — 99,36; 99,70; Zn — 0,03; 0,04; Cu — 0,005; 0,007; Pb — не обн. Во всех разновидностях руд присутствуют барий (до 0,15%) и фосфор (до 0,3%).

Кроме железных руд на месторождении Кызылата проявлена медная минерализация в сильно давленных, дробленных, окварцованных меденосных углеродистых глинисто-кремнистых и углеродисто-кремнистых сланцах манфельдского типа, подстилающих железорудный горизонт. В результате регенерации образовались многочисленные кварцевые

прожилки и зонки прокварцевания с халькопиритом, подчиненные слоистости пород. Редко медная минерализация встречается в прилегающих к меденосному горизонту кокбулакских известняках. Морфология скоплений меди самая разнообразная — от мелких линз и гнезд до внутрипластовых штокверков. С перерывами насыщенность медной минерализацией достигает в длину (на поверхности) нескольких сотен метров. Богатые рудные гнезда вскрыты древними выработками. Разведочные работы подтвердили приуроченность медной минерализации к первично меденосному углеродисто-сланцевому горизонту. Распределение меди в горизонте неравномерное. Как и с поверхности, содержание меди варьирует от первых десятых до первых процентов.

Месторождение Кызылата — один из немногих объектов, где сочетаются руды, различные по способу образования. К сингенетичным принадлежат железные руды с небольшим количеством марганца и бедные скопления меди в углеродисто-кремнистом горизонте. Среди железных руд наряду с гематитовыми были сидеритовые, преобразованные во флогопит-магнетитовые, скорее всего, в узлокальном термальном поле интрузивного тела, залегающего на глубине. Этот прогрев способствовал также переотложению меди углеродисто-кремнистого горизонта в зонах динамометаморфизма.

Потенциальные перспективы камальского металлогенического комплекса заключены, с одной стороны, в выявлении практически ценных стратиформных баритовых руд, с другой — в доизучении и оценке меденосности углеродисто-кремнисто-сланцевого горизонта. По бариту первоочередным является Коскольский район. Меденосность углеродистого сланцевого горизонта следует оценивать в пределах всего Каратау, обращая особое внимание на участки интенсивных деформаций, наиболее благоприятных для концентрации меди (а также золота) в связи с внутрислоистой регенерацией.

Верхнеордовикский флишоидный медный комплекс (бешарыкский)

Песчаниковый медный тип

В Северо-Западном Каратау широко развиты отложения верхнеордовикской флишоидной формации (бешарыкская свита, мощность 600—1500 м). Состоят они из зеленовато-серых песчаников и алевролитов с прослоями кварц-хлоритовых сланцев, гравелитов, редко углеродистых

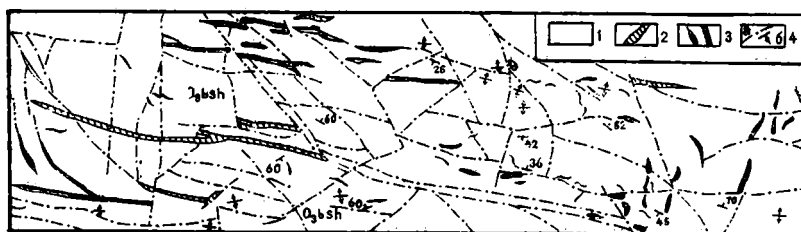


Рис. 26. Схематическая геологическая карта участка Майчибулак-Домба. По А. М. Ниценко [1982]:

1 — терригенный флиш бешарыкской свиты верхнего ордовика; 2, 3 — кварцевые жилы, зоны окварцевания: 2 — без видимой медной минерализации, 3 — с видимой медной минерализацией; 4 — разрывные нарушения (а), элементы залегания (б)

песчаников ($C_{орг} = 0,4—0,8\%$). Песчаники содержат никель (18), кобальт (11), молибден (5), медь (5), цинк (5), серебро (8) и олово (5), алевролиты — серебро (5) и олово (4). Углеродистые песчаники (мощностью 0,2—0,5 м), встречающиеся в нижней части свиты, выделяются повышенными содержаниями бария (до 90), молибдена (9), цинка (9), меди (6), мышьяка (50), золота (18—20 мг), фосфора (до 4%) и марганца (до 3%). Отложения флишоидной формации пересечены разломами, зонами дробления и брекчирования, ориентированными в основном в северо-западном направлении. К этим тектоническим нарушениям приурочены многочисленные кварцевые жилы и зоны прокварцевания с весьма неравномерной медной минерализацией (рис. 26). В отдельных жилах и гнездах кварца, тяготеющих к основанию свиты с прослоями углеродистых песчаников, встречаются молибденит, скопления серебристого галенита и сфалерита, кобальт- и золотосодержащий пирит. Все рудные проявления принадлежат к метаморфическим образованиям, наследующим геохимическую специализацию вмещающих пород.

СТАДИЯ ИНВЕРСИИ

В стадию инверсии происходило внедрение позднеордовикских интрузий гранодиоритового и гранитного состава. Расположены они вдоль Байкадамского и Сузакского глубинных разломов, ограничивающих на северо-восток рифтовую структуру. С этими интрузиями ассоциирует вольфрамовая, молибденовая, медная, оловянная и железная минерализация.

Верхнеордовикский гранодиорит-гранитный вольфрамо-молибденово-медный комплекс (малокаратауский)

В северо-восточном борту рифтогенной структуры, вдоль Байкадамского разлома, протягивается цепь мелких (площадь выходов от 2 до 50 км²) овальных и изометричных в плане интрузивных массивов верхнеордовикского гранодиорит-гранитного малокаратауского комплекса. Гранитоиды прорывают карбонатные отложения раннекембрийско-среднеордовикской шабактинской свиты и перекрываются базальными конгломератами фамена. Абсолютный возраст роговой обманки гранодиоритов 436 млн. лет. Малокаратауский интрузивный комплекс двухфазный (В. П. Компанейцев, 1982 г.). Первая фаза представлена гранодиоритами и их фациальными разновидностями — габбро-монцонитами, кварцевыми диоритами, сиенит-диоритами, биотитовыми гранитами, кварцевыми монцонитами, граносиенитами. Вторая фаза состоит из лейкократовых гранитов. Распространены дайки аплитов, пегматитов, микродиоритов, спессартитов, диоритовых и диабазовых порфиритов. Породы обеих фаз комплекса пересыщены кремнеземом и отличаются повышенной щелочностью. По литогеохимическим данным, гранитоиды первой фазы содержат в вышекларковом (2—5) количестве олово, серебро, свинец, барий, мышьяк, ванадий, редкие земли. Лейкограниты второй фазы обогащены (2—10) медью, оловом, молибденом, висмутом, вольфрамом, мышьяком, бором и редкими землями. С постмагматической деятельностью связаны небольшие по масштабам проявления вольфрама, молибдена, меди и железа. К особенностям рудных скоплений следует отнести частое присутствие в них редких земель, ванадия и спорадически фосфора. Появление этих элементов связано с экстрак-

цией их послемагматическими растворами из фосфоритоносных отложений раннекембрийской чулактауской свиты. Другая особенность заключается в широком развитии минерализованных скарнов и в повышенной оловоносности различных по составу руд. Практически все рудопроявления связаны с интрузивными массивами первой фазы.

Гранодиоритовый березит-молибденово-медный тип

В небольших по размерам зонах березитизированных гранодиоритов встречается вкрапленно-прожилковая молибденово-медная (халькопирит, молибденит) минерализация порфирирового типа. Содержание меди в наиболее богатых зонах 0,1—0,2, редко 0,3%, молибдена — 0,005—0,02%, вольфрама—0,01%. Разведочные работы, проведенные на отдельных участках, показали бесперспективность объектов этого типа.

Гранодиорит-граносиенитовый скарново-медно-железорудный тип

Этот тип развит в экзоконтактах гранодиоритовых интрузий с граносиенитовой и сиенит-диоритовой фациями. Рудная минерализация локализуется в гранатовых, гранат-пироксеновых, пироксеновых, редко флогопит-пироксеновых скарнах (рудопроявления Коктаальское, Айдарлинское, Жартыбастау и др.). Железное оруденение в виде гнезд, мелких линзообразных скоплений магнетита проявлено в пределах всех скарновых полей. Количество железа в скарнах с магнетитом достигает 38—41%. Отдельные линзы магнетита обогащены медью (халькопирит, малахит, хризоколл). В таких медно-магнетитовых телах содержится (%): меди — 0,7—4; олова — 0,005—0,6; свинца — 0,03—0,1; кобальта — 0,2; никеля — 0,02; молибдена — 0,001—0,01; бора — 0,1; ванадия — 0,05—0,2; присутствуют висмут, серебро, золото, редкие земли. Кроме медно-магнетитовых руд в скарнах встречаются небольшие (площадью до 10—20 м²) участки окварцевания с вкрапленностью халькопирита. Содержание меди в таких участках редко превышает 0,3—0,4%. Среди скарновых полей отмечаются гнезда (диаметром до 1—2 м) плотных бурых железняков, обогащенных свинцом (0,4%), молибденом (0,14%), мышьяком (1—8,5%) и золотом.

Гранитный скарново-вольфрамово-молибденовый тип

Редкометалльная минерализация в скарнах проявлена ограниченно (рудопроявления Актау, Ташсай, Арбаташ). Вкрапленность шеелита и молибденита обнаружена в полях эпидотизированных, окварцованных гранатовых и гранат-пироксеновых (с везувияном) скарнов. Площадь минерализованных участков не превышает 500—600 м². В рудных участках содержится (%): молибдена — 0,002—0,34; трехокиси вольфрама—0,03—0,22; олова — до 0,03; меди — до 0,2; свинца — 0,05—0,3; цинка—0,05—0,4; мышьяка — до 0,2; сурьмы — 0,01; присутствуют висмут, серебро и редкие земли.

Рудные проявления всех металлогенических типов малокаратауского комплекса в разное время получили отрицательные оценки. Выполненные в процессе комплексного изучения Каратау дополнительные работы каких-либо обнадеживающих результатов по выявлению практически ценных скоплений руд не дали.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ БАЙКАЛЬСКО-КАЛЕДОНСКОГО ЦИКЛА

Анализ рудоносности байкальско-каледонского рифтогенного цикла показал, что каждая стадия имела свою профилирующую металлогеническую специализацию. С заложением рифтогенной структуры в верхнем рифее — венде связана в основном золото-серебряная минерализация. Мощный процесс рудообразования, продолжавшийся весь кембрий и ордовик, приходится на стадию проседания. Этой стадии свойственны крупные скопления фосфорных, молибден-ванадиевых, бариевых руд и повышенные концентрации железа, марганца, меди, цинка, свинца, никеля, серебра, редких земель, тантала. Завершающая цикл инверсионная стадия выделяется редкометалльной (вольфрам, олово, молибден) и медной (порфиновый тип) минерализацией. В тектоническом плане основная масса проявлений золота, серебра, ванадия, железа, цинка и меди находится в Осевом Каратау. Промышленные концентрации фосфора приурочены к прибортовой (шельфовой) части рифтогенной структуры (Малый Каратау), а редкометалльные и медно-порфировые рудопроявления располагаются вдоль ограничивающих ее северо-восточных разломов, контролирующих интрузии инверсионного верхнеордовикского гранодиорит-гранитного комплекса. По предварительным данным, в Осевом Каратау рудная минерализация тяготеет к узлам сопряжения северо-восточных, субмеридиональных и широтных разломов с северо-западными (см. рис. 8). Преобладающее количество рудных проявлений и месторождений локализуется среди углеродистых кремнисто-сланцевых и кремнисто-карбонатных отложений, начинающихся, как правило, разрезы геологических формаций металлогенических комплексов. Наиболее высокая углеродистость пород характерна для мобильной зоны Осевого Каратау, а при удалении в сторону северо-восточного борта рифтовой структуры она заметно снижается и практически отсутствует в фосфоритносном горизонте Малого Каратау. Особенности углеродистых отложений — небольшая мощность (десятки метров) и ритмичное строение.

По насыщенности стратиформной рудной минерализацией и лито-геохимическими аномалиями в байкальско-каледонском цикле выделяется несколько рудоносных стратоемкостей: позднекембрийский золотоносный (верхнекайнарский); вендские — свинцово-цинковый (чичканский) и золотоносный (косшокинский); раннекембрийские — меденосных углеродистых сланцев (мансфельдский тип), фосфоритносный (чулактауский), молибден-ванадиевый (курумсаковский), медно-цинково-бариевый (соробинский), железорудный (абаильский); раннеордовикские — бариевый (коскольский), меденосных углеродистых сланцев (мансфельдский тип) и железо-марганцевый (камальский).

В распределении оруденения комплексов и подкомплексов наблюдается вертикальная зональность. К примеру, в раннекембрийском курумсаковском подкомплексе Осевого Каратау в углеродисто-глинисто-кремнистой рудовмещающей подформации на протяжении 150—250 м происходит смена оруденения в такой последовательности: медное (медистые сланцы) — молибден-ванадиевое — фосфорное — медно-цинково-бариевое — железо-марганцевое. В синхронных, малой мощности (70 м) доломит-кремнистых отложениях шельфа Малого Каратау (чулактауский подкомплекс) выделяются только два рудоносных горизонта — нижний, фосфорный, и верхний, железо-марганцевый. В отличие от раннекембрийских подкомплексов в ранне-среднеордовикском

камальском комплексе Осевого Каратау зональный ряд начинается баритонным горизонтом, за которым следуют меденосный (медистых сланцев) и железо-марганцевый. Независимо от возраста рудовмещающих геологических формаций и подформаций и тектонического положения их вертикальные зональные ряды повсеместно завершаются железо-марганцевой минерализацией. Другая особенность заключается в небольшой мощности (70—250 м) рудоносных отложений, в пределах которых рудные горизонты могут рассматриваться в ранге макроритмов. Прикладное значение установленной последовательности в рудообразовании сводится в основном к индикаторной роли каждого рудного горизонта при выявлении недостающих звеньев в зональных рядах. Следует иметь в виду, что эти звенья в отдельных рудных районах находятся на уровне микрорудных фаций, выраженных повышенными кларками концентраций рудных компонентов.

В байкальско-каледонском цикле относительно широко проявились метаморфогенно-гидротермальные процессы, связанные с контактовым и динамометаморфизмом. Максимально развивались они в мобильном Осевом Каратау. Здесь в местах напряженной линейной складчатости и зонах разломов происходили экстракция и переотложение рудных компонентов метаморфическими растворами. В результате образовались альпийского типа жилы и прожилки, рудная составляющая которых унаследовала геохимическую специализацию вмещающих пород. К динамометаморфическим принадлежат внутрипластовые роскоэлитовые штокверки молибден-ванадиевого горизонта, многочисленные золото- и медьсодержащие кварцевые жилы и прожилки бешарыкского, куюкского, косшокинского и других металлогенических комплексов. Результаты изучения метаморфических рудных скоплений показали, что при проявлении метаморфогенно-гидротермальных процессов, активизированных динамометаморфизмом, практически ценных рудных концентраций не возникает. Слабая экстракция рудного вещества и, как следствие, отсутствие масштабных накоплений объясняются невысокой степенью метаморфических преобразований в начальную стадию зеленосланцевой фации.

Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование, связанное с контактовым метаморфизмом, проявлено весьма редко. Исходя из минеральных парагенезисов можно предположить, что флогопит-магнетитовые руды железорудного горизонта и послойные скопления кварца с халькопиритом в меденосных углеродистых сланцах месторождения Кызылата (камальский комплекс) сформировались в термополях интрузий, залегающих на глубине. В надинтрузивной области геохимически специализированной на золото косшокинской свиты, видимо, находятся и золотоносные штокверки.

В целом в байкальско-каледонском цикле с метаморфогенным перераспределением вещества существенных рудных концентраций не установлено.

Вопросы генезиса рудных проявлений цикла рассматривались только для ванадиевых и фосфорных руд кембрийского стратоевровня. Существуют три основные гипотезы о происхождении этих руд: гидротермально-осадочная, или вулканогенная [Шатский, 1955; Сагунов, 1971; Бродская, 1974], химическая [Казаков, 1937; Холодов, 1937], биохимическая [Бушинский, 1966]. С. Г. Анкинович [1960], касаясь вещественного состава ванадиеносных отложений Каратау, отмечал, что причины их своеобразного парагенезиса следует искать не только в разнохарак-

терности пород, подвергшихся размыву, но и «в специфике вулканической деятельности, непосредственно предшествующей, а местами сопровождавшей накопление ванадиеносного горизонта...». Авторы разделяют представления сторонников вулканогенно-осадочной гипотезы и распространяют ее на все типы рудной минерализации наиболее продуктивного в цикле раннекембрийского чулактау-курумсацкого металлогенического комплекса. Основанием для такого вывода послужили следующие геологические свидетельства. На уровне ванадиеносного и фосфоритоносного горизонтов развиты базальты с переменной калиевой и натриевой щелочностью, а также туфы и туффиты. Вулканогенные проявления приурочены к активной осевой зоне байкальско-каледонского рифта, в которой находятся стратиформные скопления ванадия (с фосфором), молибдена, бария, цинка, меди, никеля, серебра, железа и марганца. Большой опыт изучения рудных месторождений однозначно показывает, что такая ассоциация элементов характерна для базальтоидного магматизма и практически необъяснима с позиций химической или биогенной гипотез. Для крупнейших накоплений фосфора и ванадия в узком интервале времени необходимы мощный источник и кратковременный импульс, которые обеспечили бы поступление высококонцентрированных фосфор- и ванадийсодержащих растворов. Наиболее реален глубинный источник растворов. К такому же выводу пришел А. В. Ильин [1974] в результате изучения огромных по масштабам (сопоставимых с каратаускими) залежей хубсугульских фосфоритов. Что касается богатых фосфоритов, которые, по Г. И. Бушинскому [1966], тяготеют в сторону фациального выклинивания ванадиеносных углеродисто-кремнистых сланцев к мелководью (шельф Малого Каратау), уместно напомнить тектонические построения В. Н. Огнева, В. В. Галицкого, Т. А. Додоновой, В. С. Буртмана и др. Согласно этим построениям, Главный Каратауский разлом является фрагментом гигантского линеамента, пересекающего весь Евразийский материк. Нарастивающий его к юго-востоку Талассо-Ферганский разлом однозначно рассматривается в качестве крупного правостороннего сдвига с амплитудой горизонтального смещения 180—200 км. В Каратау зона этого линеамента представлена несколькими субпараллельно ориентированными разломами. Один из них уверенно трассируется через Леонтьевский грабен, другие обрамляют с северо-востока Байжансайский и Кокджотский блоки (рис. 27). При палеотектонической реконструкции, воссоздающей досдвиговую ситуацию с учетом примерно равных 100 км амплитуд правосторонних смещений, Малый Каратау противостоит северо-западной части Осевого Каратау. Такое совмещение позволяет считать фосфориты и ванадиеносные сланцы составными частями единого бассейна. Подача фосфора (а также ванадия и других компонентов) происходила из глубинного источника по разломам Осевого Каратау, отложение — в мелководном шельфе Малого Каратау.

К вулканогенно-гидротермально-осадочным принадлежат также скопления бария, железа, марганца и меди (с золотом) в раннеордовикской кремнисто-аргиллитовой формации камальского комплекса в Осевом Каратау и свинцово-цинковые проявления жартыбастауского типа в вендских углеродисто-кремнисто-доломитовых отложениях чичканского комплекса в Малом Каратау.

Наряду с крупными концентрациями фосфорных и ванадиевых руд металлогенические комплексы байкальско-каледонского цикла представляют интерес для выявления практически ценных скоплений дру-

гих видов полезных ископаемых. В вендском чичканском комплексе — это свинец и цинк, в раннекембрийском чулактау-курумсаком — барий, свинец и цинк, в раннеордовикском камальском — барий. В двух последних комплексах требуют доизучения медистые углеродистые сланцы мансфельдского типа. Заслуживают оценки проявления медно-свинцово-цинковой минерализации колчеданного типа в верхнерифей-

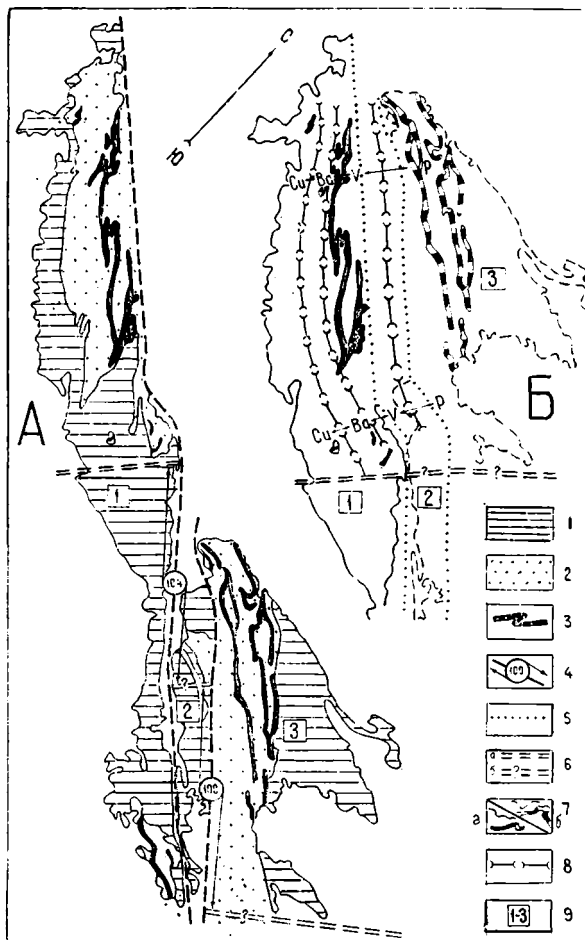


Рис. 27. Реконструкция положения Малого и Большого Каратау в верхнем палеозое (А — современная ситуация; Б — досдвиговая реконструкция):

1, 2 — домезозойские геологические образования: 1 — средне-верхнепалеозойские; 2 — досреднепалеозойские; 3 — нижнепалеозойский рудоносный стратоеровень; 4, 5 — ветви Главного Каратауского разлома: 4 — в современной ситуации (с указанием амплитуд и направлений блоковых перемещений), 5 — в досдвиговой ситуации; 6 — Бирсекский разлом (а) и его фрагменты, разобщенные сдвигом (б); 7 — контуры геологических образований Северо-Западного Каратау (а), Малого Каратау и Байжансайского блока (б) на реконструкции; 8 — пояса разнотипного оруденения нижнепалеозойского стратоевропейского уровня; 9 — структурные блоки (1 — Большекаратауский, 2 — Байжансайский, 3 — Малокаратауский)

ских вулканитах кайнарского комплекса (Байжансайский район). Остались неизученными форма нахождения, уровень концентрации и масштабы танталовой минерализации в курумсаком подкомплексе.

ГЕРЦИНСКИЙ ЦИКЛ

После инверсионной стадии, завершившей байкальско-каледонский цикл в позднем ордовике, на протяжении силура и раннего девона вся территория Каратау представляла собой поднятие, лишенное осадко-накопления и магматизма. Начало герцинского рифтогенного цикла приходится на средний девон, когда в Каратауской зоне происходили тектоническая перестройка и оформление Большого Каратау как самостоятельной структурно-формационной зоны. С начала среднего девона до ранней перми структурно-формационная зона Большого Каратау прошла все стадии рифтогенного развития — заложения (средний девон — раннефранкий подъярус позднего девона), проседания (поздний фран позднего девона — раннебашкирский подъярус среднего карбона), инверсии (средний карбон — ранняя пермь).

В абсолютном летосчислении на герцинский цикл приходится 70—80 млн. лет, из них на стадию заложения — 10 млн. лет, проседания — 40 млн. лет и инверсии — 20—30 млн. лет. В кратковременную стадию заложения образовалась моласоидная формация, а наиболее продолжительная стадия проседания отличается интенсивным карбонатонакоплением и эпизодическим субщелочным базальтоидным вулканизмом. Инверсионная стадия фиксируется различными по составу конгломератами и подавленным интрузивным магматизмом диабаз-гранит-порфирового состава байжансайского комплекса. Рудная минерализация, принадлежащая различным стадиям рифтогенеза, контрастна по составу и масштабам проявления. В стадии заложения это мелкие скопления железа, марганца и бария, в инверсионной — слабое золоторудное и пока не получившее оценки танталониобиевое (с золотом и мышьяком) оруденение. Мощным рудообразованием выделяется стадия проседания. В эту стадию сформировались основные практически ценные месторождения бария, свинца и цинка в Каратау. По характеру рудонакопления доминирует оруденение стратиформного типа. В геохронологическом аспекте максимум рудообразования приходится на верхний фамен, а в структурном — на трог структурно-формационной зоны Большого Каратау. В синхронных этой стадии моласоидных отложениях бортовой части рифтовой зоны (Малый Каратау) рудная минерализация представлена мелкими скоплениями свинца, меди, железа и марганца, заключенными в породах, геохимический спектр которых весьма близок к среднедевонской моласоидной формации стадии заложения.

В герцинском цикле выделены и откартированы 4 металлогенических комплекса, 9 подкомплексов и 22 типа (см. табл. 1).

СТАДИЯ ЗАЛОЖЕНИЯ

С этой стадией связаны образования моласоидных среднедевонских отложений и весьма слабый щелевой магматизм субщелочных базальтов и липаритов. Профилирующее оруденение — бариево-железо-марганцевое. В стадии заложения выделены один металлогенический комплекс, два подкомплекса и три типа (см. табл. 1).

Среднедевонский моласоидный (с трахибазальтами и трахилипаритами) бариево-железо-марганцевый комплекс (тюлькубашский)

Комплекс состоит из среднедевонской моласоидной геологической и бариево-железо-марганцевой рудной формаций. Моласоидная фор-

мация по объему соответствует одноименной комплексу тюлькубашской свите. По составу и условиям образования в ней выделяются две подформации — конгломерат-песчаниковая и алевролит-аргиллитовая. Конгломерат-песчаниковая подформация состоит из трех подсвит — песчаниково-алевролитовой, конгломератовой и песчаниковой, сложенных красноцветами предгорных впадин. Алевролит-аргиллитовую подформацию представляет подсвита, состоящая из прибрежно-морских отложений, в которых наряду с преобладающими красноцветами (алевролитами, песчаниками, аргиллитами) присутствуют доломиты и известняки. Из вулканогенных образований в нижней, песчаниково-алевролитовой, подсвите встречаются оливиновые трахибазальты, а в верхней, переслаивания, — трахилипариты и туфы (Е. А. Похвиснева, Ф. Я. Валеев). Отложения молассоидной формации широко развиты в Большом Каратау, где слагают основание Туркестанского трога и его северо-восточный борт. В современном эрозионном срезе они вскрыты в ядрах антиклинальных структур. Максимальной мощности (2700—3000 м) отложения формации достигают в троге, минимальной (сотни метров) — в бортах.

По результатам литогеохимических исследований для пород молассоидной формации характерна сквозная медно-бариево-мышьяково-никель-кобальтовая геохимическая специализация, и только в подсвите переслаивания она дополняется цинком и марганцем. По составу рудной минерализации в этой формации выделяются конгломерат-песчаниковая (с трахибазальтами) подформация с существенно бариево-железным и алевролит-аргиллитовая (с трахилипаритами) подформация с марганцевым орудением. Все скопления рудной минерализации не выходят за рамки мелких рудопроявлений.

В соответствии с составом и фаціальными особенностями отложений, геохимической и металлогенической специализацией тюлькубашский металлогенический комплекс разделяется на два подкомплекса.

Конгломерат-песчаниковый (с трахибазальтами) бариево-железорудный подкомплекс

Красноцветно-терригенные отложения конгломерат-песчаниковой подформации характеризуются высокими содержаниями меди (10—100), бария (2,5—25), кобальта (10—40, местами до 60), никеля (8—25) и мышьяка (10—60). В повышенных концентрациях присутствуют цинк (1—15, местами 30), свинец (1—25, редко до 35), золото (1,5—6) и серебро (1—10). В вышекларковых количествах рассеяны стронций, ванадий, молибден, ниобий, скандий, висмут; в околосларковых — железо, марганец, хром, титан, галлий, бор; в нижекларковых — фосфор, цирконий, ванадий, таллий, вольфрам.

Медью, барием, кобальтом, никелем, мышьяком, цинком, свинцом, золотом и серебром наиболее обогащены песчаники песчано-алевролитовой и песчаниковой подсвит тюлькубашской свиты. Средние значения кларков концентраций этих элементов в песчаниках в 3—5 раз выше, чем в конгломератах. Другая особенность заключается в заметном увеличении содержаний в замковых частях антиклинальных структур (Кызылатинская, Орловская и др.) или в отдельных синклиналиях мелкочленистого строения (Акуюкская, Кызылсайская и др.). Такие повышенные концентрации элементов в напряженных структурах знаменуют начало метаморфического перераспределения, выраженного железорудной, золото-железорудной, бариево-железорудной и бариевой минерали-

зацией. Эти проявления повсеместно приурочены или к межслоевым срывам в замках складок, или к секущим разломам и зонам дробления, часто ограничивающим выдвинутые блоки тюлькубашских песчаников. Природа рудных скоплений не вызывает сомнений. Все они связаны с экстракцией и переотложением рудных компонентов терригенных пород в процессе динамометаморфических преобразований. По породно-рудным ассоциациям в подкомплексе выделяются два металлогенических типа: песчаниковый железорудный и конгломерат-песчаниковый бариевый.

Песчаниковый железорудный тип

К описываемому типу относятся послыбые скопления гематита в тонкозернистых песчаниках, многочисленные кварц-гематитовые и сидеритовые (редко) жилы и зоны прокварцевания и гематитизации.

Кварц-гематитовая минерализация проявлена наиболее широко и представлена одиночными жилами и жильными зонами в красноцветных песчаниках. Главные минералы — гематит и кварц, второстепенные — барит и кальцит, спорадически встречаются халькопирит, галенит и сфалерит. Концентрация железа в рудах варьирует от 10 до 40%, местами достигает 60—67% (Каирчакты III). Содержание меди, свинца и цинка — от сотых до десятых долей процента. Основные элементы-примеси — золото и серебро. Большинство проявлений кварц-гематитового типа характеризуется незначительной протяженностью, и только на отдельных рудопроявлениях Северо-Западного и Юго-Восточного Каратау они достигают существенных размеров. В Северо-Западном Каратау к таким объектам относятся Эгейлыбулак, Зор-Кора, Оргалысай, Бешбулак и др. На участке Зор-Кора кварц-гематитовая жила прослежена на 2,5 км при мощности 0,8—2,1 м и содержании железа до 35,5%. Более протяженная жила (3 км) установлена на рудопроявлении Аулие-Эгейлыбулак. На участке Бешбулак кварц-гематитовая жила мощностью до 3 м протягивается в песчаниках на 800 м. Наиболее мощная (в раздувах до 15—20 м, длина 400 м) жила выявлена в Оргалысае на юго-восточном замыкании Аксеркинской антиклинали. В Юго-Восточном Каратау относительно крупные жильные зоны развиты в Приарысской антиклинали. На рудопроявлении Каирчакты III две протяженные (450—500 м) кварц-гематитовые жильные зоны приурочены к системе Боролдайских разломов, отделяющих песчаники тюлькубашской свиты от турнейских известняков. Они выделяются повышенной концентрацией железа (22,5—67,8%), меди, а также свинца, цинка и золота. Более высокие содержания меди (0,05—1,0%) установлены в жильной зоне Каирчакты V, прослеженной на 600 м.

В зонах дробления и межпластовых срывах часто проявлена интенсивная гематитовая минерализация. Основные минералы — гематит, кварц; второстепенные — магнетит, барит, магнетит, анкерит, кальцит. На отдельных участках встречаются халькопирит, галенит и сфалерит. Большинство рудопроявлений мелкие, незначительной протяженности. Лишь на участке Караунгур, в Ильинской синклинали, зона дробления песчаников, сцементированная гематитом, прослежена на 1,5 км. В ней отмечаются агрегативные магнетит-гематитовые скопления в виде прожилков и линз. На рудопроявлении Кокбулак, в юго-западном борту Бессазской антиклинали, обнажающийся на поверхности выход дробленных песчаников с интенсивной вкрапленностью железного блеска имеет

размер 50×50 м. В нем выявлены гнезда и мелкие линзы (мощностью до 0,7 м) мономинерального гематита.

Сидеритовый минеральный тип представляют отдельные жилы (Майликара, Кургантас и др.) и жильные зоны (Каирчакты VI), секущие красноцветные песчаники тюлькубашской свиты. В ассоциации с сидеритом встречаются гематит, кварц, халькопирит, пирит, галенит и сфалерит. Из примесных элементов постоянно присутствует серебро. На участке Каирчакты VI, расположенном среди песчаников в Приарысской антиклинали, выявлены две жильные зоны, состоящие из сидеритовых жил и прожилков общей протяженностью 720 и 1000 м и мощностью 0,2—5 м. В жилах развита тонкая вкрапленность халькопирита и пирита. Содержание железа составляет 10—35%, местами до 62,6%. Руды обогащены медью, свинцом, цинком и серебром. На рудопроявлении Майликара (Чиликтинская антиклиналь) установлены две жилы длиной 500 и 150 м и мощностью 3 м. Сложены они сидеритом и гематитом с пиролюзитом, халькопиритом и галенитом.

Конгломерат-песчаниковый бариевый тип

Проявления этого типа широко развиты в красноцветных песчаниках и редко встречаются среди конгломератов. Обычно это одиночные жилы или серии жил. Наряду с преобладающим баритом они содержат гематит, кварц и кальцит, реже пиролюзит (Темиркенсай). Эпизодически в них встречаются галенит и халькопирит. В рудах часто присутствуют золото и серебро. Протяженность жил в большинстве проявлений 100—300 м, изредка 1—1,3 км. Наиболее крупное (длиной 1300 м, мощностью 2—5 м, в раздувах до 20 м) жильное тело барита выявлено на участке Баритовая жила в ядре Приарысской антиклинали. В барите отмечаются гнезда гематита и рассеянная вкрапленность пирита, галенита и халькопирита.

Не исключено, что к этому типу относятся жилы и скопления барита с гематитом или халькопиритом в низах раннего фамена, расположенные в области широкого развития надвигов и общей высокой деформации пород (барит с гематитом участка Коккия, барит с халькопиритом в районе Ачисая). Корнями эти жилы уходят в красноцветные песчаники и пестроцветные аргиллиты, подстилающие карбонатные отложения фамена. Образование таких жил и скоплений барита, скорее всего, не связано с раннефаменским этапом бариево-свинцово-цинковой минерализации, а является результатом значительных перемещений бария, железа и меди, экстрагированных из красноцветов алевролит-аргиллитовой подформации. В таких случаях диапазон миграции рудных компонентов составляет несколько сотен метров. Отмеченное является только предположением, основанным сугубо на геологических данных.

Алевролит-аргиллитовый (с трахилипаритами) марганцевый подкомплекс

Подкомплекс объединяет алевролит-аргиллитовую подформацию и тесно связанное с ней существенно марганцевое оруденение. Алевролит-аргиллитовая подформация, охватывающая подсвиту переслаивания тюлькубашской свиты, состоит из чередующихся континентальных красноцветных терригенных и прибрежно-морских терригенно-карбонатных отложений—алевролитов, аргиллитов, песчаников, известняков,

(мергелей и доломитов. На северо-западе Каратау в ней присутствуют небольшие тела липаритов. Мощность подформации до 670 м.

В породах алевролит-аргиллитовой подформации в высоких концентрациях рассеяны медь (17—130), барий (6—20), кобальт (11—20, местами до 70), никель (5—30), мышьяк (до 30), марганец (1—7, местами в известняках до 30) и цинк (1,5—7). Они содержат в вышекларковых количествах свинец (1—4, в известняках от —3,2 до +3), золото (5), серебро (1—10), железо (1—2,5, с резким преобладанием окисной формы над закисной), ванадий (2—5), олово (1,8—4); на уровне кларка — фосфор, галлий, иттрий. В целом алевролит-аргиллитовая подформация имеет аналогичную конгломерат-песчаниковой геохимическую специализацию, выделяясь более высокой концентрацией меди и марганца. В частности, содержание меди превышает кларк в породах Карамурунской синклинали в 50—75 раз, Кызылатинской антиклинали — в 130 раз. Более высок кларк концентрации марганца в терригенных (1—4) и карбонатных (7,5—30) породах.

В алевролит-аргиллитовой подформации обычны мелкие скопления марганца с широким набором примесных элементов (цинка, кобальта, никеля, меди, мышьяка и т. п.), подчеркивающих преобладание геохимической специализации вмещающих пород. На современной стадии изученности в подкомплексе выделяется только один, алевролитовый марганцевый, тип.

Алевролитовый марганцевый тип

Проявления марганцевой минерализации приурочены в основном к горизонтам алевролитов и представлены минерализованными кварцевыми жилами и зонами дробления. Основные рудные минералы — пиролюзит и псиломелан, второстепенные — браунит, гематит и барит. В рудах присутствует вкрапленность кобальтсодержащего пирита, халькопирита, редко сфалерита. Пиролюзит-псиломелановые скопления повсеместно обогащены кобальтом, никелем, цинком или медью (до 0,1—0,2%). По масштабам марганцевые скопления не выходят за границы мелких рудопроявлений. Характерные представители этого типа — рудопроявления Кутау, Тобшак II, Нарвалы. На рудопроявлении Тобшак II, расположенном в южном крыле Жебаглинской антиклинали, в красноцветных песчаниках и алевролитах выявлено секущее рудное тело длиной 100 м, мощностью 1 м, состоящее из псиломелана и гематита. Содержание марганца в нем 22,3%. Более протяженная (400 м) и мощная (15—20 м) жильная залежь обнаружена на рудопроявлении Нарвалы, в восточном борту Аксеркинской антиклинали. Она сложена кварцем с частой вкрапленностью пиролюзита, браунита, пирита и гематита. Концентрация марганца в рудах 5—10%. На участке Кутау, в северо-западном крыле Карамурунской синклинали, марганцевая минерализация локализуется в зоне дробления алевролитов и глинистых сланцев, развитой вдоль надвига, по которому известняки фамена надвинуты на терригенные отложения тюлькубашской свиты. Мощность минерализованной зоны 11 м, протяженность 100 м.

СТАДИЯ ПРОСЕДАНИЯ

Как и в байкальско-каледонском, в герцинском цикле для стадии проседания характерны существенно карбонатные отложения с ори-

зонтами углеродистых, кремнистых, глинисто-кремнистых и карбонатно-кремнистых пород ритмичного строения.

Магматизм проявлен весьма слабо и представлен небольшими пластообразными телами визейских трахибазальтов и редкими скоплениями туфов и туффилов основных и кислых эффузивов среди карбонатных отложений верхнего девона и нижнего карбона. Эта стадия выделяется широко и интенсивно проявленной стратиформной рудной минерализацией, с которой связано формирование основных практически ценных скоплений руд бария, свинца и цинка в Каратау. В стадии проседания выделен один металлогенический комплекс, пять подкомплексов и двенадцать типов.

Верхнедевонско-среднекаменноугольный терригенно-карбонатный (с трахибазальтами) бариево-свинцово-цинковый комплекс (каратауский)

Комплекс состоит из позднедевонско-среднекаменноугольной терригенно-карбонатной (с трахибазальтами) геологической и бариево-свинцово-цинковой рудной формаций, широко развитых в структурно-формационной зоне Большого Каратау. Характерные особенности комплекса — преимущественно карбонатные отложения с горизонтами кремнистых пород, резко выраженная бариево-свинцово-цинковая геохимическая и металлогеническая специализация, многоярусность оруденения. Геохронологические границы комплекса: нижняя — начало позднего франа, верхняя — нижнебашкирский подъярус включительно. В абсолютном летосчислении продолжительность формирования породно-рудных ассоциаций комплекса 40 млн. лет. Суммарная мощность отложений терригенно-карбонатной формации 1 700—6 500 м (в среднем 4 100 м). Максимальная мощность приходится на троя рифтовой структуры, минимальная — на борта и поднятые тектонические блоки.

По особенностям состава пород и условиям осадконакопления терригенно-карбонатная формация расчленяется на пять подформаций: франскую туфоаргиллитовую, две фаменские — кремнисто-доломит-известняковую (шалкия-миргалимсайскую) и известняково-мергелистую (турланскую)*, турнейскую известняково-доломитовую и ранне-среднекаменноугольную трахибазальт-доломит-известняково-терригенную (см. рис. 8). Наряду с доминирующей ролью пород существенно карбонатного состава в результате исследований, проведенных в последние годы, появляется все большее число фактов, свидетельствующих в пользу заметного присутствия в отложениях продуктов вулканизма. Наличие туфогенного материала в различных по составу карбонатных породах дает основание к пересмотру сложившихся представлений не только об амагматичности этого периода, но и об участии продуктов вулканизма в образовании отдельных разновидностей пород, традиционно считающихся хемогенно-осадочными (фтанитов, кремнистых доломитов, туфодоломитов и т. п.). Как представляется авторам, это одно из важных звеньев в петрологической модели девон-карбонатовых отложений Каратау, проливающей свет как на особенности состава и образования руд, так и на закономерности их размещения.

На общем фоне сквозной бариево-свинцово-цинковой минерализации каждая из выделенных подформаций характеризуется своими осо-

* Шалкия-миргалимсайская и турланская подформации являются латеральными градиациями фаменских глинисто-кремнисто-карбонатных отложений.

бенностями рудоносности, отражающими как качественную, так и в основном количественную стороны рудонакопления. В начале комплекса вулканогенно-осадочные отложения позднефаенской подформации (корпешский горизонт) четко выделяются повышенной меденосностью. К этим отложениям приурочены рудные проявления мансфельдского типа. Кульминационным для Каратау стал фамен, на который приходится мощное проявление бариево-свинцово-цинковой минерализации и формирование основных месторождений бария, свинца и цинка. Последние закономерно приурочены к шалкия-миргалимсайской кремнисто-доломит-известняковой подформации и практически отсутствуют в турланской известняково-мергелистой. В свою очередь, в шалкия-миргалимсайской подформации наиболее насыщены рудной минерализацией позднефаменские карбонатные отложения с маломощными слоями туфов, горизонтами туффитов, углеродисто-кремнистых (преобладают, Шалкия, Талап) и кремнисто-железистых (редко, Миргалимсай) пород. В турне, в период формирования известняково-доломитовой подформации, интенсивность свинцово-цинкового и бариевого оруденения резко снизилась. На этом уровне в доломитах раннего турне, залегающих непосредственно на продуктивном позднем фамене, выявлены только единичные проявления термокарстового типа с относительно заметными концентрациями свинца и цинка (Ачисай). Общее затухание бариево-свинцово-цинковой минерализации приходится на ранне-среднекаменноугольную трахибазальт-доломит-известняково-терригенную подформацию, или на заключительный период стадии проседания герцинского рифтогенного цикла. Продуктивность геохронологических уровней в каратауском металлогеническом комплексе хорошо иллюстрируется отношением выявленных запасов. Так, из 100% запасов свинца, цинка и бария 90—95% заключено в позднем фамене шалкия-миргалимсайской подформации. Остальные 5—10% бария находятся в раннефаменских, а свинца и цинка — в раннетурнейских отложениях. Кроме свинца, цинка и бария в этом комплексе проявлена марганцевая минерализация, расположенная на уровне продуктивных кремнисто-карбонатных отложений позднего фамена шалкия-миргалимсайской подформации. В абсолютном летосчислении из 40 млн. лет продолжительности формирования каратауского металлогенического комплекса на образование промышленных рудных скоплений в позднем фамене приходится около 5 млн. лет.

Все оруденение каратауского металлогенического комплекса стратиформное. Непрерывно-прерывистый рудный процесс порождает при формировании металлогенического комплекса полихронное и, как следствие, многоэтажное оруденение. По способу образования выделяются седиментогенные и эпигенетические руды. К седиментогенным принадлежат гидротермально-осадочные баритовые, барит-галенит-сфалеритовые, галенитовые и пирит-сфалеритовые руды. Они являются составной частью рудоносной формации (подформации), равнозначной другим членам ее разреза (рудные горизонты Шалкии, Талапа и др.). Этому типу руд свойственны простота минералогического состава, весьма низкие концентрации примесных элементов (особенно серебра) и преобладание цинка над свинцом (отношение свинца к цинку от 1 : 3 до 1 : 5). Эпигенетические руды представляют собой метасоматические образования, фиксирующие пути движения рудоносных растворов (магматогенных, гидрогенных, метаморфогенных и т. п.) и создающие как согласные со слоистостью пластообразные залежи, так и тела, секущие

слоистость, и руды заполнений термокарстов. Примечательным является повсеместное совмещение эпигенетических руд с сингенетичными и закономерная локализация их на одном стратиграфическом уровне (Миргалимсай, Ачисай, Бурабай, Байжансай, Кантаги и др.). По составу основных компонентов эпигенетические руды практически не отличаются от седиментогенных. Главные минералы руд — галенит, сфалерит, барит и пирит. В отличие от седиментогенных для эпигенетических руд характерно резко выраженное обогащение примесными элементами (серебром, реже таллием, золотом, мышьяком и сурьмой), разнообразие текстурных рисунков, появление околорудной доломитизации или так называемых «сахаровидных доломитов». К особенностям этого этапа следует также отнести формирование в термокарстах агрегативных и бурундучных серноколчеданных руд ачисайского типа с высокими концентрациями свинца и цинка. Не менее важный индикатор эпигенетических руд — резко выраженное преобладание свинца над цинком, вплоть до образования практически лишенных цинка небольших скоплений свинцовых руд. Отношение свинца к цинку в этих рудах обратное седиментогенным и варьирует от 1 : 1 до 5 : 1. На современной стадии изученности в каратауском металлогеническом комплексе основная доля свинца, цинка и бария приходится на руды седиментогенного типа, составляющие около $\frac{2}{3}$ выявленных запасов этих рудных компонентов. Как показали металлогенические исследования, такая тенденция преобладания седиментогенных руд над эпигенетическими должна сохраняться для обширных площадей, пока не получивших оценки. В связи с этим наряду с литолого-стратиграфическими факторами важное значение приобретает структурный контроль оруденения. Все без исключения практически ценные скопления бария, свинца и цинка продуктивного каратауского комплекса расположены в троговых структурах, а в их пределах они локализуются в местах сопряжения разломов осевых частей трогов с секущими разломами.

По тектонической позиции, породно-рудным ассоциациям и геохронологическому положению оруденение каратауского металлогенического комплекса находится в одном ряду с известными атасуйским [Щерба, 1964] и миссисипским [Крейтер, 1933] типами рудной минерализации, проявленной, как и в Каратау, в палеорифтах [Щерба, 1980; Келлер, 1983; Мирошниченко и др., 1984; Рамберг, Морган, 1984; Рожнов, 1984] или в структурах трогового типа [Броки и др., 1972]. В каратауском металлогеническом комплексе, как и в атасуйском и миссисипском типах, независимо от происхождения основная масса кремнистых пород пространственно тесно связана с рудными телами. Сближают их одинаковый состав руд по основным компонентам, таким, как свинец, цинк, серебро, барий, марганец, и отношения свинца к цинку для пластовых седиментогенных (атасуйский тип) и секущих эпигенетических руд.

На современной стадии изученности основное отличие каратауского металлогенического комплекса заключается в пока не установленных промышленных скоплениях марганца, хотя предпосылки для выявления этого недостающего звена имеются. Следует особо остановиться на флюоритовой минерализации. По результатам металлогенических исследований, флюоритовая минерализация в Каратау тесно связана с щелочным габбро-пироксенитовым пермо-триасовым (ирисуйским) интрузивным комплексом. Фторное оруденение на отдельных рудных полях свинцово-цинковых месторождений относится к эпизодам простран-

венных совмещений разновозрастной и генетически разнотипной минерализации.

Аналогичная картина наблюдается в миссисипском типе, где скопления флюорита выявлены также в районах развития пермских щелочных габброидов и пироксенитов (район Иллинойс — Кентукки [Греган, Бредбери, 1972]).

Каратауский металлогенический комплекс по особенностям состава и строения рудовмещающей терригенно-карбонатной геологической формации, породно-рудным ассоциациям, качественному составу и количественным соотношениям рудных компонентов, масштабности оруденения расчленяется на пять металлогенических подкомплексов: 1) франкий туфоаргиллитовый медный (корпешский); 2) фаменский кремнисто-доломит-известняковый бариево-свинцово-цинковый (шалкия-миргалимсайский); 3) фаменский известняково-мергелистый цинково-свинцово-бариевый (турланский); 4) турнейский известняково-доломитовый свинцово-цинковый (ачисайский); 5) визейский трахибазальт-доломит-известняково-терригенный бариево-свинцово-цинковый (кашкарата-теректинский).

Франкий туфоаргиллитовый медный подкомплекс (корпешский)

Корпешский подкомплекс представлен франской аргиллитовой подформацией (корпешская свита, мощность 40—100 м)* и стратиформным медным оруденением мансфельдского типа. Наиболее распространены аргиллиты, местами перемежающиеся с алевролитами, песчаниками, реже с мергелями, комковатыми известняками и доломитами. Из перечисленных пород дискуссионны аргиллиты. По И. И. Машкаре [1939], это туффиты, по С. Е. Колотухиной [1956], часть из них соответствует аргиллитам, часть — тонким пепловым туфам. По А. Н. Тарановой, аргиллиты образовались по тонкообломочному пирокластическому материалу основного состава. Они состоят из крипточешуйчатых агрегатов гидрослюд с реликтами витрокластической структуры. Редко в них встречаются мелкие линзы слабоизмененных кристаллокластических туфов. По данным химического анализа, в аргиллитах содержится (%): SiO_2 — 44—49; Na_2O — 0,28—1,69; K_2O — 0,43—3,83. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ варьирует от 1,5 до 8. Резкое преобладание калия над натрием позволяет говорить о субщелочном существенно калиевом вулканизме во фране (позднем фране). Вулканогенным образованиям отводится основная роль в обогащении пород корпешской свиты медью с последующей ее трансформацией в халькозин-борнит-халькопиритовые скопления.

Характерными для пород корпешской свиты компонентами с высокими кларками концентрации являются медь (9—50, местами до 75), серебро (8—50, редко до 130), висмут (до 50—60), мышьяк (20—50) и барий (3—16). Аргиллиты обогащены также свинцом (2,3—10, местами до 25), цинком (3—9, редко до 18), кобальтом (18—50), стронцием (7,5—20), никелем (7,5—15), в меньшей степени молибденом (3,5—10), оловом (2,3—5,5), ниобием (5,8—10), ванадием (2—6,8), скандием (5—8, эпизодически до 22), хлором (до 40), фтором (7—20) и марганцем (1—5,5). В околосларковых количествах в породах рассеяны золото, германий, галлий, бор, хром, цирконий, иттрий, вольфрам, а в нижне-

* М. М. Марфенкова считает корпешскую свиту раннефаменской.

кларковых — таллий и фосфор*. Из перечисленных элементов геохимическую специализацию пород (аргиллитов, алевролитов) подформации определяют медь, висмут, барий, серебро, мышьяк и кобальт. При детальном литогеохимическом исследовании установлено, что основными концентраторами этих элементов являются углеродистые туфоаргиллиты (содержание $C_{орг}$ выше 0,5%). В местах интенсивных деформаций (район надвигов Центрального Каратау) в туфоаргиллитах резко увеличивается содержание меди (до 80—110), серебра (до 130), висмута и мышьяка (до 60), свинца и цинка (до 18). Такие рудные аномалии образуются на базе стратифицированных меленосных горизонтов.

Степень изученности рудоносности корпешского металлогенического подкомплекса позволяет выделить только один, туфоаргиллитовый медный, тип.

Туфоаргиллитовый медный тип

Рассматриваемый металлогенический тип представляют стратифицированные скопления меди в углеродисто-туфоаргиллитовых отложениях, залегающих в верхах разреза корпешской свиты. Характерно многоярусное расположение оруденения в виде нескольких поэтажно залегающих стратифицированных горизонтов. Сингенетичная медная минерализация развита в прослоях углеродистых туфоаргиллитов и

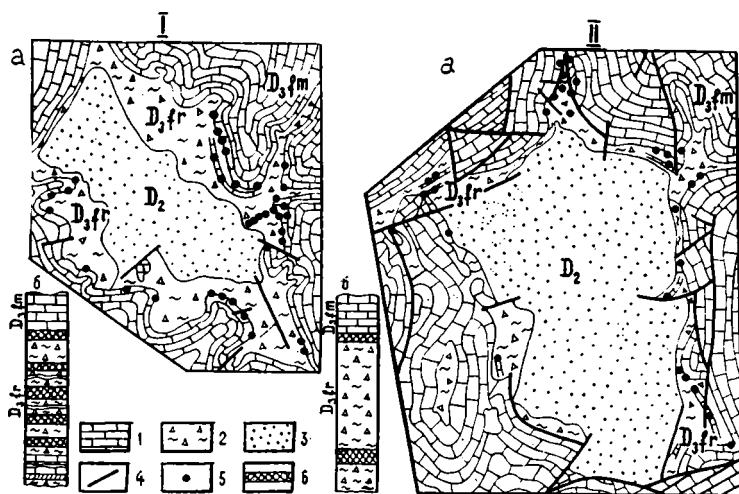


Рис. 28. Особенности размещения проявления стратиформного медного оруденения корпешского типа в Учайрыкской (I) и Карабулакской (II) антиклиналях: а — схематические геологические карты; б — стратиграфические колонки. По Б. Б. Сюсюре [1984]:

1 — известняки фаменского яруса; 2 — брекчии корпешской пачки франга; 3 — песчаники тюлькубашской свиты среднего девона; 4 — разрывные нарушения; 5 — медепроявления; 6 — стратифицированные горизонты медной минерализации

аргиллитовых брекчий, реже в известняках. В Большом Каратау известно более 130 проявлений оруденения этого типа. По Б. Б. Сюсюре, горизонты, обогащенные медью (от сотых до первых десятых долей процента), прослеживаются по простиранию от 200 м до 5 км, а на отдельных участках — на десятки километров при мощности от 2,5 до 18 м (рис. 28). Относительно высокие концентрации меди приурочены

* Кларки элементов для песчаников приняты по А. А. Беусу [1975].

к участкам сопряжения меденосных горизонтов с разломами и к межслоевым нарушениям. Размеры минерализованных зон на поверхности (в основном по визуальным наблюдениям) достигают первых сотен метров в длину и до 5—10 м в ширину (рудопроявления Карабулак, Баялдыр, Келинчек и др.). Наряду с медью в таких зонах увеличивается содержание висмута (сотые доли процента), серебра и бария (до первых процентов). В эпизодически отобранных пробах из этих зон присутствует золото. Основные рудные минералы — халькопирит, халькозин, борнит, кобальтсодержащий пирит, второстепенные — галенит и сфалерит. В зоне окисления широко развит малахит.

Туфоаргиллитовый медный тип оруденения Каратау имеет много общих черт с меденосными сланцами мансфельдского типа Центральной Европы. Для обоих типов характерны залегание рудовмещающих толщ (свит) на молассоидных отложениях, приуроченность скоплений меди к породам, обогащенным углеродистым веществом, близость вещества и минерального состава.

**Фаменский кремнисто-доломит-известняковый
серебряно-бариево-свинцово-цинковый подкомплекс
(шалкия-миргалимсайский)**

Шалкия-миргалимсайский металлогенический подкомплекс охватывает самую многочисленную группу месторождений, составляющих основную базу свинцово-цинковых и бариевых руд Каратау (Миргалимсай, Шалкия, Талап, Бурабай, Байжансай и др.). Как показали металлогенические исследования, с этим подкомплексом связаны основные перспективы выявления в регионе новых практически ценных объектов свинца и цинка. Другая примечательная особенность рудных образований подкомплекса заключается в доминирующем развитии оруденения стратиформного типа, а среди последнего — стратифицированной рудной минерализации, выступающей в качестве базового источника полезных компонентов регенерированных богатых («обогащенных») свинцово-цинковых руд. Подкомплекс включает широко распространенные в Большом Каратау фаменские кремнисто-доломит-известняковые отложения шалкия-миргалимсайской подформации и закономерно приуроченное к ним бариево-свинцово-цинковое оруденение. К этому же подкомплексу относятся пока мелкие проявления марганца и горизонты карбонатных пород с повышенной железистостью, позволяющие в совокупности с профилирующей бариевой и свинцово-цинковой минерализацией уверенно параллелизовать оруденение с широко известными ата-суйским и миссисипским металлогеническими типами.

Главной структурой, контролирующей продуктивные породно-рудные ассоциации, является Туркестанский трог (см. рис. 8). Здесь рудная минерализация проявлена в основном в груболинейной зоне, соответствующей осевой части герцинской рифтовой структуры Большого Каратау, хорошо трассируемой в пермо-триасе щелочными габбро-пироксенитовыми интрузиями ирисуйского комплекса альпийского рифтогенеза. Имеющиеся к настоящему времени фактические материалы по изменениям мощностей кремнисто-доломит-известняковых отложений позволяют предполагать наличие в трогере серии «рудноносных» впадин, расположенных в узлах сопряжения его осевой части с кососекущими глубинными разломами. Такое распределение впадин во многом напоминает размещение рудоносных впадин в Красноморской рифтовой структуре. Следует отметить еще одну особенность, касающуюся характера

оруденения. В «рудоносных» впадинах осевой части трога свинцово-цинковое и бариевое оруденение строго стратифицировано. Эпигенетические преобразования выражены слабо. Перемещение рудного вещества ограничивается рамками рудного горизонта (Шалкия, Талап, Бурабай, многие рудопроявления). С этим типом связаны наиболее крупные скопления свинца и особенно цинка. В тектонически напряженных прибороговых частях Туркестанского трога, в местах сопряжения его со структурами типа Ачисайского прогиба, наблюдаются интенсивная регенерация гидротермально-осадочных руд и образование эпигенетических рудных залежей (Миргалимсай, Кантаги и др.). В отличие от предыдущего стратифицированного оруденения в этом типе свинец резко преобладает над цинком, формируются крупные концентрации баритовых руд, создается метасоматическая зональность.

Рудоносная фаменская кремнисто-доломит-известняковая подформация широко развита во всей структурно-формационной зоне Большого Каратау. Мощность отложений 300—900 м, в Туркестанском троге она достигает максимума. В карбонатных разрезах встречаются, по данным А. Н. Тарановой, мелкие линзы и маломощные прослои туфов, туффитов, горизонты кремнистых пород с реликтами туффитов, а в доломитах и известняках отдельных горизонтов присутствует тонкообломочный пирокластический материал. По литологическому составу в кремнисто-доломит-известняковой подформации выделяются три фации: известняково-доломитовая (кызылатинская), глинисто-доломит-известняковая (биресекская) и терригенно-доломит-известняковая (аксуранская) [Балавинский, 1933; Машкара, 1939; Эз, 1951]. Первые две широко развиты в Туркестанском троге, третья — в прогибе, ограниченном с северо-востока Кокджотским поднятием. Для кызылатинской фации характерны наличие кремнистых горизонтов в верхнем фамене, повышенная магнезиальность и высокая углеродистость пород, ритмичное чередование кремнистых (с аксессуарным рутилом) и карбонатных пород на уровнях стратифицированного оруденения. В последние годы М. М. Марфенкова в кызылатинской фации по степени доломитности карбонатных пород и равномерности их распределения в разрезе выделяет две подфации — кремнисто-доломит-известняковую (шалкиинская) и доломитовую, развитые в Тегистыкской и Джиллаганатинской синклиналиях.

В биресекской фации по вариациям состава и текстурным особенностям карбонатных пород выделяется десять пачек. Заметно отличается от двух предыдущих аксуранская фация. В этой фации наряду с известняками и доломитами развиты песчаники, алевролиты и известковистые седиментационные брекчии. Распределение по фациям запасов свинца и цинка весьма неравномерное.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что потенциальные перспективы выявления крупных скоплений свинца и цинка связаны в основном с кызылатинской и менее с биресекской фациями, развитыми в Туркестанском троге. К этим же фациям (особенно к биресекской) здесь приурочены практически ценные залежи барита.

Важной особенностью кремнисто-известняково-доломитовой подформации, выделяющей ее из всех других геологических образований Каратау, является резко выраженное обогащение пород барием (7—100), свинцом (4,4—50), цинком (3—10) и серебром (10—20), придающее ей ярко выраженную серебряно-цинково-свинцово-бариевую геохимическую специализацию. В вышекларковых концентрациях в них содержатся кобальт (20—50, местами 200), мышьяк (до 50), марганец

(1—10, редко до 20), фтор (3—12), никель (1—5, редко до 10) и лантан (10—30). На околоскарковом уровне присутствуют молибден, стронций, олово, хром, хлор, иттербий, ртуть, в нижескарковых количествах рассеяны ванадий, титан, иттрий, галлий, германий. На общем повышенном геохимическом фоне отмечаются ореолы рассеяния серебра, свинца и цинка, обрамляющие рудные поля и часто выходящие за их пределы. Закономерно увеличение содержания соединений серебра, свинца и цинка в отложениях фамена снизу вверх при максимуме в углеродисто-известняково-доломитовой (Миргалимсай) и углеродисто-кремнисто-доломитовой (Шалкия) микрофациях, к которым приурочено промышленное оруденение. Каких-либо ярко выраженных аномальных отклонений профилирующей геохимической специализации по фациям не наблюдается. Это лишний раз подчеркивает основное значение структурного фактора в проявлении и размещении промышленного оруденения (имеется в виду Туркестанский трог, выполненный продуктивными отложениями кызылтинской и биресекской фаций).

Содержание органического вещества в отложениях подформации обычно ниже кларка и в среднем составляет 0,05—0,07%. Наиболее обогащены углеродистым материалом рудоносные ритмоподобные кремнисто-доломитовые пачки шалкинской подфации, в которых концентрация $C_{орг}$ повышается до 1,5—2%, в среднем 0,78%. Повышенные содержания характерны и для второй ленточной пачки биресекской фации. На месторождении Миргалимсай содержание органического вещества в ней на отдельных участках достигает 2,2%, в среднем 0,30%.

Рудная минерализация в шалкия-миргалимсайском металлогеническом подкомплексе проявлена на нескольких уровнях (рис. 29): акшешекском (начало раннего фамена) — барий, медь, свинец, цинк, марганец; катынкамал-дарбазинском (низы раннего фамена) — барий, свинец, цинк; кенможе-аксеркейском (средняя часть раннего фамена) — свинец, цинк; шалкия-миргалимсайском (средняя часть позднего фамена) — свинец, цинк, барий, серебро. Среди выделенных уровней акшешекский, дарбазинский и шалкия-миргалимсайский, возможно, представляют собой только два уровня. В стратиграфическом разрезе они сближены, а выделение их в качестве самостоятельных рудоносных уровней является, вероятно, результатом местного скопления фаций или подфаций. Независимо от дробности рудоносных стратиграфической главной остается приуроченность основных запасов свинца, цинка и бария в Каратау к средней части позднего фамена (Шалкия, Миргалимсай, Талап, Бурабай). Намечаются перспективы выявления промышленных руд бария в низах (или в начале) раннего фамена (Акшешек, Миргалимсай), а в верхнем фамене — марганцевых руд.

По качественному составу различные по условиям образования руды наследуют геохимическую специализацию пород комплекса. Отличие состоит в содержаниях рудных элементов и в минеральном составе руд. Сингенетичным рудам свойственна простота минералогического состава: пирит, сфалерит, галенит, барит. В них мало серебра, мышьяка, кобальта и некоторых других элементов, рассеянных в вышескарковом количестве в породах рудоносных отложений. Текстура руд преимущественно слоистая, реже оолитовая и псевдооолитовая.

Эпигенетическое оруденение отличается сложным минеральным составом (Миргалимсай, Кантаги, Аксуран, Байжансай, Ачисай). Наряду с преобладающими сфалеритом, галенитом, баритом (а в колчеданных залежах — пиритом) оно содержит халькопирит, арсенопирит, ку-

ШАЛКИЯ-МИРГАЛИМСАЙСКИЙ ПОДКОМПЛЕКС ТУРЛАНСКИЙ ПОДКОМПЛЕКС

ШААКИНСКИЙ ТИП АКСШЕШЕКСКИЙ ТИП МИРГАЛИМ-БАЙЖАНСАЙ-САЙСКИЙ ТИП КАТЫНКАМААБСКИЙ ТИП ТУРЛАНСКИЙ ТИП р. Икансу р. Карасай р. Карауңгур

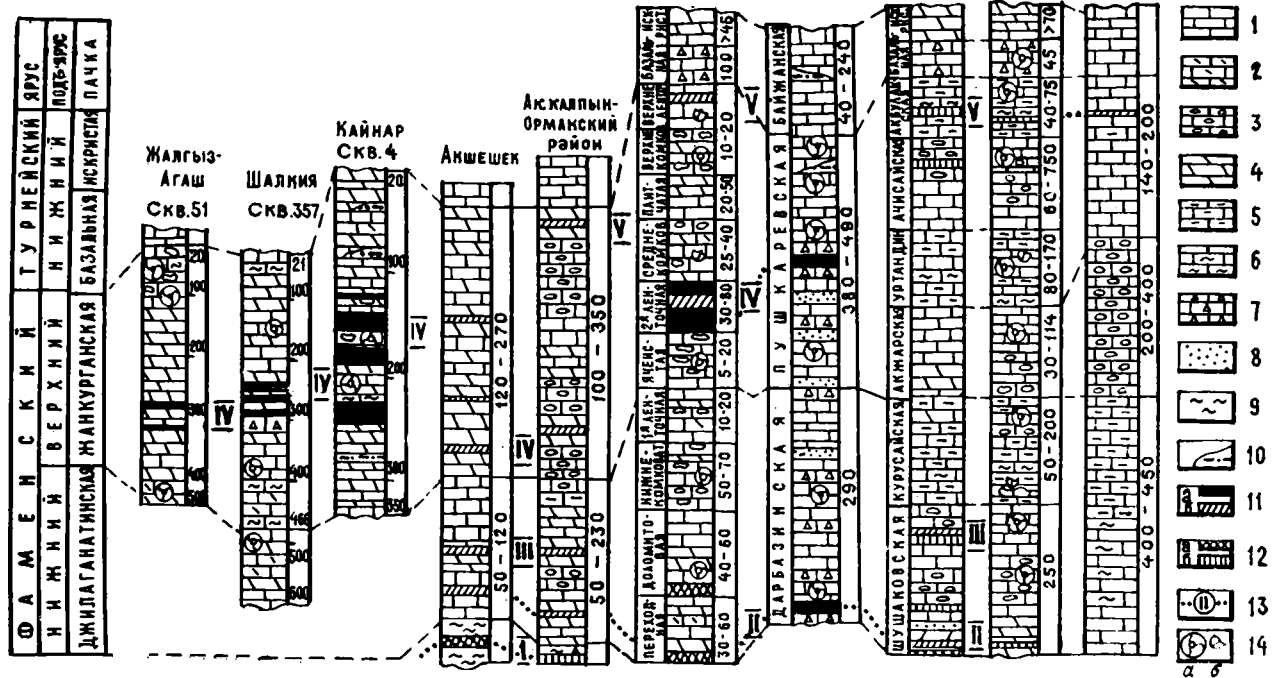


Рис. 29. Положение стратиформного оруденения в шалкия-миргалимсайском и турланском подкомплексах. По Л. А. Мирошниченко, В. И. Фомичеву. Биостратиграфическое расчленение отложений.

По М. М. Марфенковой [1984]:

I — известняки; 2 — доломитистые и доломитовые известняки; 3 — комковатые известняки; 4 — доломиты; 5 — глинистые известняки; 6 — мергели; 7 — седиментационные брекчи; 8 — песчаники; 9 — аргиллиты; 10 — кремни; 11, 12 — стратиформное оруденение (а — промышленное, б — слабо проявленное); 11 — свинцово-цинковое, 12 — бариевое; 13 — стратуврви оруденения: I — акшешеский; II — катынкамал-дарвазинский; III — аксеркейский; IV — шалкия-миргалимсайский; V — аккалпынский; 14 — фораминиферы (а) и флора (б)

банит, сульфосоли свинца и меди, сульфоантимониды и сульфоарсениды серебра. По сравнению с седиментогенными в эпигенетических рудах свинец преобладает над цинком, в них возрастает содержание серебра, эпизодически появляются золото, мышьяк и ряд других компонентов, рассеянных в вышекларковых количествах в рудоносных отложениях. В районах воздействия пермо-триасовых щелочно-габброидных интрузий (Таласский Алатау) они содержат киноварь, богатый кобальтом пирит и флюорит, присутствующий в рудах иногда в значительном количестве. В редких контактах пермо-триасовых малых интрузий байжансайского диабаз-гранитного комплекса породы рудоносного фамена скарнированы. Тонковкрапленное сингенетичное оруденение преобразовано в более зернистые гнездообразные рудные скопления. Текстуры эпигенетических руд — прожилково-вкрапленная, прожилковая, брекчиевая, полосчатая, массивная.

В шалкия-миргалимсайском металлогеническом подкомплексе по составу рудных элементов, их количественным соотношениям и литологическим особенностям рудовмещающих пород выделяется пять металлогенических типов (см. табл. 1).

*Углеродисто-известняково-доломитовый
марганцовисто-серебряно-бариево-цинково-свинцовый тип
(миргалимсайский)*

Миргалимсайский тип представляет собой ассоциацию углеродисто-известняково-доломитовых пород биресекской фации и стратиформного серебряно-бариево-цинково-свинцового оруденения. Для типа характерны высокая углеродистость, доломитность и марганцовистость рудовмещающих пород, незначительное развитие в них глинистых и кремнистых (в том числе железисто-кремнистых) прослоев, ярусное распределение оруденения, повышенная сереброносность руд, пластовая форма рудных залежей, осложненная интенсивно проявленными эпигенетическими процессами. Миргалимсайский тип имеет важное практическое значение. Характерными его представителями являются месторождения Миргалимсай, Ансай, Кантаги и др.

Месторождение Миргалимсай

Миргалимсайское свинцово-баритовое месторождение расположено в предгорьях Центрального Каратау. До последнего времени в его рамках рассматривалось стратиформное оруденение, развитое лишь во второй ленточной пачке фаменских отложений в междуречье Кантаги — Баялдыр. В результате работ, проведенных в последние годы, северозападная граница распространения практически значимого оруденения в этой пачке была передвинута на несколько километров в правобережье р. Баялдыр (рис. 30). Выявленные здесь монобаритовые руды имеют самостоятельное промышленное значение (месторождение Ансай). Доказаны, кроме того, практическая значимость и широкое площадное распространение монобаритового оруденения глубже по разрезу, на границе переходной и доломитовой пачек, а также наличие аналогичной минерализации в основании фамена на границе с корпешской пачкой позднего франа (рис. 30, Б). Несколько особняком, в юго-восточной части рудного поля, находится небольшое свинцово-цинковое месторождение Кантаги, приуроченное ко второй ленточной пачке на участке пересечения ее крутопадающим разрывом.

Подстилающие фаменские отложения туфоаргиллиты корпешской пачки в участках напряженной складчатости брекчированы, отжаты в ядра антиклинальных складок, иногда инъецированы по зонам тектонических разрывов в карбонатную толщу. Мощность ненарушенной пачки 90 м.

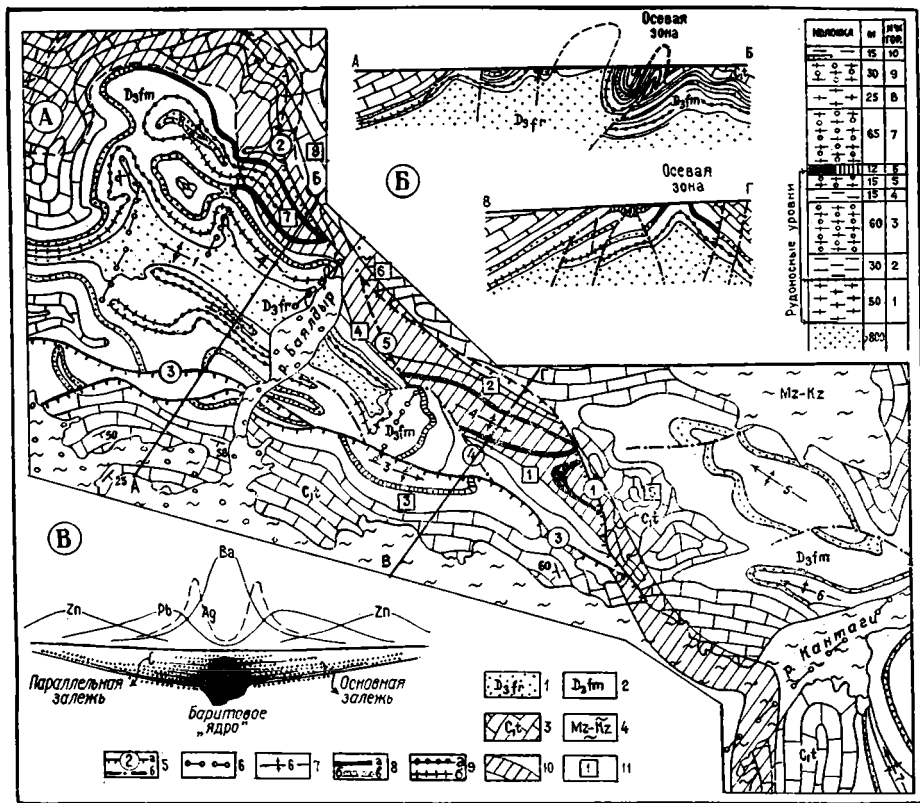


Рис. 30. Структурно-геологическая схема (А), разрезы (Б) и поперечная зональность оруденения (В) Миргалимсайского рудного поля. Составлена по материалам Карагауской ГРЭ:

1—4 — стратифицированные образования: 1 — корпешская пачка; 2, 3 — отложения фаменского (2) и турнейского (3) ярусов (известняки, доломиты и их брекчии); 4 — мезозой-кайнозойские отложения; 5—7 — тектонические элементы; 5 — разрывные нарушения: а — взбросо-надвиги (1 — Главный, 2 — Ансайский, 3 — Южный, 4 — Янос, 5 — Мухамед), б — неясного типа; 6 — зоны поперечных дислокаций; 7 — антиклинали (1 — Кенкольская, 2 — Ансайская, 3 — Южная, 4 — Северная, 5 — Сонкульсайская, 6 — Кантагинская, 7 — Косуирская); 8, 9 — рудоносные уровни: 8 — вторая ленточная пачка (а — монобаритовая фация, б — сульфидная свинцово-цинковая фация, в — рассеянная рудная минерализация), 9 — основание доломитовой пачки (а — реликтовые монобаритовые залежи и их брекчии, б — обломки баритов в зоне послонного брекчирования); 10 — осевая зона второй ленточной пачки; 11 — тектонические блоки месторождения (1 — Центральный, 2 — Северный, 3 — Южный, 4 — Мухамед, 5 — Сонкульсайский, 6 — Биресекский, 7 — Ансайский, 8 — Даулетсайский)

Разрез фаменских отложений (мощность в среднем около 340 м) принадлежит биресекской глинисто-доломит-известняковой фации. Снизу вверх в нем различается десять пачек: 1) переходная (массивные, слоистые известняки с прослоями доломитов, 35—60 м); 2) доломитовая (доломиты с реликтовой комковатой текстурой, 30—60 м); 3) нижняя

комковатая (грубослоистые известняки и доломиты, 50—70 м); 4) нижняя ленточная (тонкослоистые доломиты и известняки, 10—15 м); 5) ячеистая (доломиты, известняки, 5—15 м); 6) вторая ленточная (доломиты, доломитизированные известняки, бариты, 6—20 м); 7) средняя комковатая (грубослоистые известняки, 40—70 м); 8) плитчатая (известняки, доломитизированные известняки, 25—35 м); 9) верхняя комковатая (известняки и доломиты, 30—50 м); 10) верхняя ленточная (доломиты, 15—20 м). В центре месторождения, в полосе северо-западного простирания шириной около 2 км, известняки подвержены интенсивной эпигенетической доломитизации, ослабевающей к северо-востоку и юго-западу. В переходной (к известняковым разрезам) зоне доломитизация носит очаговый характер; в известняках проявлены округлопочковидные желваки размером до 3 см, сложенные мозаичным агрегатом доломитовых зерен крупностью около 1 мм.

Разрез каменноугольных отложений (турне) в рудном поле неполный; мощность его оценивается в 600 м. Он подразделен на пять пачек, согласно залегающих на отложениях фамена (снизу вверх): базальную (кальцитизированная брекчия доломитов, 20 м), искристую (черные доломиты, 50 м), две перемежающиеся (известняки, осадочные брекчии с обломками доломитов, разграниченные прослоем известняков с желваками кремней, 300 м) и полосчатую (известняки, 250 м).

Структура рудного поля, представленная сложно переплетающимися системами разнотипных структурных элементов, включает Миргалимсайскую антиклинальную зону общекаратуского направления, осложненную продольными разрывами и зонами поперечных дислокаций.

Основной элемент рудного поля — Миргалимсайская антиклинальная зона, прослеживающаяся в северо-западном (300—310°) направлении и отчетливо погружающаяся к юго-востоку, проявлена в виде пучка антиклинальных и синклиналиных складок. Центральное место в ней занимает Кенкольская антиклиналь второго порядка. С юго-запада она сопровождается Южной, а с северо-востока — Ансайской и Сонкульсайской антиклиналями. В ядрах Кенкольской и Ансайской антиклиналей, разграниченных Айналминской синклиналью, вскрываются аргиллиты корпешской пачки. Северо-восточное крыло антиклинальной зоны дислоцировано интенсивнее юго-западного: складки здесь круче, участками приближаются к изоклинальным, а залегание пород часто опрокинутое. Диагонально к северо-восточному крылу антиклинальной зоны реконструируется неглубокая надразломная синклиналь, развитая вдоль более ранней рудоконтролирующей конседиментационной структуры (жёлоба), которая отображается резким повышением мощностей отложений для периода формирования второй ленточной (рудной) пачки. Эта синклиналь сечется по шарниру продольным разрывом, названным Главным надвигом. Он, как и сама синклиналь, является отображением движений по погребенному разлому фундамента. Складчатые деформации в пределах антиклинальной зоны сопровождаются продольными тектоническими разрывами. Один из них (Южный надвиг) осложняет Южную, другие (Янос, Мухамед) — Северную антиклинали. Тектонические разрывы характеризуются падением к юго-западу, висячие блоки их взброшены. Традиционно считается, что амплитуда взбрасывания по Южному разлому достигает 1000 м, по Главному — сотни метров. За блоками рудоносных фаменских отложений Миргалимсайской антиклинальной зоны, разграниченными перечисленными разломами, закрепились собственные названия: Мухамед, Бирсекский, Северный, Сонкуль-

сайский, Центральный, Пологий, Западный, Южный и недавно выявленный Ансайский (рис. 30).

Поперечные (северо-восточные) зоны дислокаций относятся к типу скрытых вязких разрывов, проявляющихся в изменениях простираний осей складок с северо-западного на север-восточное, в образовании поперечных флексур и ундуляций шарниров основных складок. Зоны поперечных дислокаций выражаются не только в изгибании слоистости карбонатных отложений, они деформируют также плоскости более ранних тектонических разрывов общекаратауского направления. Самой крупной из них является Биресекская флексурная зона, являющаяся отображением в верхнепалеозойском структурном этаже правосдвиговых перемещений по захороненному разлому догерцинского фундамента. Она трассируется в северо-восточном (по азимуту 50°) направлении вдоль долины одноименной речки, деформируя все структуры Большого Каратау (рис. 30,А). В междуречье Баялдыр — Кантаги и далее к северо-западу проявляется целая система более мелких поперечных зон дислокаций, повторяющихся примерно через 1 км. Три из них (Баялдырская, Айналминская и Северо-Кенкольская) находятся на правобережье р. Баялдыр, две — в междуречье Баялдыр — Кантаги (рис. 30,А). Они, видимо, также образовались в результате движений по скрытым разломам догерцинского фундамента и представляют собой приразломные складки и перегибы.

Ряд исследователей (В. В. Овчинников и др.) считают Главный и Южный разрывы сопряженными левыми и правыми сдвигами, амплитуда смещения по которым оценивается в 2—3 км. Тогда продолжением Северо-Кенкольской поперечной зоны к северо-востоку от Главного надвига следует рассматривать зону, трассируемую вверх по течению р. Баялдыр. Первоначальное месторождение Сонкульсайской антиклинали при такой интерпретации было на 2—3 км северо-западнее настоящего, а структуры, занимавшие тогда место этой антиклинали, располагаются где-то южнее. Такая реконструкция дает основание надеяться на выявление новых блоков, несущих промышленное оруденение на юго-восточном и северо-западном флангах рудного поля, на дальнейшее расширение перспектив его рудоносности.

Рудоносная вторая ленточная пачка, вмещающая в рудном поле все практически значимое цинково-свинцовое оруденение и значительную часть баритового, выделяется на фоне карбонатного разреза тектурно-литологической неоднородностью и повышенной концентрацией углеродистого вещества, закисных форм марганца и железа (табл. 2). Она расчленяется на 12 литологических подпачек, вмещающих три пластообразные согласно залегающие рудные залежи — Основную, Промежуточную и Параллельную. Максимальные мощности второй ленточной пачки (13,5 м, местами до 20—25 м) устанавливаются в пределах относительно узкой, очевидно, конседиментационной структуры северо-западного простирания, примыкающей с юго-запада к зоне Главного (Ансайского) разлома и получившей название осевой зоны рудоносной площади. В ее пределах рудные тела сливаются в единую монобаритовую залежь (рис. 30,В). К северо-востоку и юго-западу от осевой зоны мощности пачки сокращаются до 5—7 м. При этом утончаются мощности всех подпачек.

Основная рудная залежь занимает объем шести нижних подпачек тонко- и грубослоистых доломитов и примыкающих к ним верхних слоев ячеистой пачки. Она прослеживается по всему рудному полю. В ней

сконцентрированы основные запасы бария, цинка и свинца. Параллельная залежь включает самые верхние подпачки доломитов. Для нее характерно умеренное и бедное просечково-вкрапленное свинцово-цинковое оруденение, более бедное на флангах месторождения. Промежуточная залежь, представленная перемежающейся и верхнеслоистой подпачками доломитизированных известняков, несет лишь убогую, главным

Таблица 2. Содержание органического вещества, закисного марганца и железа в карбонатных отложениях Миргалимсайского рудного поля, % (по данным В. И. Фомичева, Е. С. Зорина, С. Е. Колотухиной, А. В. Тарасова и материалам комбината «Ачполиметалл»)

Пачка	Органическое вещество			Закисное железо и марганец		
	<i>n</i> *	<i>C</i> ** _{орг}	<i>C</i> _{битум}	<i>n</i>	<i>C</i> _{Mn2+}	<i>C</i> _{Fe2+}
Первая перемежающаяся	2	0,09	0,012	19	Не обн.	0,29
Искристая	2	0,10	0,016	10	Не обн.	0,26
Базальная	1	0,08	0,020	12	0,05	0,54
Верхняя ленточная	2	0,08	0,024	19	0,06	0,20
Верхняя комковатая	2	0,09	0,016	39	0,06	0,18
Плитчатая	3	0,17	0,013	28	0,10	0,65
Средняя комковатая	5	0,16	0,012	42	0,22	0,82
Вторая ленточная	157	0,30	0,018	72	1,04	1,38
Ячеистая	6	0,15	0,024	23	0,33	0,61
Первая ленточная	6	0,17	0,031	16	0,24	0,55
Нижняя комковатая	6	0,14	0,024	21	0,21	0,42
Доломитовая	—	—	—	2	0,19	0,40

* *n* — количество анализов.

** *C* — среднее содержание компонента.

образом просечковую сульфидную минерализацию. Промышленное оруденение в ней развито на площади, значительно меньшей, чем в Параллельной залежи. Складывается впечатление, что свинцовое оруденение на уровне Основной и Параллельной залежей появляется к северо-востоку и юго-западу от Осевой зоны, обрамляя монобаритовое ядро.

Литологическую основу второй ленточной пачки составляет илистый, доломитовый и микритовый материал с дисперсностью частиц менее 0,01 мм. Тонкослоистые подпачки содержат повышенный объем глинистого и органического материала, распределение которого обуславливает четкие слоистые текстуры. В переменном количестве присутствуют зерна кластогенного кварца, остатки фауны (криноидеи, брахиоподы, мшанки, фораминиферы, гастроподы и др.), флоры (высшие водоросли) и продуктов их жизнедеятельности (пеллеты, семена). В составе пачки по мере приближения от флангов к осевой зоне известняки и доломитистые известняки постепенно замещаются доломитами, а последние — баритами. Тонкослоистые подпачки в целом более доломитистые, чем массивные и грубослоистые.

Характерной особенностью месторождения Миргалимсай является повышенная марганцовистость второй ленточной рудной пачки. Среднее содержание закиси марганца в ней составляет 1,04%, достигая в отдельных обогащенных участках 4—6%. Вверх и вниз от нее происходит резкое

обеднение карбонатных отложений марганцем соответственно до 0,05—0,10 и 0,19—0,24%. Лишь в подстилающей ячеистой и перекрывающей средней комковатой подпачках количество элемента несколько увеличено (табл. 2). Участки повышенной концентрации закисных форм марганца, а также железа приурочены в рудной пачке к северо-западной зоне, пространственно совпадающей с площадью развития галенитовых

Таблица 3. Содержание марганца и органического углерода в рудных залежах второй ленточной пачки месторождения Миргалимсай по блокам (материалы комбината «Ачполиметалл» и В. И. Фомичева)

Рудная залежь	Подпачка	Южный		Пологий		Северный		Центральный	Сонкульсайский	Мухамед
		С _{Мп}	С _{орг}	С _{Мп}	С _{орг}	С _{Мп}	С _{орг}	С _{Мп}	С _{Мп}	С _{Мп}
Параллельная	Нижняя плитчатая	1,02	0,20	—	—	0,92	—	1,20	0,49	0,82
	Грубослоистая	1,09	0,32	4,68	0,19	1,22	—	1,37	0,46	0,86
Промежуточная	Верхняя слоистая	0,60	0,70	4,0	0,51	1,62	—	1,36	0,39	0,72
	Перемежающаяся	0,68	0,16	—	0,03	—	—	1,56	0,78	0,85
	Верхняя массивная	2,20	0,26	—	—	0,67	0,16	0,57	1,18	0,66
Основная	Верхняя ленточная	1,74	—	2,84	0,27	0,31	0,34	1,53	0,98	0,72
	Средняя массивная	2,09	0,35	3,92	0,27	0,69	—	1,54	0,89	0,72
	Средняя ленточная	1,27	0,32	2,76	0,46	0,45	0,48	1,29	0,58	0,81
	Нижняя массивная	1,06	0,25	2,24	0,23	0,16	0,28	1,46	0,50	0,65
	Нижняя слоистая	1,63	—	—	—	0,48	0,71	1,20	—	—

и барит-галенитовых руд. К юго-западу и северо-востоку от нее отмечается обеднение пород марганцем. В самой рудной пачке обогащены марганцем нижняя, реже центральная и верхняя части. Марганец в породах присутствует в виде мангананкерита.

Карбонатным породам второй ленточной пачки свойственна незначительная обогащенность углеродистым материалом. Содержание органического вещества в ней варьирует от 0,18 до 1,1%, иногда до 2,2, в среднем составляя 0,30%. Более высокая концентрация органического углерода отмечена в центральной и северной частях рудного поля. Здесь распределение углеродистого материала в литологически разнородных породах пачки также неравномерное. Относительно обогащены верхняя слоистая, ленточная и нижняя слоистая и обеднена перемежающаяся подпачки (табл. 3). В перекрывающих и подстилающих вторую ленточную пачку отложениях среднее содержание органического вещества не превышает 0,08—0,17% (см. табл. 2). Углеродистый материал тонко рассеян в доломитах и известняках, а также образует мелкие включения и пленки, обрамляющие обломки развальцованной породы. В незначительном количестве (0,004—0,024%) в карбонатных отложениях присутствуют битумоиды А и С. На их долю приходится от 1 до 7,9% общего количества органического вещества. В состав растворимых

битумоидов входят, по данным люминесцентно-битуминологического анализа, смолы (35—70%), масла (5—50%) и асфальтены (25—45%). По В. И. Смирнову и др. [1972], нерастворимая часть органического материала представлена высокометаморфизованными битумами типа керитов.

Вторая ленточная пачка характеризуется неповторимыми текстурными особенностями. В плитчатых подпачках широко распространены слоистая, ленточная, полосчатая, а в массивных — оолитовая, псевдооолитовая и конкреционная текстуры. Оолиты и пизолиты, имеющие размеры от долей до первых единиц миллиметров, сложены микритовым материалом и характеризуются концентрически-слоистым, иногда радиально-лучистым строением. Зональность определена проявлением гематитсодержащих и обогащенных органическим веществом пиритсодержащих оболочек. Псевдооолиты представляют собой комочки, сгустки структурно не преобразованного микритового материала. Оолиты и псевдооолиты преобладают в массе породы. Они цементируются тонкодисперсным глинисто-карбонатным материалом или кристаллически-зернистыми агрегатами доломита и барита, замещающими даже микритовый материал ядер оолитов и псевдооолитов. По мере приближения к осевой зоне возрастает доля цемента, а в его составе — количество барита.

Слоистые, ленточные и полосчатые текстуры на флангах рудного поля обусловлены наличием слойков карбонатного состава, контрастность границ которых подчеркивается скоплениями глинистого и углеродистого материала. По мере приближения к осевой зоне появляются обогащенные скоплениями баритовых зерен слойки, эволюционирующие далее в одиночные, чередующиеся с карбонатными монобаритовые слойки и их пакеты. Они широко распространены в осевой зоне, где на отдельных участках перемежаются с кремнистыми слойками, содержащими включения гематита.

От флангов рудного поля к осевой зоне в дополнение к углеродисто-глинистым скоплениям по границам слойков в возрастающем количестве появляется вкрапленность сульфидов цинка, свинца и железа. В чередующихся баритовых и баритсодержащих карбонатных слойках общее количество сульфидов достигает максимума: их скопления по границам слойков нередко выглядят уже как автономные сульфидные слойки. В осевой, обогащенной баритом зоне общее количество сульфидов резко сокращается. Главным, а затем и единственным среди них становится пирит. Кроме вкрапленных и послойно-вкрапленных развиты прожилковые и просечковые текстуры руд. Они обусловлены появлением эпигенетических трещин и просечек, пересекающих густой сетью слойки и их пакеты.

Основными рудными минералами являются барит, галенит и сфалерит, второстепенными — пирит и марказит. Изредка встречаются халькопирит, халькозин, кубанит, арсенопирит. К числу редких относятся сульфосоли меди (тетраэдрит, теннантит, фаматинит, фрейбергит, энаргит, сульванит) и свинца (геокронит-иорданит, буланжерит, бурнонит). Еще реже отмечаются аргентит, самородное серебро, а также его сульфоантимониты и сульфоарсениты — полибазит, стефанит, пирсеит, а в зоне окисления — кераргирит и штроейерит. С баритом ассоциируют гематит, кварц, флюорит, витерит. Из нерудных минералов широко распространены доломит, кальцит, в меньшей степени — анкерит и мангананкерит. С. А. Юшко [1969] выделяет на месторождении Миргалим-

сай шесть минеральных ассоциаций, отражающих шесть стадий рудообразования.

Цинково-свинцово-бариевое оруденение характеризуется отчетливо проявленной зональностью. В осевой зоне рудного поля выявлено на всю мощность второй ленточной пачки баритовое оруденение, образующее центральное монобаритовое ядро с содержащим сульфата бария 30—60%, местами 70—80%. Оно прослеживается в северо-западном направ-

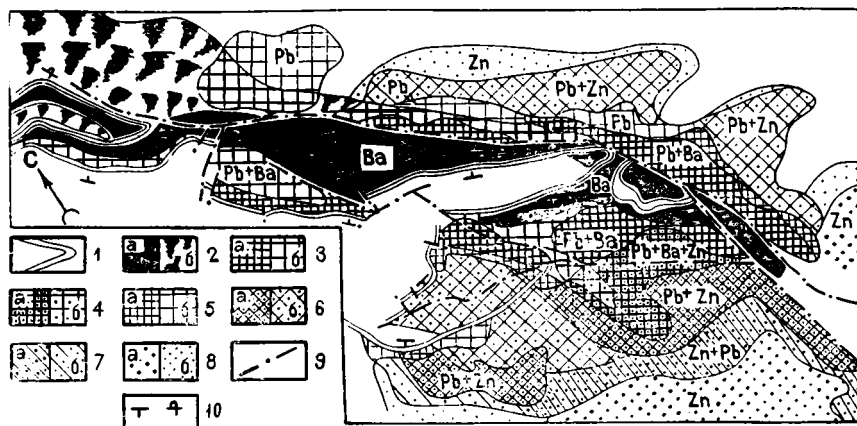


Рис. 31. Зональность оруденения второй ленточной пачки месторождения Миргалимсай. Составил В. И. Фомичев по материалам Ачисайского комбината:

1 — выходы второй ленточной пачки на дневную поверхность; 2—8 — зоны развития рудной минерализации (а — интенсивно, б — слабо проявленной): 2 — монобаритовая, 3 — барит-галенитовая, 4 — барит-галенит-сфалеритовая, 5 — галенитовая, 6 — сфалерит-галенитовая, 7 — галенит-сфалеритовая, 8 — сфалеритовая; 9 — разрывные нарушения; 10 — элементы залегания пород

лении вдоль осевой зоны на протяжении 11 км. К северо-востоку и юго-западу баритовое оруденение постепенно выклинивается, стягиваясь к центральной части разреза пачки. Ширина ленты монобаритовых руд нарастает с юго-востока на северо-запад с 200 до 600—700 м и более. Монобаритовое ядро обрамляется с северо-востока и юго-запада барит-галенитовой зоной (рис. 31). Концентрация свинца в ней достигает 3—4% при содержании барита 15—20%. Далее к северо-востоку и юго-западу содержание барита резко снижается и галенит-баритовая зона сменяется сфалерит-галенитовой. В ней после затухания баритовой минерализации возрастают абсолютное содержание и относительная доля цинкового оруденения по сравнению со свинцом, отчетливо выраженные на юго-восточном фланге месторождения. Максимум распространения пиритовой минерализации, с которой коррелируется распространение серебра, тяготеет к переходной зоне между баритовым и свинцовым оруденением (см. рис. 30,В).

Таким образом, монобаритовые фации руд на месторождении по латерали как бы обрамляются свинцовыми, а последние — цинковыми. К сожалению, плохо диагностируемые визуально цинковые руды, а в отдельных блоках и монобаритовые остались должным образом не изученными. Месторождение разведывалось как свинцовое, цинк не учитывался как полезный компонент, поэтому оконтуривание рудного тела в плане и в разрезе велось по бортовому содержанию свинца. По-видимому, в контур залежи не попали существенно цинковые руды.

Руды месторождения отличаются повышенной сереброносностью. Наиболее обогащены серебром рудные тела западного фланга Северного блока в клине между Главным разломом и сопрягающимся с ним взбросом Мухамед. В целом высокие концентрации серебра приурочены к осевой баритовой зоне месторождения, где локализуются в зальбандах монобаритовой залежи. К северо-востоку и юго-западу от нее отмечается резкое обеднение залежей серебром.

Вторым промышленно важным уровнем локализации стратиформного оруденения в рудном поле (на сегодняшний день — только баритового) является граница переходной и доломитовой пачек (см. рис. 30). Будучи расположенным по разрезу на 100—150 м ниже второй ленточной пачки, этот уровень практически не затронут разведочными работами и очень слабо изучен. Здесь проявлены стратифицированные залежи монобаритовых, практически повсеместно брекчированных руд, залегающих то в доломитах, то в известняках. Мощность тел варьирует от 3—4 до 6—8 м, редко более. В брекчиях кроме белых, кристаллически-зернистых скоплений барита часто отмечаются крупные (десяtkи сантиметров) обломки баритов тонкослоистой текстуры, напоминающие слоистые разности монобаритовых руд второй ленточной пачки. Свинцово-цинковое оруденение на этом уровне пока не обнаружено. В Северном блоке, в зальбандах залежи, при снижении концентраций барита до 10—20% наблюдается галенитовая минерализация. Содержание свинца в таких участках местами достигает 0,5—0,8%. Пластовые баритовые залежи сопровождаются системой прожилков и жильных тел барита, особенно многочисленных в перекрывающей доломитовой пачке и нигде не расходящихся цемент брекчий.

Монобаритовая фация этого стратоевня распространена по сравнению со второй ленточной пачкой много шире и выходит за пределы Миргалимсайского рудного поля. На поверхности она наиболее полно обнажается в крыльях Кенкольской антиклинали. Здесь около 50% ее выходов содержат промышленно значимые скопления баритовых руд. На глубоких горизонтах они прослеживаются в блоках Мухамед и Северный, частично в Центральном. Выходы монобаритовых руд стратоевня зафиксированы в бортах Конкульсайской и ядре Кантагинской антиклиналей. Баритовые залежи пересечены рядом скважин в северном крыле Ансайской, в ядре и на западном крыле Косуирьской антиклиналей. Местами залежи барита прослеживаются непрерывно на протяжении сотен метров и, по-видимому, имеют характер протяженных линз.

По предварительным данным, мощности баритовых залежей возрастают по мере приближения к осевой зоне рудного поля.

Ряд исследователей (Е. С. Зорин, Г. Е. Шинкарев) считают брекчированные залежи барита пудинговыми конгломератами. Нам представляется более правдоподобным предположение об их тектоническом происхождении в литифицированном карбонатном разрезе. Повышенная брекчированность баритовых залежей этого стратоевня, как и интенсивная дислоцированность аргиллитов корпешской пачки, от которой они отстоят всего на 20—30 м, связывается с тектоническим срывом карбонатного чехла с песчаников тюлькубашской свиты. В целом, даже при слабой изученности, устанавливается определенное сходство монобаритовых залежей этого стратоевня и второй ленточной пачки.

В ходе работ, проведенных в последние годы в Миргалимсайском рудном поле, в районе осевой зоны второй ленточной пачки рядом

скважин и горными выработками вскрыты участки сопряжения стратиформных залежей и рудовмещающих зон повышенной проницаемости. В пределах последних доломитовый и второй ленточный стратоеуровни соединены зонами прожилково-вкрапленного оруденения, а в самих рудоносных пачках фиксируется наиболее богатое монобаритовое оруденение.

На сегодня вторая ленточная пачка была и остается ведущей по запасам барита и свинца. Вместе с тем есть все основания считать, что не менее интересным в практическом отношении будет оруденение поддоломитового уровня. С учетом линейности рудное поле выглядит неоконтуренным с северо-запада и юго-востока, и перспективы его могут быть существенно увеличены за счет этих флангов.

Месторождение Кантаги

Месторождение расположено на юго-восточном фланге Миргалимсайского рудного поля, на правом берегу р. Кантаги. Рудное поле сложено глинисто-доломит-известняковыми отложениями фамена, расчленяющимися по литологическому составу и структурно-текстурным особенностям на аналогичные с Миргалимсайским месторождением пачки (рис. 32). Свинцово-цинковое оруденение локализуется во второй ленточной и ячеистой, а также частично в нижней ленточной и средней комковатой пачках. Минерализованные известняки интенсивно доломитизированы и почти полностью замещены эпигенетическим доломитом.

Месторождение приурочено к северному крылу Кантагинской антиклинали, осложненному серией секущих северо-западных и широтных, а также субсгласных разрывов. Наиболее крупным из них является Рудный разлом, контролирующий совместно с сопряженной с ним системой трещин проявление оруденения. Амплитуда смещения по нему составляет 15—20 м.

Основное промышленное тело — Главная залежь — представляет собой внутриластовый штокверк, развитый во второй ленточной пачке в зоне Рудного разлома (рис. 32). К северо-

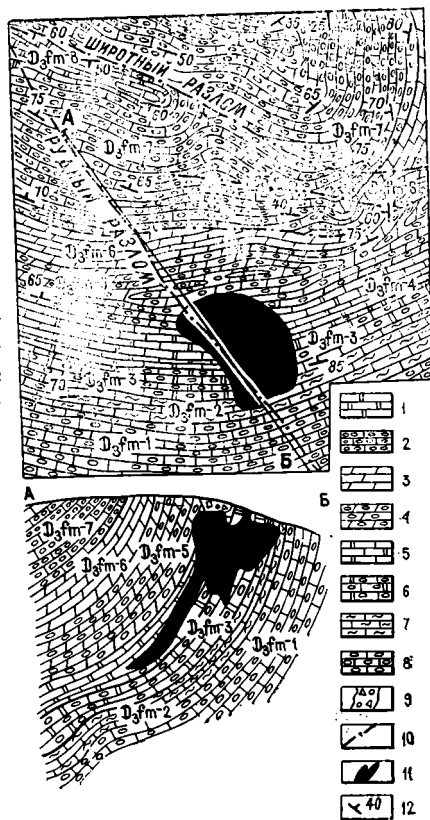


Рис. 32. Геологическая карта и разрез месторождения Кантаги. Составил Ф. Я. Валеев по материалам Ачисайского комбината:

1—8 — стратифицированные карбонатные образования (пачки) фамена: 1 — верхняя ленточная, 2 — верхняя комковатая, 3 — плитчатая, 4 — средняя комковатая, 5 — вторая ленточная с убогой свинцово-цинковой минерализацией, 6 — ячеистая, 7 — первая ленточная, 8 — нижняя комковатая; 9 — границы литостратиграфических подразделений; 10 — тектонические нарушения; 11 — проекция рудного тела; 12 — залегание пород

востоку от него в ячеистую пачку вдоль системы субсогласных трещин отходит ответвление, названное «Гусиной шей».

Руды до глубины 40 м окислены. Выделены три разновидности руд: 1) богатые, крупно- и мелкокристаллические, отчасти почти сплошные агрегативные; 2) полосчатые тонкослоистые, преимущественно сфалеритовые; 3) бедные вкрапленно-прожилковые. В зонах дробления и смятия карбонатных пород руды имеют четкое брекчиевидное сложение.

Наиболее распространенные минералы сульфидных руд — сфалерит, пирит, в меньшей степени — галенит. Пирит повсеместно рассеян в незначительном количестве в виде вкрапленной примеси. Основным нерудным минералом является доломит, метасоматически замещающий известняк. Доломит поздних генераций образует совместно с кварцем и кальцитом тонкие прожилки. Слабо развит барит, встречающийся в виде прожилков, а также гнезд и вкраплений в эпигенетических доломитах. Окисленные руды представлены смитсонитом, каламином и церусситом. Значительно менее распространены англезит, очень редки малахит, азурит и скородит. Как сульфидные, так и окисленные руды отличаются высокой концентрацией цинка и свинца. Для них характерны повышенная марганцовистость (0,4—1,3%), железистость (0,9—7,4%) и фосфорность (0,9—2,3%). Элементы-примеси — серебро, кадмий (0,003—0,28%), мышьяк (0,04), ванадий (0,08—0,2%).

Рудопроявление Тюетас

Рудопроявление расположено севернее месторождения Миргалимсай. Оно приурочено к северо-восточному крылу Тюетасской синклинали (рис. 33), осложняющей Кызылатинскую антиклиналь. Падение по-

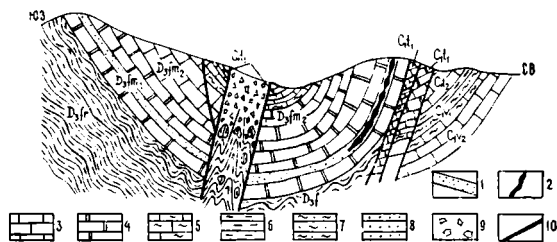


Рис. 33. Геологический разрез рудопроявления Тюетас. Составлен Ф. Я. Валеевым по материалам Ачисайского комбината:

1 — зоны свинцово-цинковой минерализации; 2 — рудные тела; 3 — известняки; 4 — доломиты; 5 — мергели; 6 — аргиллиты; 7 — алевролиты; 8 — песчаники; 9 — брекчия аргиллитов; 10 — разрывные нарушения

род крутое, юго-западное, под углом 60—70°. На участке широко развиты нарушения преимущественно северо-западного направления. Самыми крупными из них являются Баялдырский субглубинный разлом длительного развития и Ормакский взброс.

Цинково-свинцовое оруденение прожилково-вкрапленного типа локализуется в тонкослоистых брекчированных доломитах второй пачки джилагатинского горизонта фамена, резко выделяющейся среди других пород черным цветом, сильным искристым блеском и среднезернистой структурой. Мощность ее 20—40 м.

Скважинами подсечены два субсогласных маломощных линзовидных рудных тела. Рудная минерализация наблюдается в виде тонкой неравномерной вкрапленности и различно ориентированных прожилков,

местами густо пронизывающих вмещающие доломиты. Мощность рудных прожилков от долей до 3—4 мм при длине от долей до 4—5 см. Главный рудный минерал — галенит, реже встречаются сфалерит и пирит, из окисленных преобладают церуссит, англезит, смитсонит и гидрокислы железа. Жильные минералы — кальцит, доломит, анкерит, мангананкерит и кварц. Рудовмещающим доломитам свойственна повышенная марганцовистость. Основные элементы-примеси — серебро, кадмий и ванадий.

Вторая рудоносная пачка тонкослоистых доломитов слабо изучена. Благоприятны для выявления слепых рудных залежей осевая часть и юго-западное крыло Тюетасской синклинали.

Углеродисто-кремнисто-известняково-доломитовый свинцово-цинковый тип (шалкиинский)

Шалкиинский тип характеризуется стратиформным оруденением, приуроченным к горизонтам углеродисто-кремнисто-карбонатных пород. Рудоносными являются пачки, сложенные чередующимися слоями доломита, известкового доломита, доломитового известняка и фтанита. Встречаются редкие маломощные прослои туффитов. Рудные минералы (пирит, сфалерит, галенит) образуют тонкую пылевидную вкрапленность в породах или слойки мощностью до 1—2 см. Промышленная минерализация отчетливо тяготеет к так называемым ритмитам, для которых характерно равномерное переслаивание карбонатных и фтанитовых слоев. Самое интенсивное оруденение связано с участками развития брекчий подводного обрушения. Отношение свинца и цинка в рудах колеблется от 1 : 2 до 1 : 10, составляя в среднем 1 : 3. Форма рудных тел пластовая. Рудоносные отложения весьма слабо метаморфизованы. Рассмотренный тип имеет важное промышленное значение, характерными представителями его являются месторождения Шалкия и Талап.

Месторождение Шалкия

Месторождение расположено в северо-западной части хр. Большой Каратау. В его геологическом строении участвуют песчаники и алевролиты тюлькубашской свиты (средний — верхний девон, более 800 м) и согласно перекрывающие их карбонатные отложения, подразделяемые на фаменские (около 700 м) и каменноугольные (более 2000 м). Аргиллиты корпешской пачки (фран), разграничивающие карбонатные и терригенные толщи, практически повсеместно превращены в брекчию, мощность которой меняется от участка к участку, достигая многих десятков метров. В наиболее полных и представительных разрезах основания карбонатной толщи различаются следующие пачки известняков (снизу вверх): тонкослоистые сильно углефицированные (80—120 м); переслаивающиеся комковатые и комковато-слоистые (200—240 м); тонкослоистые (около 200 м); рудная пачка (80—140 м); слоистые с прослоями кремней (более 200 м).

На площади месторождения проявлены немногочисленные дайки слюдяных лампрофиров, близких к керсантитам. Они слагают крутопадающие тела мощностью до нескольких метров в зонах разрывов, продольных по отношению к складкам общекаратауского, северо-западного, направления. Эти дайки пострудные; они четко пересекают рудные залежи. Абсолютный возраст слюдяных лампрофиров 210—220 млн. лет (ранний — средний триас).

В отложениях карбонатной формации месторождения широко распространены тела кластических даек, имеющие облик брекчий с цементом из тонко измельченного зеленого аргиллитового материала, подвергшегося хлоритизации, пиритизации и серицитизации. Многочисленные обломки представлены аргиллитами корпешской пачки, тюлькун-башскими песчаниками и вмещающими карбонатными породами. Их размеры колеблются от долей до первых сантиметров. Брекчии, слагающие кластические дайки, очень похожи на таковые, развивающиеся по аргиллитам корпешской пачки, и, очевидно, имеют с последними непосредственную связь. Они представляют собой инъекции, протрузии брекчированного материала в зоны разрывов, проникающие в карбонатный разрез на сотни метров.

Характерным структурным элементом района является Акуюкская синклиналь (рис. 34). Кроме этой складки, картирующейся на протяжении около 40 км, к юго-западу, под чехлом мезозоя — кайнозоя, параллельно ей намечаются Кызылсайская антиклиналь и смежная с ней Бактысайская синклиналь. На значительном протяжении они имеют формы, близкие к изоклинальным, и даже опрокинуты к юго-западу. Их смежное крыло осложнено разрывом, первоначально крутопадающим, который пересекал под острым углом шарнир антиклинали и на площади месторождения переходил на ее северо-восточное крыло. По этому разрыву, вероятно, происходили значительные по масштабам правосторонние сдвиговые перемещения, а затем он эволюционировал во взброс и даже взбросо-надвиг (Центральный надвиг площади месторождения). Падая полого к северо-востоку, он разграничивает аллохтонные блоки пород карбонатной формации, принадлежащие структурам Акуюкской синклинали, и автохтонные, располагающиеся северо- и юго-западнее юго-западного крыла Бактысайской синклинали. Северо-восточное крыло Бактысайской синклинали на площади месторождения практически повсеместно срезано зоной надвига.

Месторождение целиком вписывается в протяженный, продольный к структурам северо-западного простирания, самый погруженный автохтонный блок, вмещающий призмковую часть Бактысайской синклинали. Только в нем сохранился разрез рудовмещающей пачки, имевшей в начальный период своего развития значительно большее площадное распространение. Юго-западной границей блока служит Главный взброс — крутопадающий разрыв, в зоне которого расшифровывается опрокинутая к северо-востоку лежащая синклинальная складка. Опрокинутое крыло этой складки срезается Центральным надвигом. В юго-восточной части месторождения это крыло сохранилось более полно. Примерно в центральной части блока трассируется продольная, симметрично построенная Рудная синклиналь, глубина которой достигает 200—300 м. Углы падения пород на ее крыльях 30—40°. Рудная синклиналь предположительно является унаследованной конседиментационной троговой структурой, а фрагменты опрокинутой синклинали вдоль зоны Северо-Восточного сброса — шарниром Бактысайской синклинали, развившейся в целом унаследованно от этого трога.

Рудоносный блок выходит на дневную поверхность на северо-западном замыкании структур Акуюкской синклинали, в подошве Центрального надвига. Отсюда под углом 15—20° он погружается к юго-востоку и, по данным бурения, прослеживается под юго-западным крылом Акуюкской синклинали на глубине 500—1000 м от поверхности, имея «слепой» характер. Местоположение шарнира Бактысайской синклина-

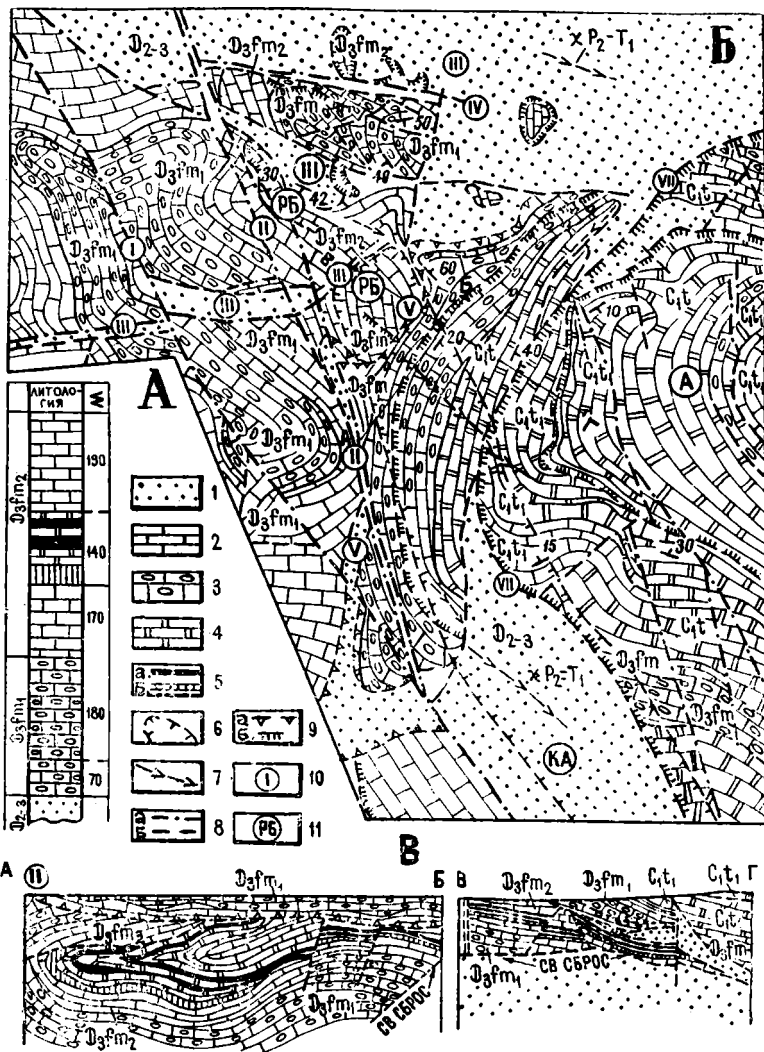


Рис. 34. Стратиграфическая колонка (А), геологическая схема (Б) и разрезы (В) месторождения Шалкия. Составлена В. В. Овчинниковым, В. Н. Хижняком с использованием материалов А. Аганясяна и Е. С. Осанова;

1 — песчаники, алевролиты и аргиллиты тюлькубашской свиты; 2 — слоистые известняки; 3 — комковатые узорчатые известняки; 4 — доломиты; 5 — уровни оруденения и рудные тела: а — установленные промышленно-значимые, б — потенциально промышленно-значимые; 6 — проекция рудных залежей на поверхность; 7 — дайки щелочных лампрофиров; 8 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 9 — надвиговые швы: а — Центральный надвиг, б — прочие надвиги; 10 — разрывные нарушения: I, II — Главные (две его ветви), III — Шалкинский, IV — Северный, V — Центральный надвиг, VI, VII — Огузмуякский I и II; 11 — складчатые структуры: А — Акуюкская синклиналь, РБ — рудовмещающий блок, КА — Кызылсайская антиклиналь

ли (по подошве рудной пачки) в плане практически совпадает с осевой частью Акуюкской синклинали или смещено к ее юго-западному крылу. Юго-западнее зоны Главного взброса часть разреза, вмещающая рудную пачку, срезана зоной Центрального надвига.

По данным разведочных работ, рудовмещающий блок рассечен

системой поперечных и диагональных разрывов северо-восточного и западно-северо-западного простирания. Первые проявлены с периодичностью около 400—500 м. По ним намечаются правосторонние сдвиговые перемещения, амплитуды которых оцениваются во многие десятки метров. Суммарное правостороннее смещение автохтонных структур в северо-западной части площади по разломам этой системы оценивается в 1,5—2 км. Наиболее четким разрывом этой системы является Шалкинский разлом, ограничивающий рудовмещающий блок в выходах на дневную поверхность с северо-запада. Система блоков, располагающаяся северо-западнее этого разлома, поднята на 200—300 м, и рудная пачка там почти полностью размыта. Зоны описанных разрывов крутопадающие и практически повсеместно вмещают тела аргиллитовых брекчий. В автохтонных структурах они проявлены четко, в аллохтонных не прослеживаются.

Оруденение в разрезе рудовмещающей пачки размещено многоярусно. Оно локализуется в узком стратиграфическом интервале мощностью в несколько десятков метров. Возраст рудовмещающих отложений трактуется по-разному, в зависимости от понимания структуры месторождения и положения границы фамена и турне в разрезах карбонатной формации района.

Первые исследователи, считавшие разрез карбонатной формации на площади месторождения практически непрерывным (В. Ш. Агасян, Е. С. Оспанов), и их последователи (Е. С. Зорин, Г. Е. Шинкарев и др.) относили рудовмещающую пачку к верхам джилагантинского и частично к основанию жанкурганского горизонтов, выделенных В. В. Эзом в кызылатинской фации разреза фамена в северо-западной части Центрального Каратау. Мощность фамена на месторождении, по их оценкам, достигала 1500 м и более, а рудовмещающую пачку они помещали в центральной части этого разреза или включали только в его нижнюю половину.

В. В. Овчинников, Д. И. Козенюк и В. Н. Хижняк, обосновавшие по литологическим признакам сдвоенность разрезов на месторождении по зоне Центрального надвига, развили представление об изохронности рудоносных осадков Шалкии и Бурабай-Жалгызгагашского месторождения, расположенного на юго-западном крыле Акуюкской синклинали. Опираясь на прежние представления о положении границы фамена и карбона, они высказали предположение о раннетурнейском возрасте рудоносной пачки Шалкии.

М. М. Марфенкова [1985], впервые охарактеризовавшая возраст карбонатного разреза Шалкинского месторождения по микропалеонтологическим (фораминиферы) данным, подтвердившим его сдвоенность, а также уточнившая, «поднявшая» примерно на 300 м границу фамена и турне в Акуюкской синклинали, считает, что рудоносная пачка Шалкии принадлежит к средней части разреза жанкурганского горизонта, т. е. к средней части верхнего фамена. Эти данные в целом совпадают с результатами определения конодонтов.

Вещественный состав рудной пачки в автохтонном залегании детально изучен Т. В. Казанковой и В. А. Левченко [1978]. В отличие от подстилающих и перекрывающих отложений, представленных в основном известняками, разрез продуктивной пачки характеризуется преобладанием доломита и кварца над кальцитом, постоянным присутствием заметных количеств железа, алюминия, свинца, цинка и органического углерода. В нем выделяются шесть подпачек (снизу вверх):

1. Подпачка нижних пиритовых ритмов. Мощность 10—30 м. Сложена глинисто-кремнисто-доломитовыми ритмами с прослоями темно-серых доломитов мощностью 10—50 см. Присутствуют слойки пирита мощностью от долей до 3—4 мм, отмечается бедная послойная вкрапленность сфалерита и галенита. Содержит редкие слойки туффитов и седиментационных брекчий.

2. Подпачка нижних серых доломитов. Мощность 5—30 м. Характерно грубое переслаивание темно-серых тонко- и мелкозернистых и серых средне- и крупнозернистых массивных доломитов. Встречаются прослойки темно-серых тонкозернистых массивных известняков. Подпачка четко фиксируется повышенным кажущимся сопротивлением и является маркирующей при выделении почвы Нижнего рудного тела.

3. Подпачка средних продуктивных ритмов (Нижнее рудное тело). Мощность 5—20 м. Ритмы углеродисто-глинисто-кремнисто-доломитовые с послойной вкрапленностью пирита, сфалерита, галенита и тонкими (от долей до 1—2 мм) рудными слойками. Встречаются прослойки темно-серых тонкозернистых доломитов мощностью 10—15 см, маломощные прослойки седиментационных брекчий, не занимающие определенного положения в разрезе, одиночные прослойки туффитов и туфов среднего состава.

4. Подпачка доломитов. Мощность 3—15 м. Серые и темно-серые массивные и слоистые доломиты и их брекчий. В средней части разреза часты прослойки ритмов и их брекчий, не выдержанные по мощности и не занимающие строгого положения в разрезе. К ритмам и их брекчиям приурочено оруденение того же характера, что и в подпачке 3.

5. Подпачка верхних продуктивных ритмов (Верхнее рудное тело). Мощность 5—20 м. Сложена углито-кремнисто-доломитовыми ритмами, седиментационными брекчиями, содержит слои темно-серых мелкозернистых массивных доломитов и единичные слойки туфов и туффитов. Оруденение послойно-вкрапленное в ритмах и брекчиях.

6. Подпачка черных и темно-серых доломитов. Мощность от 2—3 до 30—40 м. Это слоистые доломиты с очень редкими прослоями седиментационных брекчий. Промышленного оруденения не содержит. В настоящее время объединяется с подпачкой 5 (как верхняя часть ее разреза).

В аллохтонном залегании часть разреза, эквивалентная рудовмещающей пачке, сложена доломитами. В них также намечаются пачки, обогащенные прослоями и желваками кремней, однако в целом это значительно более грубослоистый разрез и рудная минерализация в нем гораздо беднее. М. М. Марфенкова склонна различать в фамене аллохтонную кызылатинскую и автохтонную шалкиинскую фации. При идентичности состава разрезов, подстилающих рудную пачку в автохтоне и аллохтоне, такое решение вряд ли обоснованно, хотя говорить о различиях рудоносной пачки в автохтоне и изохронной части разреза аллохтона можно и нужно. Есть основания предполагать, что они сближены тектонически и первоначально располагались не ближе 3—4 км.

Рудная минерализация выявлена во всех разностях пород продуктивной пачки; промышленное оруденение приурочено к подпачкам 3 и 5 — к средним и верхним продуктивным ритмам. На месторождении только в автохтонном рудовмещающем блоке выделены два основных рудных тела — Нижнее и Верхнее. Нижнее занимает почти всю подпачку 3, а Верхнее обособляется в нижней половине разреза подпачки 5. Достаточно четко совмещены с границами соответствующих подпачек

подошвы обоих рудных тел и кровля Нижнего тела. В кровле Верхнего тела оруденение затухает постепенно, и верхняя граница этого тела устанавливается по опробованию.

Оба рудных тела имеют пластовую форму и характеризуются значительной протяженностью по падению и простиранию, они смяты в складки и осложнены разрывами вместе с вмещающими породами.

Все руды месторождения относятся к одному свинцово-цинковому типу с преобладанием цинка над свинцом. Отношение свинца к цинку колеблется от 1 : 20 до 1 : 2, сложно меняясь по площади месторождения. Наиболее обогащена свинцом часть рудовмещающего блока, в первом приближении совпадающего с Рудной синклиналью и ее северо-восточным крылом, где наблюдаются и повышенные мощности рудных тел (и рудных пачек). К северо-востоку и юго-западу наблюдается относительное обогащение рудных тел цинком при общем снижении суммы свинца и цинка. Наиболее обеднены свинцом опрокинутые, примыкающие к зоне Центрального надвига рудные тела в юго-западной и, очевидно, северо-восточной частях рудовмещающего блока.

Соотношение свинца и цинка сложно, но закономерно меняется и в поперечных разрезах рудных тел. На фоне многопорядковых качественно однотипных элементов неоднородностей наблюдается абсолютное и относительное обогащение свинцом центральных частей рудных тел, а цинком — кровли и почвы.

Нижнее тело по содержанию полезных компонентов в 1,5 раза богаче Верхнего. Содержание железа в рудах незначительное и вполне согласуется с их низкой пиритностью. Лишь в подпачке 1 (в нижних ритмитах) с непромышленными содержаниями свинца и цинка пирит является почти единственным рудным минералом, но и здесь общее содержание его невелико. Содержание меди в рудах измеряется сотыми долями процента, достигая в единичных пробах десятых долей процента.

Распределение оруденения в рудных телах сложное и подчиняется многопорядковым закономерностям, хорошо отображаемым кривыми счета импульсов при рентген-радиометрическом каротаже скважин. Характерные пики, особенно отвечающие максимальным содержаниям свинца в группах слоев мощностью в первые десятки сантиметров, прослеживаются на сотни метров, занимая строго одно и то же положение в разрезах соответствующих подпачек.

По минеральному составу и текстурно-структурной характеристике руд Нижнее и Верхнее рудные тела не отличаются друг от друга. Главные минералы — сфалерит, галенит, пирит, доломит, кварц, кальцит, серицит, второстепенные — арсенипирит, блеклая руда, англезит, церуссит, смитсонит, гетит, гидрогетит, хлорит, флюорит, редкие и очень редкие — халькопирит, бурнонит, буланжерит, марказит, эпидот, апатит, калишпат. В основании фаменского карбонатного разреза среди туфогенно-аргиллитовых отложений корпешской пачки вскрыты мономинеральные скопления ангидрита.

Сульфиды являются составной частью пород и выделяются в многочисленных кварц-карбонатных прожилках.

В северо-западной части месторождения встречены гипергенно-измененные руды, не играющие заметной роли в общих запасах месторождения.

Из рудных минералов преобладает сфалерит. Он наблюдается в виде изолированных вкраплений в рудоносных породах, а также образует мономинеральные или пирит-сфалеритовые слои, содержащие в не-

большом количестве галенит. Мощность слойков не превышает 2 мм. Преобладающий размер включений сфалерита — сотые, до первых десятков долей миллиметра. В рудах брекчиевой текстуры сфалерит присутствует как в обломках, так и в цементирующей массе — углисто-кремнистой или углисто-карбонатно-кремнистой, ассоциируя с пиритом и галенитом. Здесь помимо вкрапленности сфалерит вместе с пиритом образует колломорфные агрегаты.

Сульфидсодержащие кварц-карбонатные прожилки заключают около 15% общего количества сфалерита в руде. В них сфалерит крупнокристаллический (до 10—12 мм), имеет различную окраску: светло- и медно-желтую, зеленоватую, бурую различной интенсивности, буровато- и карминово-красную.

Все разновидности сфалерита маложелезисты и характеризуются, как и на других низкотемпературных свинцово-цинковых месторождениях в углистых карбонатных породах, небольшим перечнем элементов-примесей — кадмий (0,10—0,78%), церий; им свойственно отсутствие индия [Иванов, 1966].

Галенит в слоистой руде не образует заметных скоплений. Размеры его вкраплений — сотые доли миллиметра, изредка до 0,5 мм. Отмечено некоторое обогащение галенитом кремнисто-доломитовых и кремнистых слойков по сравнению с доломитовыми. В галените в переменных небольших количествах присутствуют серебро, сурьма и висмут.

Пирит развит в виде послойной вкрапленности (размером 0,005—0,2 мм), слойков мощностью до 3—4 мм. Наиболее распространены сферические образования пирита с ядрами из нерудных минералов или углеродистого вещества, иногда галенита (скорее всего, псевдоморфозы по остаткам микроорганизмов). В сульфидных слойках часто встречаются колломорфные пиритовые и пирит-сфалеритовые агрегаты. В кварц-карбонатных прожилках пирит редок.

Пирит Шалкии беден примесями. В небольшом количестве в них присутствуют никель, кобальт, ванадий и др. Отношение никеля к кобальту близко к единице, в пиритах из прожилков никель преобладает над кобальтом. Пириты Шалкии бедны таллием и мышьяком. Арсенипирит, блеклая руда, халькопирит, бурнонит, буланжерит здесь развиты вместе с кварцем, флюоритом и карбонатами в прожилках или в виде вкрапленников вблизи прожилков в зонах тектонических нарушений и прилегающих к ним участках.

Руды Шалкии четко стратифицированы и являются естественным членом разреза рудоносной толщи. Для них характерны слоистые и брекчиевые текстуры. Слоистые текстуры обусловлены чередованием слоев различного состава: доломитовых, кремнисто-доломитовых, кремнистых. Мощность слоев от нескольких миллиметров до 1,5—2 см. Помимо изменения содержания от слоя к слою доломита и кварца варьирует также содержание гидрослюд, углеродистого вещества, рудных минералов. В группе слоистых текстур наиболее распространены ритмично- и неравномерно-слоистые. Что касается распределения минералов, то в большинстве случаев текстура руды может определяться как послойно-вкрапленная. Руды брекчиевой текстуры представляют собой обвалльно-оползневые брекчии одно- или многоэтажного сейсмогравитационного обрушения. Сульфиды находятся в них как в обломках рудоносных ритмитов, так и в цементе — углисто-доломит-сульфидном или углисто-сульфидно-кремнистом со своеобразными «миндалинами» халцедоновидного кварца.

Широкое развитие сульфидсодержащих кварц-карбонатных прожилков приводит к комбинации послойно-вкрапленных, слоистых и брекчиевых текстур с прожилками.

Руды слабометаморфизованы. В них распространены мелкие простые складочки, иногда плейчатость. Рассланцованность обычно согласна со слоистостью; в некоторых случаях проявлены линейность и начальные стадии будинажа. С дислокационным метаморфизмом связано образование по крайней мере части рудоносных прожилков и появление тектонических брекчий с цементом из переотложенных доломита, кварца, сфалерита и галенита.

Стратиграфо-литологический контроль оруденения, пластовая форма рудных тел, отсутствие окolorудных изменений вмещающих пород, текстурно-структурная характеристика руд, чрезвычайно простой минеральный состав руд и бедность их примесями — все это свидетельствует об отложении рудного вещества в ходе осадконакопления. Слабое проявление вулканизма (туфы), синхронного с осадконакоплением в рудоносной и подстилающей толщах, позволяет предполагать привнос рудных компонентов в бассейн осадконакопления гидротермами в стадию затухания магматического очага.

По многим признакам руды Шалкии близки к гидротермально-осадочным рудам Атасуйского района. Разница заключается в том, что в Шалкиинском рудном поле пока не выявлены железо-марганцевое оруденение и гидротермально-метасоматические барит-цинково-свинцовые руды. Существуют и другие различия: меньшая пиритность руд Шалкии, бедность их элементами-примесями. Например, в них отсутствует ртуть, которой богаты месторождения атасуйского типа, а таллий, германий, мышьяк, характерные для гидротермально-осадочных руд (и пиритов) Атасуйского района, в рудах и пиритах Шалкии не дают заметных концентраций. Имеются и текстурно-структурные различия. Они объясняются различными условиями седиментации, разным составом поступивших рудоносных растворов и неодинаковой интенсивностью рудного процесса, более «энергичного» в Атасуйском районе. Шалкиинское месторождение, приуроченное к блоку пород, имеющему тектонические границы с соседними блоками, представляет собой часть рудоносной конседиментационной впадины, в разрезе которой формировались осадки.

Месторождение Бурабай-Жалгызагаш

Свинцово-цинковое месторождение Бурабай-Жалгызагаш находится на юго-западном склоне хр. Каратау, к юго-востоку от Шалкии. На площади месторождения развиты терригенные отложения среднего девона — франа и карбонатные породы верхнего фамена и турне. Подрудный разрез по составу и мощности идентичен месторождению Шалкии. Рудовмещающими являются зернистые черные и темно-серые доломиты с многочисленными пустотами выщелачивания, развитые по комковатым известнякам, общей мощностью около 70 м. Возраст этих отложений, по последним данным М. М. Марфенковой, Л. И. Бачули и др., верхне-фаменский. М. М. Марфенкова относит их к кызылтинской фации верхнего фамена, точнее — к низам жанкурганского горизонта.

Месторождение располагается в юго-западном крыле Акуюкской синклинали, по Акуюкскому разлому, имеющему здесь характер межформационного срыва. Слагающие крыло синклинали карбонатные отложения граничат с песчаниками тюлькубашской свиты, а также с

аргиллитами и их брекчиями корпешского горизонта позднего франа, обнажающимися в ядре Кызылсайской антиклинали (рис. 35). В зоне Акуюкского разлома фиксируются дайки щелочных габброидов, сиенитов и мелкие штоки сиенитов и гранит-порфиров, прослеживающиеся до месторождения Шалкия.

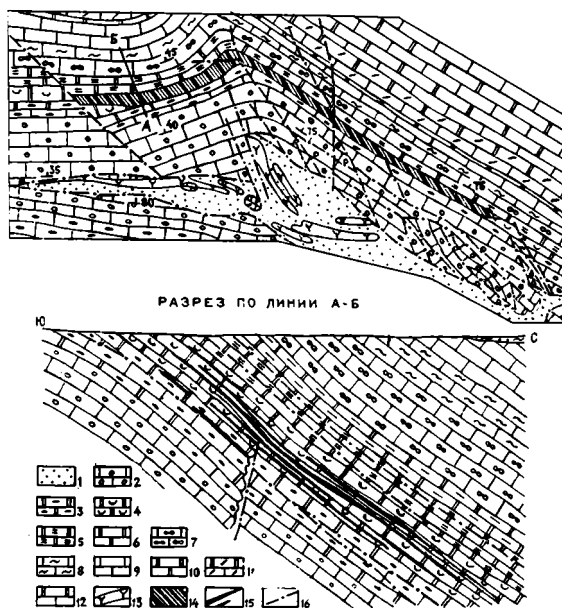


Рис. 35. Геологическая карта и разрез месторождения Бурабай-Жалгызгагаш.

По Л. И. Бачуле:

1 — аркозовые песчаники тюлькубашской свиты, аргиллиты и их брекчии корпешской свиты; 2—12 — фаменские (2—8) и шижетурнейские (9—12) пачки: 2 — шушаковская, 3 — курусайская, 4 — акжарская, 5 — уртандинская, 6, 7 — ачисайская (6 — нижняя, 7 — верхняя подпачки), 8 — тассарайская и базальная, 10 — искристая, 11 — турланская, 12 — бельмазарская и балатурланская; 13 — дайки сиенитов и щелочных габброидов; 14 — обобщенный схематизированный контур рудных тел; 15 — рудные тела в поперечном разрезе; 16 — разрывные нарушения

Бурабай-Жалгызгагаш тяготеет к флексуобразному перегибу юго-западного крыла Акуюкской синклинали. Зона перегиба непосредственно вмещает северо-западную (Жалгызгагаш) часть объекта, а прилегающее, нормально залегающее крыло Акуюкской синклинали — юго-восточную (Бурабай). Породы в крыле флексуры обладают пологим (35—45°) падением, а в Акуюкской синклинали — крутым, иногда слегка запрокинутым. Ось флексуры падает на северо-запад под углом 50—60°. В рудовмещающей части разреза развиты взбросы, взбросо-сдвиги, меж- и внутрислоистовые срывы с образованием согласных и субсогласных зон дробления, милонитизации, осветления и перекристаллизации пород. Наиболее интенсивное проявление внутрислоистовых срывов наблюдается до 2,5—3 км в стороны от места перегиба структур. Секущие разрывы на месторождении имеют северо-западное простирание, амплитуда смещения по ним составляет 20—70 м. В. Н. Хижняк все тектонические нарушения считает пострудными, не играющими роли в локализации оруденения.

Оруденение заключено в различных частях разреза карбонатных

пород, преимущественно в доломитах. По Л. И. Бачуле, в основном оно контролируется зонами межпластовых срывов. Рудовмещающие доломиты серые (от темно- до светло-серых), среднезернистые, с массивной пятнистой, брекчиевидной и кавернозной текстурами. Пятнистость обусловлена присутствием неравномерно распределенных участков (пятен) грубозернистого доломита, более светлых, чем основная масса породы; кавернозная текстура чрезвычайно характерна и обязана пустотам, образовавшимся в результате растворения органических остатков или породы в местах пересечения мелких трещин.

В центральной части площади весь разрез представлен доломитами (по Л. И. Бачуле, эпигенетическими), к флангам степень доломитности заметно уменьшается, и на флангах преобладают известняки с содержанием окиси магния 2—9%.

Зоны со свинцово-цинковой минерализацией распространены практически по всему рудовмещающему разрезу, но промышленное оруденение приурочено к восьми уровням — рудным залежам. Они не имеют геологических границ и выделяются по данным опробования. Все залежи согласны с вмещающими породами и параллельны между собой. В них объединены пластовые, линзовидные и лентовидные рудные скопления. Выделенные залежи характеризуются неравномерным распределением свинца и цинка как по вертикали, так и по простиранию, наличием участков минерализации с непромышленным содержанием металлов, расщеплением залежей на отдельные маломощные пластины и частым их выклиниванием. В отдельных случаях наблюдается слияние рудных тел в одну залежь. Параллельно с выклиниванием залежей уменьшаются степень доломитности пород и размер слагающих их зерен.

Основная доля запасов приходится на три сближенных уровня — рудные залежи (тела) Верхнюю, Среднюю и Промежуточную. На участке Бурабай им принадлежит 92% общих запасов руды, на участке Жалгызгаш — 67. Отношение свинца к цинку по месторождению при значительных колебаниях содержаний этих элементов изменяется мало и близко к единице. На флангах месторождения преобладает цинк. По минеральному составу залежи разных уровней одинаковы.

Минеральный состав руд очень прост. Основные рудные минералы — галенит, сфалерит, пирит, второстепенный — марказит, редко встречаются блеклая руда и халькопирит. Из нерудных преобладают доломит, кальцит, к второстепенным относятся барит и кварц, к редким — анкерит. В зоне окисления установлены церуссит, англезит, смитсонит, малахит, миметезит, гетит и гидрогетит.

Рудные минералы чаще всего образуют агрегативные скопления, колломорфные агрегаты и кристаллические корки в пустотах. Менее распространены вкрапленная и прожилково-вкрапленная текстуры.

Руды легко обогащаются. Кроме основных компонентов — свинца, цинка, серы — присутствуют кадмий и серебро.

Месторождение Талап

Месторождение расположено в юго-западных предгорьях хр. Каратау. Рудовмещающие отложения девон-карбоновой терригенно-карбонатной формации здесь широко распространены и перекрыты мезозой-кайнозойскими отложениями мощностью от первых десятков до 100 м и более. В структурном плане вся площадь относится к северо-восточному

крылу Бактысайской синклинали, осложненному разрывами и складчатыми дислокациями. Разрез карбонатных отложений изучен в основном по данным картировочного и поискового бурения, и детали их строения, как и структура площади, расшифрованы пока не полностью. Выделяются рудовмещающая пачка, подрудные и надрудные отложения.

Подрудные отложения мощностью более 300 м состоят из тонко-слоистых и комковатых известняков и доломитов, обогащенных послойно распределенным материалом. По составу и положению в структурах подрудный разрез параллелизуется с фаменскими отложениями.

Рудовмещающая пачка представлена переслаиванием кремней и доломитов, иногда переходящих в брекчии с углеродистым материалом, распространенным послойно и по секущим трещинам. Для пород пачки, вмещающей свинцово-цинковое оруденение, наиболее характерны углеродисто-кремнисто-доломитовые ритмиты, аналогичные рудоносным ритмитам месторождения Шалкия. В оруденелых пакетах ритмитов группируются слои зеленовато-серых туффилов мощностью в первые сантиметры. В ритмитах Талапа пирита больше, чем на Шалкие. В рудовмещающей пачке выделены два пластообразных промышленно значимых рудных тела, дополняющихся несколькими уровнями бедной свинцово-цинковой минерализации. Общая мощность пачки 120—160 м. По составу, мощности и положению в разрезе рудовмещающая пачка аналогична рудовмещающей пачке месторождения Шалкия и, по-видимому, изохронна с ней или является ее продолжением.

Нарудные отложения имеют общую мощность более 1200 м. В основании разреза выделяется пачка известняков с желваками кремней, выше располагаются пачки массивных кавернозных доломитов и известняков с кремнями, далее — известняков и известняков с грубыми слоями кремней. Надрудные отложения, по-видимому, полностью или за исключением нижних пачек принадлежат к каменноугольной системе.

На площади месторождения расшифровывается пучок сопряженных складок северо-западного и близмеридионального простирания и продольных разломов, осложняющих крыло Бактысайской синклинали (рис. 36). Намечаются две синклинали и разграничивающая их антиклинальная, опрокинутые к северо-востоку. По юго-западному крылу второй синклинали и по осевой части антиклинали траксируются продольные крутопадающие разрывы. Залегание пород преимущественно крутое, часто опрокинутое. Наблюдается мелкая гофрировка пород, особенно в ритмитах. Глубина первой (северо-восточной) синклинали достигает 400 м, второй — 150 м. Шарниры складок ундулируют по простиранию.

Рудовмещающая пачка состоит из двух рудных тел — Верхнего и Нижнего (рис. 37). Нижнее рудное тело имеет двучленное строение: в его основании залегают брекчии с интенсивно оруденелым цементом, в верхней части — доломитовые, реже известняковые ритмиты с бедным оруденением. Минерализованные брекчии распространены по площади меньше, чем ритмиты. Они преобладают на крыльях северо-восточной синклинали и постепенно выклиниваются к югу и западу. Отношение свинца к цинку 1 : 1,5—1 : 3. Мощность рудной залежи — от единиц до 10 м. Наиболее продуктивное оруденение локализуется в крыльях северо-восточной синклинали.

В Верхнем рудном теле содержание свинца и цинка в 2—3 раза меньше, чем в Нижнем. При близких мощностях, менее контрастных границах оно характеризуется высокими концентрациями пирита. По

Н. М. Митряевой, руды месторождения имеют крайне простой минеральный состав. Главные минералы — пирит, сфалерит и галенит, второстепенные — блеклая руда и арсенопирит, редкие — марказит, халькопирит, бурнонит и буланжерит. Нерудные минералы представлены доломитом, кальцитом и кварцем. В рудоносных углеродисто-доломит-кремнистых ритмитах от слоя к слою меняется количество сульфидного материала — от рассеянной вкрапленности до агрегативных скоп-

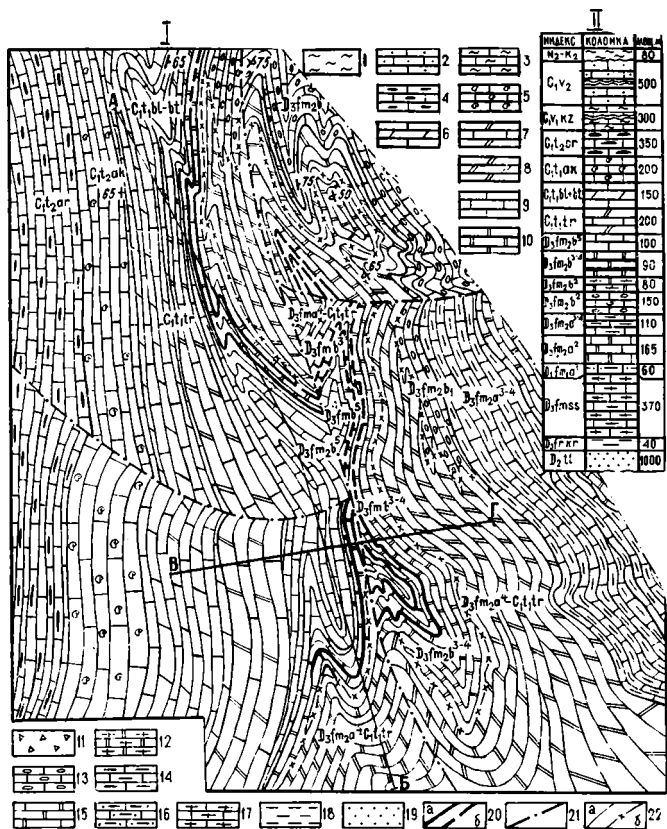


Рис. 36. Геологическая карта (I) и стратиграфическая колонка (II) месторождения Тала. По В. А. Литвину:

1 — мел-палеогеновые осадки; 2, 3 — визейские известняки: 2 — массивные, 3 — слоистые (казанбузарская пачка); 4—7 — турнейские пачки: 4 — оргальсайская, 5 — аксайская, 6 — бельмазарская и балатурланская, 7 — турланская; 8 — органогенная карбонатная постройка; 9—15 — верхний фамен: 9 — известняки надрудной пачки, 10, 11 — доломиты тонкослоистые с прослоями кремней (10) и доломито-кремнистая брекчия (11) рудной пачки, 12—14 — известняки: 12 — с прослоями доломитов, 13 — комковатые, 14 — тонкослоистые с мергелистыми прослоями, 15 — известняки и доломиты массивные; 16, 17 — нижнефаменские известняки: 16 — слоистые, 17 — комковато-слоистые, местами глинистые шушаковской пачки; 18 — корпешская пачка франа; 19 — тюлькубашская свита среднего девона; 20 — рудные тела, установленные (а) и предполагаемые (б); 21 — разрывные нарушения; 22 — границы стратиграфических подразделений (а) и органогенной постройки (б)

лений. Сульфидные слои в основном пиритовые, реже сфалерит-пиритовые, сфалеритовые и галенит-сфалерит-пиритовые. Объемная доля сульфидов в них 60—80%. Мощность сульфидных слоев 15—17 мм. Особенно часты пиритовые слои.

В рудах брекчиевидной структуры доломитовые обломки размером до 1,5—2 см цементируются углисто-доломит-кремнистым материалом. Сульфиды в количестве 60—70% концентрируются в цементе.

Ранним генерациям сульфидов в слоистых и брекчиевидных рудах свойственно тонкое срастание минералов, что затрудняет обогащение руд. Широко развиты регенерированные и гнездово-прожилковые скопления галенита, сфалерита и карбонатов.

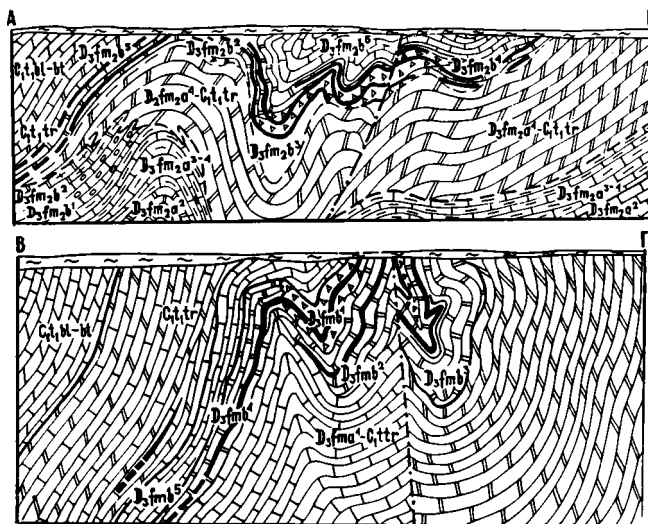


Рис. 37. Геологические разрезы месторождения Талап. По В. А. Литвину.
Условные обозначения те же, что на рис. 36

В выходах на поверхность погребенного палеозойского фундамента руды окислены. Окисление распространяется на глубину в несколько десятков метров.

Месторождение Талап по масштабам и значимости является вторым после Шалкии объектом в районе. Возможно, оно представляет собой юго-восточное продолжение Шалкии в обособленном тектоническом блоке, каким является Кайнарская рудоносная площадь, ограниченная с северо-запада Тохтамысским разломом северо-восточного простирания.

Месторождение Жетымсай

В северных отрогах Таласского Алатау среди известняков фамена с прослоями кремнистых доломитов и кремней встречается послойная бедная свинцово-цинковая минерализация. В экзоконтактах щелочно-габбронидных интрузий пермо-триасового ирисуйского комплекса в полях мраморизованных и скарнированных известняков развиты скопления регенерированных агрегативных свинцово-цинковых руд. Обычно это мелкие линзы, быстро выклинивающиеся жилообразные тела, пространственно совмещенные со стратифицированной свинцово-цинковой минерализацией. Такое сочетание различных по условиям образования руд выявлено на Жетымсайском месторождении в Жебаглинских горах.

Минерализованный горизонт прослеживается в субширотном направлении на 3 км. Восточные выходы его известны под названием рудо-

проявлений Малые Каинды II, III и IV (рис. 38). Рудное поле сложено осадочными породами верхнего девона и нижнего карбона, прорванными мелкими щелочными интрузиями пермо-триаса. Широко развиты карбонатные отложения фамена, согласно перекрывающие песчаники корпешской пачки франа. В основании их залегают глинисто-песчанистые известняки (мощностью 20—30 м), выше сменяющиеся песчанисты-

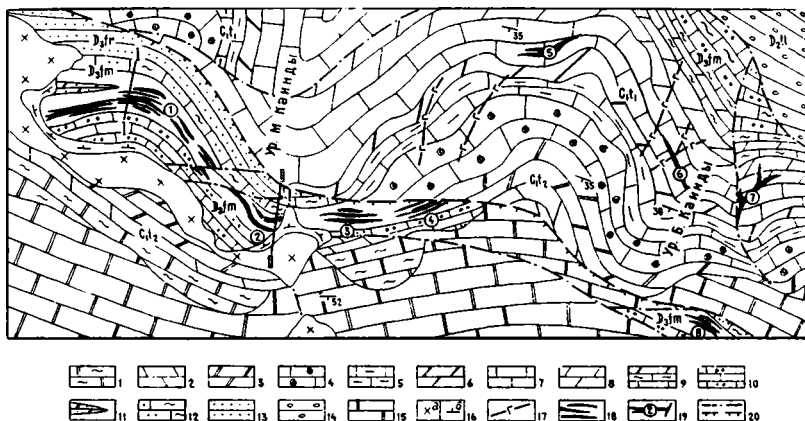


Рис. 38. Схематическая геологическая карта Жетымсайского и Каиндинского рудных полей. По В. М. Щербаку:

1 — визейские грубослоистые известняки; 2—5 — верхнетурнейские образования: 2 — грубослоистые доломиты, 3 — доломитовые и мраморовидные известняки, 4 — ракушняковые известняки и мергели, 5 — грубослоистые известняки; 6—8 — нижнетурнейские отложения: 6 — известняки и доломиты с криноидеями, 7 — известняки с прослоями доломитов, песчанистых известняков и песчаников, 8 — искристые доломиты; 9—12 — фаменские отложения: 9 — песчанистые известняки, 10 — ракушняковые известняки, 11 — мраморизованные известняки с убогой галенит-сфалеритовой минерализацией, 12 — глинисто-песчанистые известняки; 13 — песчаники корпешской пачки; 14 — красноцветные конгломераты и песчаники тюлькубашской свиты; 15 — мраморы; 16 — сиениты (а) и шонкиниты (б); 17 — шонкинит-порфиры; 18 — рудные тела; 19 — месторождения и рудопроявления: 1 — Жетымсай, 2 — Малые Каинды II, 3 — Малые Каинды III, 4 — Малые Каинды IV, 5 — Большие Каинды I, 6 — Большие Каинды II, 7 — Большие Каинды III, 8 — Большие Каинды IV; 20 — линии разломов и надвигов

ми известняками (30—40 м) с маломощными прослоями туффитов, аргиллитов и песчаников. Они перекрываются рудовмещающим горизонтом (мощностью до 200 м), представленным грубослоистыми известняками с прослоями (0,7—2 м) мергелей, доломитовых известняков, кремнистых доломитов и кремнистых пород. На нем залегают тонкослоистые, а затем ракушняковые (брахиоподы, криноидеи) известняки. Разрез фамена на участке завершается песчанистыми известняками с прослоями сланцев и песчаников. Нижнекаменноугольные карбонатные (известняки, доломиты) отложения распространены на северной и южной окраинах участка.

Карбонатные породы в центре участка прорваны Каиндинской шонкинитовой интрузией (рис. 38). На контакте шонкинитов с фаменскими известняками развиты пироксен-гранатовые скарны и прожилково-вкрапленное гематит-магнетитовое, местами с халькопиритом, галенитом и сфалеритом оруденение (рудопроявление Жетымсай Медный). Жильная интрузивная фация представлена различными ориентированными маломощными (1—3 м) дайками шонкинит- и сиенит-порфиров. Месторождение приурочено к южному крылу антиклинали, осложненно-

му складчатостью более высоких порядков и разрывными нарушениями. Наиболее крупным является Жебаглинский субширотный разлом. Рудовмещающий горизонт мраморизованных известняков фамена ориентирован в субширотном направлении и круто (70°) погружается на юго-запад. С запада он ограничен Каиндинским интрузивом, с востока срезан Жебаглинским разломом. Свинцо-

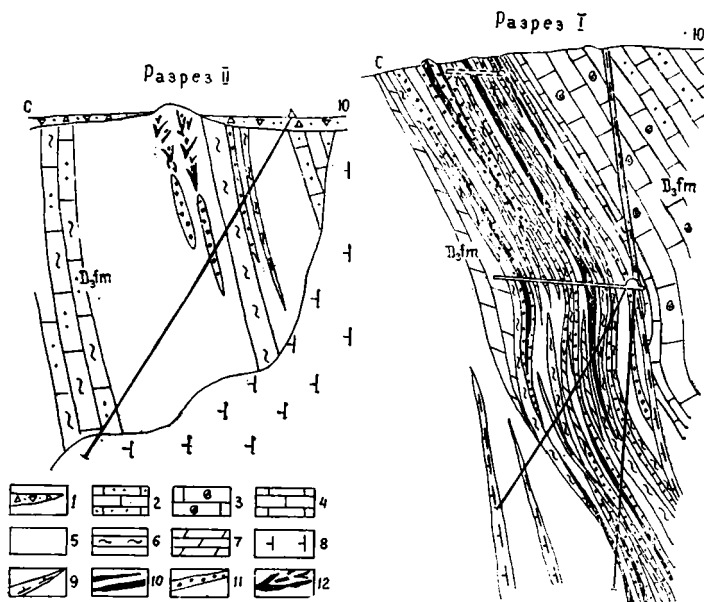


Рис. 39. Геологические разрезы месторождения Жетымсай. По В. М. Щербаку:

1 — делювиальные отложения; 2—7 — фаменские известняки: 2 — песчаные, 3 — органогенные, 4 — тонкослонные, 5 — мраморовидные, 6 — мергелистые, 7 — доломитовые; 8 — шонкиниты; 9 — дайки шонкинит-порфиров; 10 — рудные тела; 11 — зоны убогой минерализации; 12 — свинцово-цинковые руды

во-цинковая минерализация заключена в ритмоподобных прослоях кремнистых доломитов и известняков. Выявлено 10 прослоев этих пород с убогой минерализацией мощностью до 15 м. Лишь в пяти из них в западной части рудоносной зоны установлены относительно богатые свинцом и цинком руды, обособляющиеся в виде согласно залегающих пластовых тел (рис. 39). В восточной половине рудного поля рудоносный горизонт прорывается шонкинитами. Здесь встречаются скопления богатых регенерированных руд. Основные минералы руд — галенит, сфалерит, пирит, доломит, редко встречаются халькопирит, барит, кальцит и кварц. Элементы-примеси — серебро и ванадий. В зоне гипергенеза галенит и сфалерит частично или полностью окислены и замещены церусситом, англезитом, смитсонитом. Гипергенные изменения отмечаются до глубины 200 м. На месторождении предварительной оценке подвергались только богатые регенерированные руды. Стратифицированная свинцово-цинковая минерализация не изучена, и требуется постановка дополнительных исследований, которыми должны быть охвачены как рудное поле месторождения Жетымсай, так и ряд рудопроявлений, расположенных в одном с ним рудном горизонте.

*Терригенно-доломит-известняковый цинково-свинцовый тип
(аксуран-байжансайский)*

Свинцово-цинковое оруденение рассматриваемого металлогенического типа тесно ассоциирует с терригенно-карбонатными отложениями аксуранской фации, характеризующимися пестротой и невыдержанностью состава, широким распространением наряду с доминирующими известняками конгломерато-брекчий мергелей, доломитов, полимиктовых песчаников и алевролитов.

Стратифицированные горизонты убогой свинцово-цинковой минерализации, в отдельных участках сопровождающиеся пластовыми рудными телами, проявлены на двух стратое уровнях: в низах раннего и в средней части позднего фамена. Наряду с седиментогенной минерализацией широко развито эпигенетическое оруденение, главным образом в тектонических контактах красноцветных песчаников с известняками и в примыкающих к ним мелких антиклинальных перегибах дисгармоничной складчатости. В эпигенетических рудных скоплениях свинец преобладает над цинком (за исключением месторождения Аксуран). Руды обогащены серебром, золотом, таллием. Основные представители данного типа — месторождения Байжансай, Аксуран и Дарбаза.

В контактах мелких интрузий байжансайского пермо-карбонатового комплекса карбонатные породы со свинцово-цинковой минерализацией преобразованы в диопсид-флогопитовые скарноиды (Карасай Интрузивный). В последних обособляется около 20 мелких линзообразных тел. В таких контактово-метаморфических образованиях появляются висмут и медь.

Месторождение Байжансай

Месторождение находится на юго-западном склоне хр. Малый Каратау: в юго-западном борту Аксуран-Алимбайской синклинали зоны, выполненной фаменскими и турнейскими карбонатными отложениями с красноцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами среднедевонской тюлькубашской свиты в основании. Фаменские отложения представлены двумя пачками (подфациями) аксуранской фации: дарбазинской, на юго-востоке месторождения, и аксуранской, в северной его части (рис. 40). Дарбазинская пачка, отличающаяся пестрым терригенно-карбонатным составом пород, расчленяется на две подпачки — нижнюю, карбонатную, сложенную известняковыми конгломерато-брекчиями и комковатыми известняками, а в кровле разреза — грубослоистыми доломитами, и верхнюю, терригенную, включающую вишнево-бурые, иногда зеленовато-серые кварцевые песчаники и алевролиты с прослоями и линзами доломитовых известняков. Аксуранская пачка объединяет комковатые известняки с прослоями тонкослоистых мергелей. Отложения нижнего турне состоят из массивных, реже слоистых известняков с желваками кремней (нижняя пачка) и перемежающихся кремнистых и глинистых известняков с прослойками кремней (верхняя пачка).

Аксуран-Алимбайская синклинали зона, примыкающая к северо-восточному борту Мынчабырской горст-антиклинали, простирается на северо-запад параллельно Главному Каратаускому разлому. В рудном поле месторождения Байжансай отмечается резкая ундуляция шарнира синклинали зоны с юго-восточного погружения на северо-западное в Аксуранской синклинали. К ее юго-западному крылу, ослож-

ненному Первым и Вторым Байжансайским разломами, и приурочено месторождение. Падение пород крутое на северо-восток, близкое к вертикальному. Первый Байжансайский разлом, трассируемый зоной брекчирования, протягивается на северо-запад (290°) и круто ($75-85^\circ$) падает на северо-восток, разделяя отложения дарбазинской и аксуранской пачек фамена. Первый Байжансайский разлом относится к типу

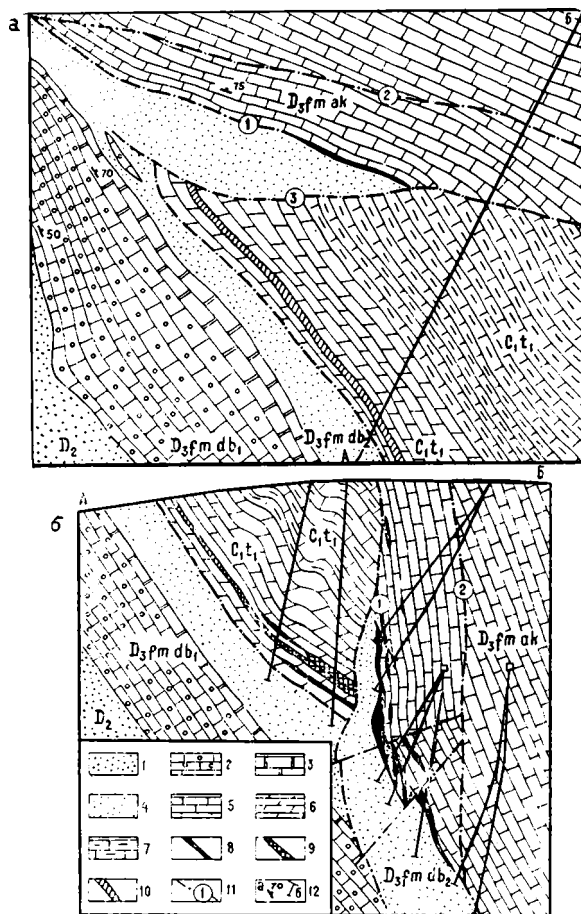


Рис. 40. Геологическая карта (а) и разрез (б) месторождения Байжансай. Составлена В. И. Фомищевым и А. Н. Кузнецовым по материалам С. М. Смирнова:

1 — красноцветные песчаники, алевролиты и конгломераты тюлькубашской свиты; 2, 3 — известняковые конгломерато-брекчии (2) и доломиты (3) нижнедарбазинской подпачки; 4 — красноцветные алевролиты и песчаники верхнедарбазинской подпачки; 5 — комковатые известняки с прослоями мергелей аксуранской пачки; 6, 7 — отложения нижнего турне; 6 — массивные известняки, 7 — кремнистые и глинистые известняки; 8 — рудные тела; 9, 10 — зоны бедной колчеданно-свинцово-цинковой минерализации: 9 — слабоизмененные, 10 — окисленные; 11 — разрывы: Первый Байжансайский (1), Второй Байжансайский (2), Карбоновый (3); 12 — элементы залегания пород (а) и пробуренные скважины (б)

межпластовых срывов. Вертикальная амплитуда смещения по нему оценивается в несколько сотен метров. На северо-западе он сочленяется со Вторым Байжансайским разломом, а на юго-востоке срезается Карбоновым дизъюнктивом, отделяющим фаменские отложения от турней-

ских. Широко развиты более мелкие северо-восточные и широтные разрывы с амплитудой перемещения от 1 до 20 м. Местами карбонатные породы фамена секутся северо-западными маломощными дайками диорит-порфиров, сопровождаемыми ореолами хлоритизации и пиритизации пород.

Основное цинково-свинцовое оруденение локализуется в зоне Первого Байжансайского (рудного) разлома и образует на контакте известняков фамена с красноцветными песчаниками четковидную систему небольших рудных линз, в совокупности представляющих Главное рудное тело. Оно падает на северо-восток согласно плоскости разлома. В рудах свинец преобладает над цинком. С глубиной отношения концентраций цинка и свинца возрастают. Содержание барита изменяется от долей до 6%, повышаясь в верхних горизонтах до 10%. От Главного рудного тела, косо секущего вмещающие породы, отходят согласно залегающие линзовидные апофизы с повышенными содержаниями марганца (0,26—0,71%), органического вещества (0,16—0,48%) и битуминоидов группы А (0,015—0,035%). В битумоидах асфальтены (70—80%) преобладают над смолами (10—20%) и маслами (10%). Руды брекчиевые, реже массивные и полосчатые, а в пластовых апофизах прожилково-вкрапленные. Наиболее распространенный минерал — галенит, местами барит. В подчиненном количестве встречаются пирит, сфалерит, марказит, редко халькопирит. Из нерудных минералов широко развиты кальцит, доломит и кварц. Зона окисления протягивается до глубины 12—15 м. В ней наиболее распространены церуссит и англезит. Основными элементами-примесями руд являются серебро, золото, таллий (0,0075%), индий, селен и теллур.

Оруденение несколько иного, колчеданно-цинково-свинцового, состава представлено пластовыми рудными телами в зонах послынного брекчирования массивных известняков нижнего турне вблизи (40—60 м) осложненного межпластовым срывом контакта с породами фамена. Руды прожилково-вкрапленные, с преобладанием пирита над галенитом и сфалеритом. Цинк по значимости уступает свинцу, но в отдельных участках его концентрация повышается. Сопровождающие рудные тела пластовые зоны бедной (первые десятки доли процента) минерализации прослежены на несколько сотен метров при мощности до 20—30 м. С поверхности они трассируются бурожелезняковыми зонами.

Месторождение Аксуран

Месторождение расположено северо-западнее Байжансая и приурочено к северо-восточному крылу Аксуранской синклинали. Ее ядерную часть слагают карбонатные отложения аксуранской пачки (подфации) одноименной фации фамена, расчленяющиеся на две подпачки: нижнюю, сложенную массивными, реже грубослонстыми известняками, и верхнюю, состоящую из перемежающихся мергелистых, комковатых и песчаных известняков, карбонатных конгломерато-брекчий, в нижней части с прослоями красновато-бурых и зеленовато-серых полимиктовых песчаников. Подстилают фаменские образования красноцветные песчаники и алевролиты тьюлькубашской свиты среднего девона (рис. 41). Они обнажаются в виде узкого тектонического клина северо-западного простирания, отделяющегося с юго-запада Аксуранским разрывом от фаменских пород, а с северо-запада — Главным Каратауским разломом от метаморфических сланцев венд-раннепалеозойской кокджотской се-

рии. Юго-западный борт Аксуранской синклинали срезан Байжансайским разрывным нарушением также северо-западной ориентировки, приведшим в соприкосновение фаменские отложения с алевропесчаниками бешарыкской свиты Мынчабырской горст-антиклинали. Местами к северо-западным разломам приурочены дайки диабазовых порфиритов. В синклинали широко развиты субширотные и северо-восточные малоамплитудные разрывы.

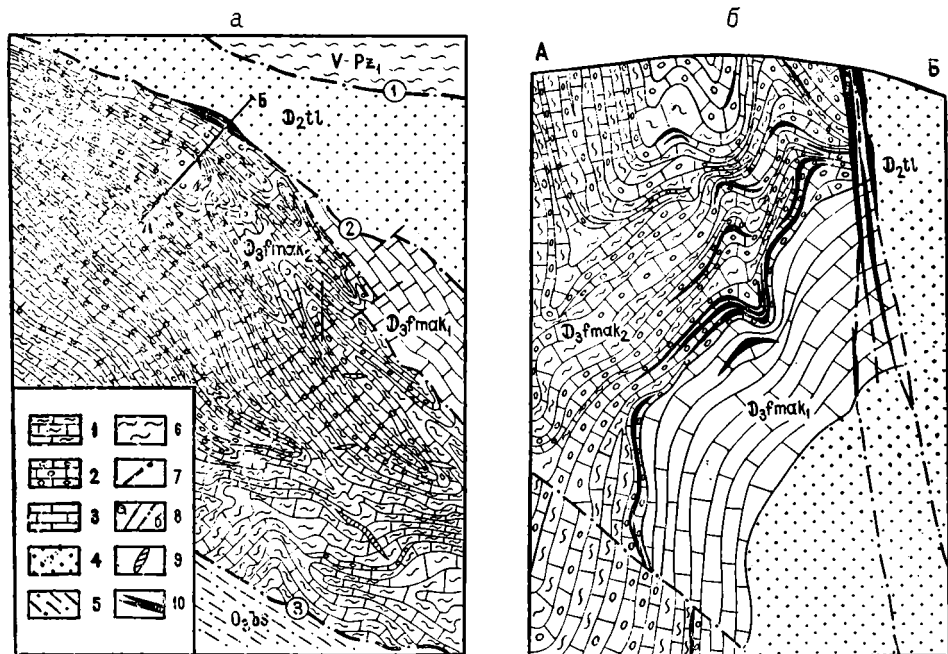


Рис. 41. Геологическая карта (а) и разрез (б) месторождения Аксуран. Составлены Д. И. Козенюком и А. Н. Кузнецовым по материалам С. Н. Смирнова, В. П. Смородина:

1—3 — отложения верхней (1, 2) и нижней (3) подпачек аксуранской пачки: 1 — песчаные и мергелистые известняки, 2 — комковатые известняки и конгломерато-брекчии, 3 — массивные известняки; 4 — красноцветные песчаники тюлькубашской свиты; 5 — алевролиты и песчаники бешарыкской свиты; 6 — метаморфические сланцы кокджотской серии; 7 — крупные разломы (1 — Главный Каратауский, 2 — Аксуранский; 3 — Байжансайский); 8 — крутопадающие разрывы (а) и межслоевые срывы (б); 9 — дайки габбро-диабазов; 10 — рудные тела

Аксуранская грабен-синклинали имеет резко дисгармоничное строение, выражающееся в мелкой волнистой складчатости пластичных отложений верхней подпачки и отсутствии ее в нижележащих более жестких породах нижней подпачки фамена и тюлькубашской свиты (рис. 41,б). В пределах месторождения выделяются три относительно крупные пологие и серия мелких килевидных и изоклиналиных складок более высоких порядков в пластичных мергелисто-известняковых фаменских образованиях.

На контактах отложений разной компетентности развиты межпластовые срывы. Они сопровождаются зонами брекчирования пород, преимущественно в замковых частях антиклинальных складок.

На месторождении в карбонатных отложениях фамена установлены рудные тела трех морфоструктурных типов: секущие, пластовые и сед-

ловидные. Секущие рудные тела тяготеют к Аксуранскому разрыву и имеют жилообразную форму. Они залегают либо в самой зоне разлома, на контакте известняков фамена с песчаниками тюлькубашской свиты, либо в сопряженных с ним трещинах и зонах дробления, падая на северо-восток под углом $75-90^\circ$. Выявлены три крупных жильных тела и около 30 мелких секущих линз. Основные рудные минералы — галенит, сфалерит и пирит — образуют агрегативные скопления, вкрапленность и прожилки в цементе брекчий, создавая брекчиевые текстуры. В рудах из элементов-примесей присутствуют кадмий (следы — $0,15\%$), серебро, таллий, галлий.

Пластовые рудные тела связаны с зоной межпластового срыва в контакте нижней и верхней подпачек фаменских отложений. Для них типичны раздувы в зонах мелких антиклинальных перегибов и пережимы. Мощность тел колеблется в широких пределах. Основная пластовая залежь погружается на юго-запад под углом от 65 до 90° в зависимости от изгиба пластов. Руды прожилково-вкрапленные, с преобладанием галенита над сфалеритом. Содержание серебра на порядок меньше, чем в секущих рудных телах. Цинк играет подчиненную роль. Промышленные концентрации его отмечаются лишь на отдельных пересечениях и местами достигают $1,1-5,44\%$.

Седловидные рудные тела локализуются среди карбонатных пород верхней подпачки в антиклинальных, реже синклинальных перегибах, осложняющих основную синклиналь. Приурочены они к тектонически нарушенным контактам комковатых и конгломератовидных известняков с мергелями. Для них, как и для пластовых залежей, характерны резкое преобладание галенита над сфалеритом и пиритом, вкрапленно-прожилковые текстуры, пониженная сереброносность руд.

На месторождении зона окисления развита слабо, лишь в отдельных местах распространяется вдоль разломов до глубины 75 м. Гипогенные минералы — церуссит и англезит с многочисленными реликтами галенита.

Месторождение Дарбаза

Дарбазинское рудное поле расположено в Аксуран-Алимбайской синклинальной зоне, юго-восточнее месторождения Байжансай. В его строении участвуют терригенно-карбонатные отложения дарбазинской пачки (мощностью $160-200$ м) фамена, подстилаемые красноцветными терригенными породами тюлькубашской свиты среднего девона. В состав пачки входят конгломерато-брекчии известняков, доломиты, песчано-мергелистые породы, конгломераты с карбонатным цементом и красноцветные песчаники. Юго-восточнее месторождения красноцветы фамена фациально замещаются известняковыми конгломерато-брекчиями. Отложения фамена перекрываются карбонатными образованиями нижнего турне, представленными перемежающимися массивными и тонкослоистыми известняками с частыми прослойками кремней.

Месторождение находится в юго-западном крыле Алимбайской синклинали, падающем на северо-восток под углом $40-80^\circ$. Моноклинальное залегание пород осложнено продольными складками, создающими резкие перегибы слоев. В рудном поле широко проявлены мелкие малоамплитудные северо-восточные и субширотные разрывы, межпластовые подвижки.

Оруденение локализуется в нижней части фаменского разреза, в известняковых конгломерато-брекчиях и комковато-слоистых доломито-

вых известняках, вблизи контакта с подстилающими песчаниками тюль-кубашской свиты. Рассеянная бедная минерализация на этом уровне прослеживается на расстоянии более 3 км. На этом рудоносном стратопоросне располагаются рудные тела месторождения и все его участки: Дарбаза III и IV, Северо-Западный и Юго-Восточный фланги. Промышленное оруденение в нем обособляется в виде небольших согласно зале-

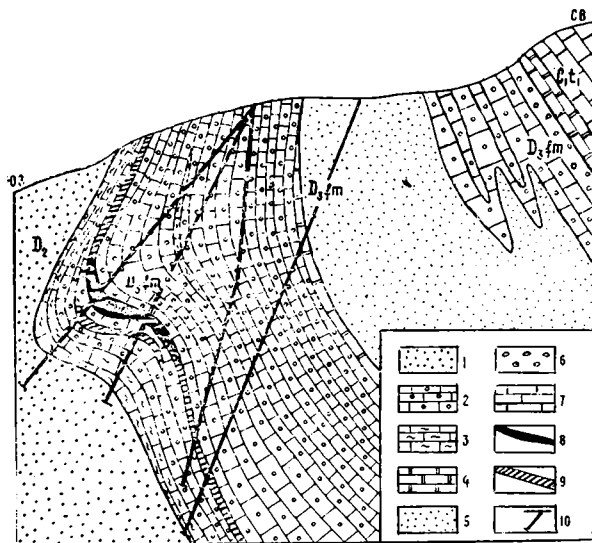


Рис. 42. Геологический разрез месторождения Дарбаза. По Т. Е. Масловой:

1 — красноцветные песчаники и конгломераты тюлькубашской свиты среднего девона; 2—6 — фаменские отложения дарбазинской пачки: 2 — конгломерато-брекчия известняков, 3 — песчано-мергелистые породы, 4 — доломиты, 5 — красноцветные песчаники и алевролиты, 6 — конгломераты; 7 — известняки и доломиты нижнего турне; 8 — рудные тела; 9 — стратифицированные горизонты убогой свинцово-цинковой минерализации; 10 — пробуренные скважины

гающих линз. Основное рудное тело связано с резким продольным перегибом пластов. Оно повторяет контуры изгиба рудоносного горизонта, изменяя соответственно с ним угол падения от 10 до 80° (рис. 42). Промышленное оруденение сменяется по простиранию и падению бедной галенитовой минерализацией. В рудоносном горизонте выявлено еще 25 мелких линз свинцовых руд.

Цинк обычно отсутствует или находится в небольшом количестве.

Рудоносный горизонт отличается повышенными содержаниями марганца (0,2—0,6%) и битумоидов группы С (0,013—0,032%). Спиртобензолный и хлороформный экстракты битумоидов состоят из асфальтенов, масел и смол.

Основной рудный минерал — галенит, образующий тонкую вкрапленность и мелкие гнезда и прожилки в цементе конгломерато-брекчий известняков. Слабо распространены пирит и марказит. В виде единичных рассеянных вкраплений присутствуют сфалерит и вюртцит. В рудах широко развит барит. Концентрация его обычно составляет 1—4,7%, в отдельных участках возрастая до 6,7%. Элементы-примеси руд — серебро и золото.

*Туфоаргиллит-доломитовый марганцовисто-медно-
свинцово-цинково-бариевый тип (акшешекский)*

На корпешской свите позднего франа с горизонтами медистых ар-гиллитов залегают рудоносные туфоаргиллит-доломитовые отложения раннего фамена. По качественному составу рудная минерализация в этих отложениях соответствует геохимической специализации нижежежащих корпешских рудоносных аргиллитов. Разница заключается в количественных отношениях рудных компонентов. В корпешских аргиллитах доминирует медная минерализация мансфельдского типа с подчиненным значением бария, свинца и цинка; в рудоносных туфоаргиллит-доломитовых отложениях эти элементы являются основными, а медь выступает в качестве второстепенного компонента. Такая эволюция оруденения выражается в вертикальной зональности (снизу вверх): медь (барий, свинец, цинк, висмут, серебро) — барий (медь, марганец, свинец, цинк, висмут, серебро) — свинец, цинк (барий, марганец, серебро). Вторая и третья зоны этого вертикального ряда представлены акшешекским типом. Следует отметить относительную обогащенность продуктивных отложений аргиллитами, большая часть которых (как отмечалось выше) состоит из сильно измененного туфового материала. Другая особенность заключается в повышенной кремнистости доломитов вплоть до образования маломощных яшмоподобных кремнистых слоев. Все это свидетельствует об участии вулканизма в формировании рудоносных отложений акшешекского типа.

Месторождение Акшешек

Акшешекское рудное поле расположено в юго-западном крыле Тегистыкской синклинали. В его строении участвуют терригенные и карбонатные породы среднего девона — нижнего карбона, моноклинально падающие под углом 15—30° на восток-юго-восток (рис. 43). Разрез начинается красноцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами тюлькубашской свиты среднего девона. Выше залегают франские алевриты, аргиллиты и их брекчии корпешской свиты.

Верхний девон представлен в основном светлыми известняками джилаганатинского горизонта и в меньшей степени черными доломитами жанкурганского горизонта. Завершают разрез турнейские известняки и доломиты. Контакт карбона с верхним девонем проходит по Акшешекскому надвигу, являющемуся одним из основных структурных элементов месторождения. Он прослеживается в меридиональном направлении вдоль всей его северной части. Углы падения плоскости надвига 15—45° на восток. В зоне надвига широко развиты тектонические брекчии. Баритовое оруденение приурочено к кремнисто-карбонатным отложениям основания фамена. Баритоносный горизонт прослежен с севера на юг на 8 км, а на глубину — до 300 м. Мощность горизонта колеблется от 1,5 до 7,5 м (в среднем 2,7 м). Среднее содержание барита составляет 35,8%, достигая на отдельных участках 55,1%.

При простой пластообразной форме и согласном с вмещающими породами залегании баритоносный горизонт имеет довольно сложное внутреннее строение. Он характеризуется чередованием прослоев барита мощностью 0,1—0,3 м и баритизированных известняков или известковистых алевритов. По текстурным особенностям выделяются массивные и слоистые разности руд. Массивные руды тонкоплитчатые, с содержа-

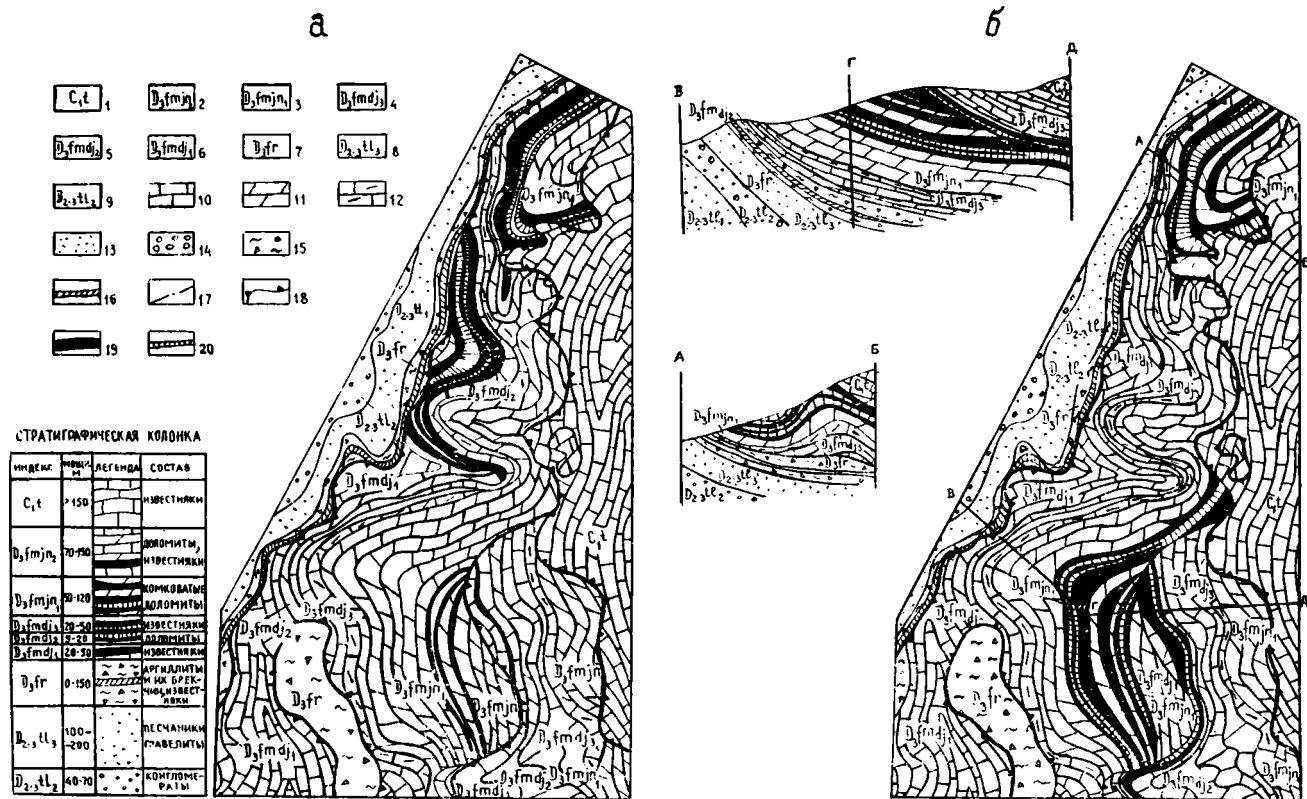


Рис. 43. Геологическая карта месторождения Акшешек и характер распределения свинцового (а) и цинкового (б) оруденения. По В. П. Домбровскому;

1 — известняки и доломиты турес; 2—6 — стратифицированные пакки жанкурганского (2, 3) и джилаганатинского (4—6) горизонтов фамена: 2 — верхняя полосчатая, 3 — нижняя комковатая, 4 — верхняя известняковая, 5 — средняя доломитовая, 6 — нижняя известняковая; 7 — корпешская пакка франа; 8, 9 — подвиты тюлькубашской свиты: 8 — песчаниковая, 9 — конгломератовая; 10 — известняки; 11 — доломиты; 12 — доломитистые известняки; 13 — песчаники; 14 — конгломераты; 15 — аргиллиты и их брекчи; 16 — баритовый горизонт; 17 — разрывные нарушения; 18 — надвиги; 19, 20 — горизонты со свинцовым и цинковым оруденением с содержанием: 19 — 0,1—0,3%; 20 — свыше 0,3%

нием барита до 90%. Слоистые руды выделяются чередованием прослоев барита мощностью 0,1—2 см и баритизированных известняков.

Основная масса баритовых прослоев сложена крупными (до 7 мм) шестовато-таблитчатыми зернами барита, промежутки между которыми выполнены агрегатом мелких (0,15—0,6 мм) кристаллов барита и редких кварца и доломита. В баритовом горизонте наблюдаются вкрапленники халькопирита, пирита и малахита. Содержание меди колеблется от сотых долей до 0,73%. Количество марганца достигает 5%. Марганцовисто-медно-баритовые руды отличаются повышенной висмутосодержимостью. В центральной части участка содержание свинца и цинка в них не превышает сотых, реже десятых долей процента, и только на северном фланге (рудопоявление Иримгуз I) оно возрастает до 0,76%. При этом в распределении бария и цинка проявляется отчетливая зональность. Если барий концентрируется в нижней части карбонатного горизонта, то повышенные содержания цинка — в его верхней части. В баритизированном горизонте выявлены повышенные содержания серебра и стронция.

Стратиграфически выше баритоносного горизонта на нескольких уровнях локализуется стратифицированная свинцово-цинковая минерализация. Она обособляется в виде маломощных пластовых тел с содержанием свинца и цинка в отдельных пересечениях 1,2—2% (рис. 43). Рудная минерализация представлена редкими прожилками и послойной тонкой вкрапленностью галенита и сфалерита. В зонах тектонических нарушений образуются линзы и гнезда (0,2×0,5—1 м) регенерированных галенита и сфалерита с пиритом, фиксируемые на поверхности бурными железняками, обогащенными свинцом и цинком. На северо-западном фланге месторождения в известняках фамена встречаются скопления пиролюзита в виде мелких линзочек размером до 0,05—0,1 м. Содержание марганца достигает здесь 10% и более, а свинца и цинка соответственно понижается до 0,87 и 0,38%. Помимо свинца, цинка и марганца на этом уровне в аномальных концентрациях наблюдаются серебро, стронций и мышьяк.

Рудопоявление Корпеш

Участок Корпеш приурочен к западному крылу Джилаганатинской синклинали, осложненной складчатостью второго порядка, крутопадающими разрывами и надвигами. На севере он примыкает к Акшекскому рудному полю и сложен аналогичными франскими и фаменскими толщами. Важную роль в формировании структурно-тектонического облика участка играет система эшелонированных надвиговых чешуй, приведшая к удвоению и даже утроению разреза фамена. При этом в каждой из чешуй наблюдается нормальная последовательность отложений. Амплитуда горизонтальных перемещений достигает первых километров.

Стратифицированная убогая свинцово-цинковая минерализация приурочена к карбонатным отложениям фамена и проявлена на пяти стратоемких (снизу вверх): первый — в известняках нижней, второй — в доломитах средней и залегающих на них известняках верхней пачек джилаганатинского горизонта, третий и четвертый — соответственно в ленточно-плитчатом прослое комковатых и в вышезалегающих массивных доломитах нижней, пятый — в полосчатых разностях доломитов жанкурганской верхней пачек (рис. 44). Для рудовмещающих карбо-

натных пород характерна повышенная марганцовистость (до 1% и более), а на отдельных уровнях — резкая обогащенность кремнеземом (49,6—60,3%) и глиноземом (8,6—17,2%).

Оруденение в доломитах представлено тонковкрапленной и прожилково-вкрапленной, а в известняках — послойной тонковкрапленной свинцовой минерализацией. Вкрапленники галенита и сфалерита, местами в ассоциации с пиритом встречаются как в карбонатных осадках, так и в секущих кальцитовых прожилках. Тонкая послойная вкрапленность галенита в известняках придает им полосчатый облик. Вдоль надвиговых швов и на стыках тектонических нарушений фиксируются гнезда и линзы с богатой рудной минерализацией.

Наибольший интерес представляет второй уровень оруденения, приуроченный к доломитам и примыкающим к ним светлым известнякам верхней пачки джилаганатинского горизонта. В нижней (автохтонной) чешуе на этом уровне выявлены зоны с содержанием свинца 0,46—0,8% и мощностью 3—7 м. Наиболее высокие концентрации свинца и цинка зафиксированы в месте стыка двух разрывных нарушений. На северо-западном фланге на этом уровне расположено ранее известное проявление Кызылбулак. Галенит и сфалерит здесь цементируют тектоническую брекчию, среди обломков которой встречаются известняки с первичной послойно-вкрапленной минерализацией. В средней, надвинутой, чешуе левого борта ручья Корпеш второй уровень стратифицированной минерализации прослежен на 1500 м при мощности 10 м. В верхней чешуе рудная минерализация на этом уровне значительно слабее. Свинцово-цинковое оруденение на рудопроявлении Корпеш сопровождается баритизацией в виде прожилков и вкрапленности барита. Содержание бария не превышает первых процентов. Элементы-примеси руд — серебро и кадмий.

Баритоносный горизонт в аргиллитовой корпешской пачке не изучен. Наблюдается отчетливая зональность оруденения, выражающаяся в приуроченности наиболее высоких содержаний свинца к центральной части участка, а цинка — к его флангам.

Первоначальный простой пластовый характер рудного тела вдоль надвигов и в замках сжатых антиклинальных складок осложнен системой эшелонированных тектонических чешуй, местами их разлинзованием.

Кремнисто-известняковый марганцевый тип

Кремнисто-известняковый марганцевый тип изучен слабо, поскольку верхнедевонско-среднекаменноугольные карбонатные отложения Каратау считались бесперспективными в отношении марганца. Известны лишь единичные проявления в Байжансайском районе (участок Кызылсай), Юго-Восточном Каратау (Каирчакты IX, Каратас, Караунгур) и в северных отрогах хр. Каржантау (Джантеке, Галя). Среди них выделяются два минеральных типа — гематит-гаусманитовый и сидеритовый. Гематит-гаусманитовые руды образуют в известняках линзовидные тела протяженностью 120—150 м с содержанием марганца от 5,15% (Кызылсай) до 17,2—32,8% (Жантеке). Сидеритовая минерализация (сидерит в ассоциации с анкеритом и баритом) наблюдается в виде серии согласно залегающих мелких линз и секущих рудных тел длиной 75 м с содержанием железа до 42,2% (рудопроявления Каирчакты IX, Галя). Характерна пространственная связь сидеритовой ми-

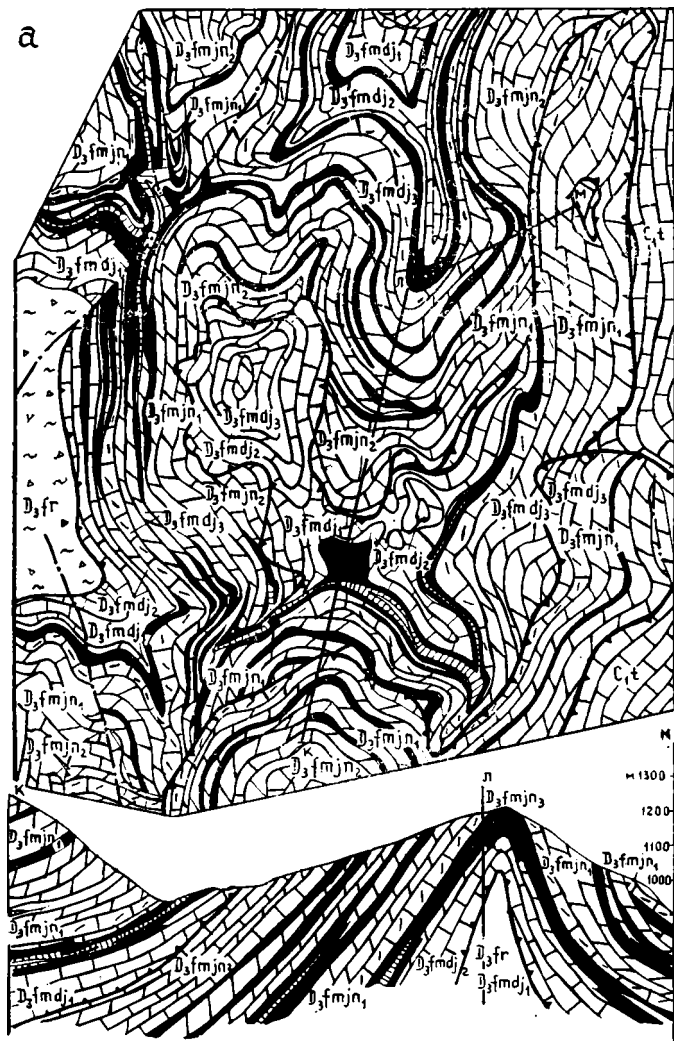
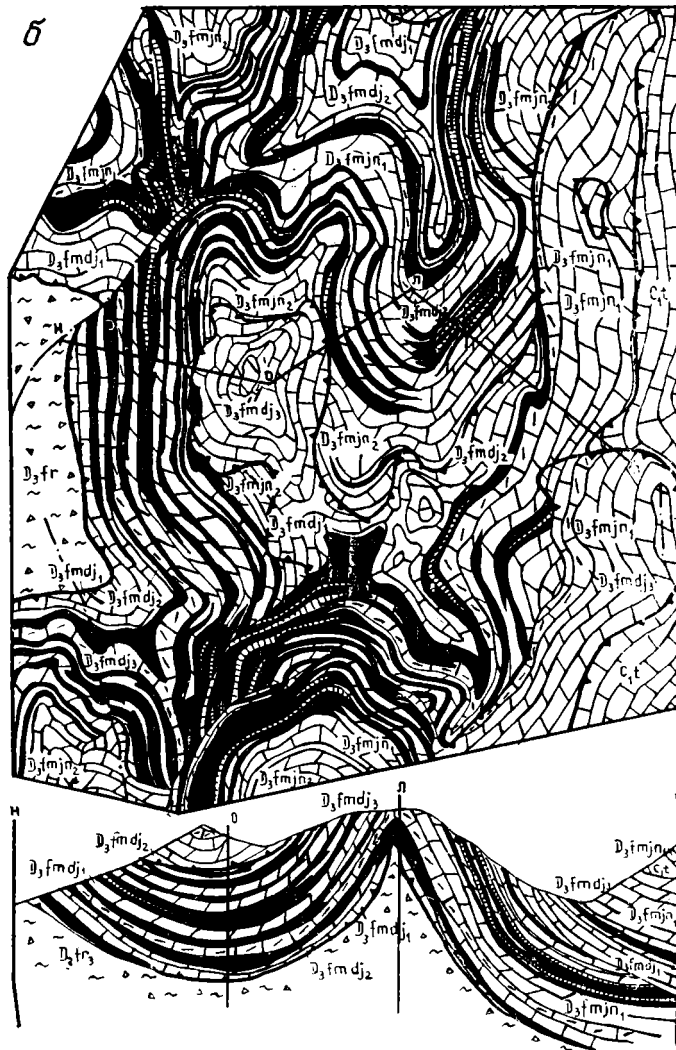


Рис. 44. Геологическая карта рудопроявления Корпеш
По В. П. Домбровскому. Условные обозначения

нерализации с гематит-гаусманитовой и свинцово-цинковой, обусловленная фрагментарным проявлением на поверхности общей зональности оруденения: сульфидно-железисто-свинцово-цинковое—закисное марганцевое—карбонатно-железистое—окисно-железисто-марганцевое. В частности, в Наутской антиклинали сидеритовое оруденение в известняках (участок Галя) сменяется кварц-гематит-гаусманит-пирролизитовым (рудопроявление Жантеке). В северном крыле Приарьской антиклинали сидеритовая минерализация (проявление Каирчакты) в фаменских глинисто-кремнисто-карбонатных отложениях сменяется свинцово-цинковым оруденением (Каирчакты I, Каирчакты Западное). Проведенные металлогенические и литолого-фациальные исследования свидетельствуют о потенциальной перспективности фаменских кремнисто-из-



и распределение свинцовой (а) и цинковой минерализации (б).
те же, что на рис. 43

вестняково-доломитовых отложений Каратау на марганцевое срудение. По аналогии с атасуйским типом концентрация марганцевых руд в шалкия-миргалимсайском металлогеническом подкомплексе прогнозируется в верхнем фамене на уровне (или близком к нему) промышленного накопления свинцово-цинковых руд.

Фаменский известняково-мергелевый цинково-свинцово-бариевый подкомплекс (турланский)

Турланский металлогенический подкомплекс представлен фаменскими известняково-мергелевыми отложениями и стратиформной бариево-свинцово-цинковой минерализацией. Образования этого подкомплек-

са распространены в Ачисайском трого и в северном борту Туркестанского (район гор Боролдайтау). Строеие карбонатных отложений ритмичное. Нижние части каждого ритма сложены известняками, верхние — мергелями [Валеев, 1984]. Максимальная мощность отложений (1000—1200 м) отмечена в Ачисайском трого, минимальная (540 м) — в его восточном борту. В горах Боролдайтау, в турланской подформации, кроме известняков и мергелей присутствуют алевролиты и аргиллиты.

Породы турланской подформации, как и все фаменские отложения, имеют серебряно-цинково-свинцово-бариевую геохимическую специализацию, но количество этих компонентов заметно меньше, чем в шалкия-миргалимсайском комплексе. Содержание свинца и цинка в них 2—4 кларка, серебра — 10—20 кларков, бария — 10—30 кларков. В результате детальных литогеохимических исследований установлено обогащение этими элементами пород турланской подформации в районе сопряжения Ачисайского и Туркестанского трогов с постепенным понижением к северу и юго-востоку в направлении простирания этих структур. В вышекларковых концентрациях в породах присутствуют кобальт (25—60, иногда до 90), медь (2—8, редко до 16), марганец (2—4, местами до 10), никель (2—15). На уровне кларка рассеяны ванадий, молибден, стронций, олово. В известняково-мергелистых отложениях отмечается четкая положительная корреляция свинца, цинка и серебра ($K=0,54—0,66$)

В отличие от одновозрастного высокопродуктивного шалкия-миргалимсайского подкомплекса в турланском свинцово-цинковая минерализация проявлена слабо. Это мелкие стратифицированные скопления свинца и цинка в низах раннефаменских отложений (Катынкамал, Икансу, Курсай, Шушакская пачка) и редкие проявления свинцово-цинковой минерализации в верхнем фамене на уровне промышленных скоплений свинцово-цинковых руд миргалимсайского типа. По масштабам накоплений этому типу уступает и бариевая минерализация, развитая на уровне раннефаменского баритоносного доломитового горизонта. Практическую ценность пока имеют только бариты жильно-штокверковых и «карстовых» полей (Коккия), совмещенные со стратифицированной относительно бедной бариевой минерализацией (Катынкамальское рудное поле). Запасы эпигенетических баритовых руд измеряются первыми миллионами тонн. Такой контраст по насыщенности рудной минерализацией на одном фаменском стратоеуровне авторы видят не столько в смене состава рудоносных отложений, сколько в удалении их от главной рудоконтролирующей структуры — Туркестанского трого. В связи с этим район сопряжения данного трого с Ачисайским является наиболее перспективным на выявление промышленных концентраций бария, свинца и цинка. Подтверждением этому выводу служат значительные скопления баритовых руд в Катынкамальском рудном поле, расположенном со стороны северной границы района сопряжения троговых структур.

На современной стадии изученности в турланском подкомплексе выделен только один металлогенический тип.

Доломит-известняково-мергелистый цинково-свинцово-бариевый тип (катынкамальский)

Катынкамальский тип представлен ассоциацией доломит-мергелисто-известняковых отложений нижнего фамена и стратиформной цинко-

жарскую, уртандинскую, ачисайскую, акбулакскую — общей мощностью 600—800 м. Нечетные по разрезу пачки (шушаковская, акжарская и ачисайская) сложены относительно бедным глинистым материалом, грубослоистыми известняками массивной и комковатой текстуры, остальные — преимущественно тонкослоистыми глинистыми известняками и мергелями с подчиненным количеством прослоев «чистых» известняков и доломитов.

Главным структурным элементом площади является Катынкамальский надвиг. На него «опирается» одноименный тектонический покров, в строении которого участвует весь разрез фамена. На востоке покров примыкает к Карабулакскому куполу, сложенному песчаниками тюлькубашской свиты, в западной части он осложнен антиклинальной складкой, в ядре которой вскрыт автохтонный фамен. В междуречье Катынкамал—Коккия ось указанной антиклинальной складки резко поворачивает к югу и даже к юго-западу и прослеживается до предгорий. Такая сложная морфология складки объясняется наличием крупной флексуры, отображающей правосторонние сдвиговые перемещения по разлому в фундаменте среднепалеозойского структурного этажа.

Рудопоявление Катынкамал расположено в западной части тектонического покрова и представлено его разобщенными фрагментами в северном и южном крыльях антиклинальной складки. Рудовмещающими являются известняки и доломитистые известняки шушаковской пачки. В северном крыле оруденение прослеживается примерно на 1700 м, в южном — на 1300 м. В периклинальном, восточном, замыкании антиклинали эти участки связываются воедино свинцово-цинково-баритовым ореолом, сопутствующим выходам шушаковской пачки. По падению шушаковской пачки оруденение прослеживается, постепенно затухая, на 300—400 м, возможно, более (рис. 45). В лучше изученном северном крыле структуры намечается до шести уровней оруденения. Один из самых мощных и прогяженных находится на 10—15 м выше подошвы шушаковской пачки, другой — на 40—50 м выше по разрезу. Оруденение приурочено к маломощным горизонтам (слоям) известняков повышенной пористости. Оно представлено мелкими зернами галенита, сфалерита и пирита в массе породы или их вкрапленниками в нитевидных секущих прожилках. Содержание свинца и цинка составляют десятые доли процента, изредка превышают 1—2%. Повышенные содержания тяготеют к участкам пересечения рудовмещающей пачки поперечными разрывами. Концентрированное оруденение распространяется на десятки метров в стороны от секущих разрывов.

Месторождение Коккия находится в восточной части Катынкамальского покрова, в бортах долины одноименного ручья. Оруденение локализуется в участках Правобережный, Антиклинальный и Карстовый (рис. 46). На двух первых участках залежи монобаритовых руд расположены в средней части разреза шушаковской пачки. На Карстовом участке субсогласные залежи монобаритовых руд дополняются крутопадающими жилами, пересекающими отложения вышележащих пачек. В крайней, восточной, части площади, судя по ореолам и одиночным коренным выходам, баритовые рудные тела сопутствуют выходам шушаковской пачки и ее основания в обрамлении выходов тюлькубашских песчаников Карабулакского купола. Крупные по размерам кварц-баритовые и баритовые залежи встречаются и среди выходов тюлькубашских песчаников.

Участок Правобережный (рис. 46,В) приурочен к юго-восточному

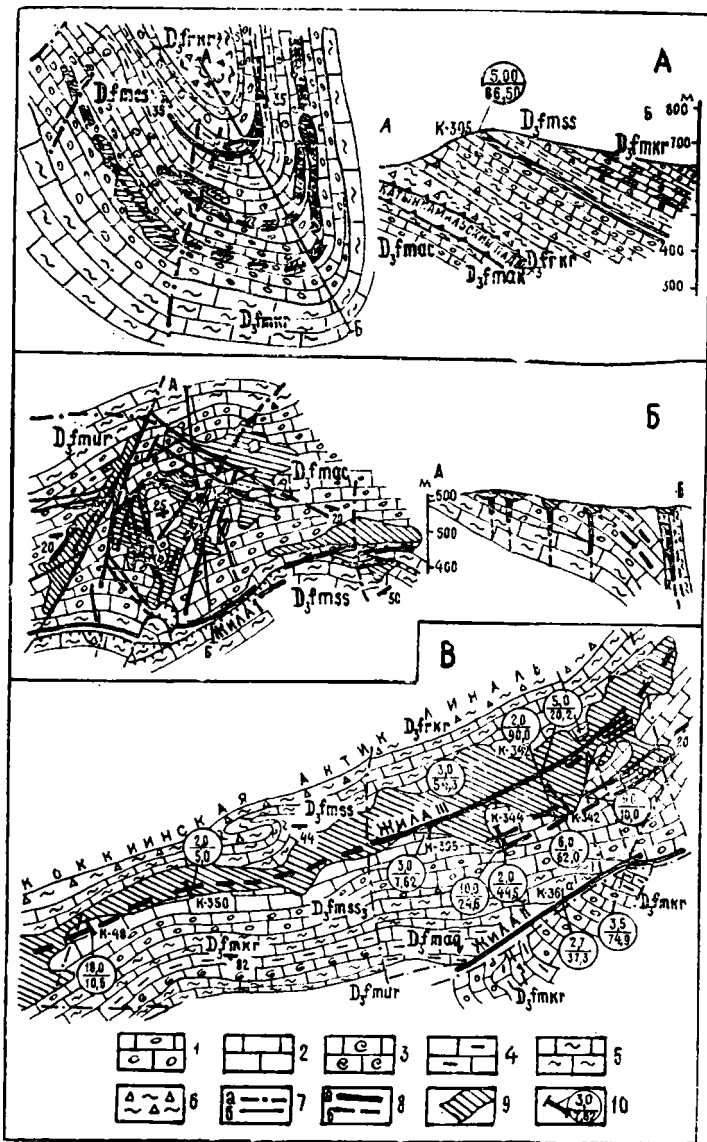


Рис. 46. Баритовые объекты Катинкамальского рудного поля, участки: А — Антикли-
нальный, Б — Карстовый, В — Правобережный. По В. В. Овчинникову:

1—4 — известняки фамена: 1 — комковато-слоистые, 2 — грубослоистые и массивные, 3 — орогенные, 4 — глинистые; 5 — мергели (названия пачек те же, что на рис. 45); 6 — аргиллиты; 7 — тектонические нарушения: а — секущие, крутопадающие; б — субоглас-
ные; 8 — баритовые жильно-камерные тела: а — установленные, б — предполагаемые; 9 — участки и зоны закарстования с глинисто-баритовым заполнением; 10 — каналы с
результатами опробования жил и карстового заполнителя (числитель — мощность, м; знаменатель — содержание барита, %)

крылу Коккинской антиклинальной структуры, осложняющей Катынкамальский покров. Здесь на протяжении около 2 км на выходах шушаковской пачки развиты до глубины 5—10 м остаточные зоны домелового карста. Они заполнены крупными элювиальными обломками и дресвой карбонатных пород и чистых баритов, цементированными глинистым материалом базальных пачек мел-палеогеновых отложений. Выходам зоны закарстования сопутствует интенсивный ореол бария. В придонных частях карстовой зоны канавами вскрыты развалы глыб и обломков крупнокристаллического белого барита шириной до 10—20 м и, очевидно, более. Судя по линейной, согласной со структурами вытянутости локальных зон закарстования, и они, и обломки барита в них связаны с наличием согласных или субсогласных баритовых залежей и жилообразных тел протяженностью во много сотен метров или с системой кулисообразно расположенных жил. Мощности жильных тел от единиц до 10—15 м. В юго-западной и центральной частях участка жилы практически монобаритовые; к северо-востоку в них появляется оторочка бурых железняков, по-видимому, за счет окисления сидеритов или колчеданных руд, которые в конце концов полностью замешают барит по простирацию зоны, что свидетельствует о наличии зональности. В карсте, развившемся на выходах баритовых, барит-сидеритовых, барит-сульфидных жил, накапливались элювиальные обломки барита, вмещающих пород и глинисто-щебенистого материала. Содержание барита колеблется от единиц до десятков процентов. Жилы и залежи в коренном залегании здесь не вскрыты. Представление о них дают две барит-бурожелезняковые жилы протяженностью около 500 м каждая, приуроченные к разлому. Содержания барита 58% при мощности жил около 6 м.

Участок Антиклинальный (рис. 46,А) расположен на периклинальном замыкании шарнира небольшой антиклинальной складки в Катынкамальском покрове. В нижней части разреза шушаковской пачки здесь на протяжении около 350—400 м прослежена серповидная в плане, седловидная в разрезе залежь чистых грубозернистых белых и голубоватобелых баритов. Мощность ее по канавам около 3,6 м, содержание барита 86%. Выше, в центре пачки, намечается по крайней мере еще две сближенные баритовые залежи, закарстованные с поверхности, практически полностью перекрытые грубообломочным элювием вмещающих пород. В целом залежи распространены на тех же уровнях разреза, что и на предыдущем, Правобережном, участке, и, возможно, являются их продолжением.

Участок Карстовый находится у юго-восточной границы Катынкамальского тектонического покрова и характеризуется наиболее сложным строением (рис. 46,Б). Здесь, согласно утвердившейся точке зрения, на мергели акбулакской пачки, завершающие разрез Катынкамальского покрова, надвинуты расположенные южнее нижнекамальского угольные и фаменские отложения северного крыла Шилбырской синклинали. По зоне предполагаемого надвига, по-видимому, осложненного в пределах участка северо-восточным разломом, на расстоянии около 800 м прослеживается залежь монобаритовых руд мощностью 2—7 м с содержанием барита 70—80%. Вдоль северного ее зальбанда на несколько десятков метров трассируется тело ноздреватых бурых железняков мощностью несколько метров, развившихся, очевидно, по пирит-сидеритовым рудам. На участках, прилегающих к баритовой жиле, залегание пород и самой жилы близкое к вертикальному. Она прослежена

до глубины около 120 м и не оконтурена по падению. Бариты замещают массивные известняки.

К северу в отложениях ачисайской пачки на участке шириной около 600 м и протяженностью около 1200 м (не оконтурен с юго-запада под покровом мезозой-кайнозойских отложений) картируется сложное поле закарстования на выходах баритовых, барит-сидеритовых и барит-гематитовых жил и субсогласных залежей. В целом карсты и их заполнение не отличаются от таковых участка Правобережного. При средней глубине карстов около 10 м содержание баритов в них оценивается в 30—35%. Карсты занимают около 15—30% площади участка и представляют собой самостоятельное среднее по масштабам баритовое месторождение (около 1,5 млн. т сульфата бария), доступное для отработки с поверхности.

Жилы, на выходах которых развивается вторичный карст, объединяются в несколько систем: северо-северо-западную, северо-северо-восточную, восточно-юго-восточную и восточно-северо-восточную. Имеются жилы, близкие к простиранию вмещающих пород. Создается впечатление, что указанные системы жил, образующих штокерк, распространены только в пачке массивных известняков. Они утоняются либо выклиниваются при переходе в выше- и нижележащие пачки мергелей и глинистых известняков. Мощности жил, вскрытых канавами и скважинами, колеблются от десятков сантиметров до единиц и десятков метров. На сопряжениях жил развиваются сложные камерные тела замещения. Большой карст, к примеру, имея размер 300×70 м, в плане целиком приурочен к выходам баритов, залегающих субсогласно и примыкающих к крутопадающему разлому. Характерной особенностью баритовых тел участка является их парагенезис с сидеритом, по которому развиваются бурые железняки, и с массивными, иногда игольчато-массивными гематитами. Представляется, что и те и другие распространены на выклинивании и в краевых частях жил, образуя оторочки шириной от десятков сантиметров до нескольких метров.

В целом каждый из трех участков является самостоятельным баритовым месторождением. Обращает на себя внимание предпочтительная локализация баритовых жил и залежей в пачках массивных известняков. Есть все основания предполагать, что указанные выходы — лишь фрагменты более широко распространенных полей баритовых жил. Учитывая зональное распределение баритовой и железной минерализации в жильных телах, можно предположить наличие в пределах рудоносной площади и залежей свинцово-цинковых руд ачисайского типа.

Турнейский известняково-доломитовый свинцово-цинковый подкомплекс (ачисайский)

Ачисайский подкомплекс состоит из турнейской известняково-доломитовой подформации со слабо проявленной гидротермально-осадочной свинцово-цинковой минерализацией. На базе этой минерализации в термокарстах и зонах дробления сформировались богатые свинцом и цинком колчеданные залежи; по практической значимости свинцово-цинковых руд они превосходят турланский подкомплекс фамена, но многократно уступают шалкия-миргалимсайскому.

К особенностям рудоносности ачисайского подкомплекса следует отнести весьма слабо проявленную бариевую минерализацию. Другая особенность касается пород рудовмещающей подформации, в которых

отсутствует примесь терригенного материала и преобладают доломитовые разности. Карбонатные отложения подформации расчленяются на ряд чередующихся известняковых и доломитовых пачек (снизу вверх): нижнетурнейские — базальная (массивные и брекчиевидные известняки), искристая (доломиты), турланская (переслаивание доломитистых известняков и доломитов), бельмазарская (массивные органогенно-детритусовые известняки), балатурланская (переслаивание доломитов и органогенных известняков), аксайская (известняки, мергели) и верхнетурнейская оргалысайская (органогенно-детритусовые известняки с желваками и слоями кремней).

Турнейский возраст карбонатных пород обосновала М. М. Марфенкова по макро- и микрофауне. В последние годы появились несколько иные представления о границе девона и карбона в отложениях этой подформации. А. М. Садыков проводит ее по основанию бельмазарской пачки и относит базальную, искристую и турланскую пачки к верхнему фамену. Других взглядов придерживается В. В. Овчинников, который ограничивает этими тремя пачками разрез фаменских отложений Ачисайского района. При таком варианте ачисайские колчеданно-свинцово-цинковые рудные тела, залегающие в искристой и турланской пачках, будут соответствовать высокопродуктивному на свинец, цинк и барий верхнему фамену в шалкия-миргалимсайском подкомплексе (доломитовый уровень Миргалимсай, средняя часть верхнего фамена Шалкии, Талапа, Миргалимсай).

Как и породы предыдущих фаменских подкомплексов, известняки и доломиты турнейской подформации обладают серебряно-цинково-свинцово-бариевой геохимической специализацией. В них установлено повышенное содержание бария (10—70), серебра (7—13), свинца (2,5—15), цинка (1—13). Уровень концентраций этих элементов близок к породам турланской фации, но заметно уступает кызылатинской подформации с промышленными скоплениями бариевых и свинцово-цинковых руд. В вышекларковых количествах в породах ачисайского подкомплекса присутствуют кобальт (5—50, местами до 100), медь (1—8), фтор (3—15), олово (1—7), хлор (1—3), в околосларковых — молибден, стронций, цирконий. Максимальная обогащенность отложений подформации типоморфными элементами приурочена, как и в турланском подкомплексе, к сопряжению Туркестанского и Ачисайского трогов. В обогащенных типоморфными элементами карбонатных образованиях, в основном нижнетурнейских, развита стратифицированная свинцово-цинковая минерализация. Она проявлена на трех стратоуровнях: карагаштыкан-аралтауском (базальная пачка), ачисайском (искристая и турланская пачки) и бугуньском (балатурланская пачка). Горизонты с убогой рудной минерализацией выражены согласно залегающими ореолами повышенных концентраций свинца и цинка. Они выявлены в почве и кровле искристой и турланской пачек на западном фланге Ачисайского рудного поля (рис. 47). На том же стратоуровне в Байжансайском районе установлены стратифицированные зоны бедной свинцово-цинковой минерализации, обрамляющие Возбутахскую антиклиналь [Северюгин и др., 1979]. Сингенетичная бариево-свинцовая минерализация отмечена в известняково-доломитовых породах третьей подпачки балатурланской пачки, на северном крыле Каскырсайской антиклинали (Бугуньский участок). На тех же уровнях широко развито эпигенетическое оруденение, образовавшееся за счет переотложения элементов сингенетичной минерализации. В Ачисайском рудном поле основная

масса скоплений эпигенетических руд локализуется в искристой и турланской пачках. В Байжансайском районе на этом же уровне расположены рудопроявления Пушкаревское, Пономаревское, Пятилетка, Заявочное, Верхнебозбутацкое, Булакбет и вновь выявленные рудные залежи месторождения Байжансай, а в Таласском Алатау — Каракауз, Жусалы II, III, IV. К верхнему стратоуровню приурочены гнезда

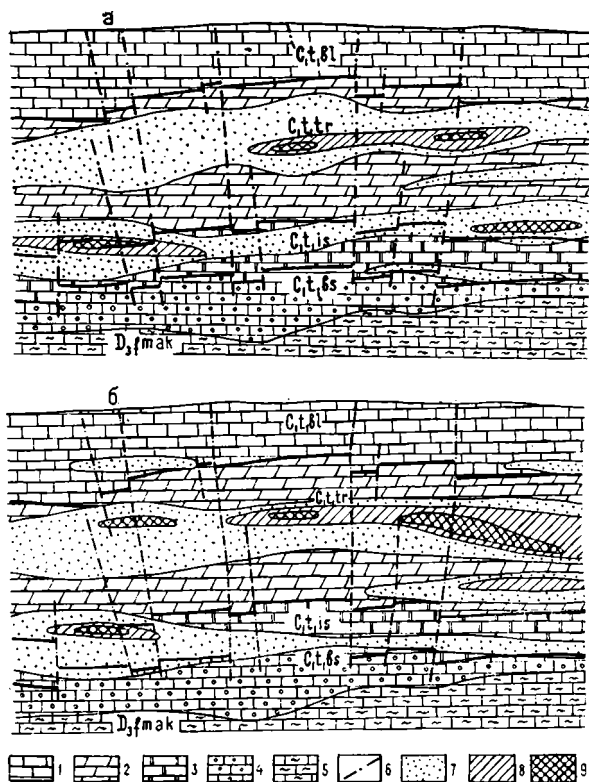


Рис. 47. Стратифицированные зоны убогой свинцовой (а) и цинковой (б) минерализации в карбонатных отложениях турнейского яруса на западном фланге месторождения Ачисай. По Л. И. Шилову [1970]:

1 — известняки бельмазарской пачки; 2 — доломиты и известняки турланской пачки; 3 — доломиты искристой пачки; 4 — известняки базальной пачки; 5 — глинистые известняки акбулакской пачки; 6 — разрывные нарушения; 7—9 — зоны повышенных содержаний свинца и цинка (%): 7 — от 0,005 до 0,01, 8 — от 0,01 до 0,05, 9 — свыше 0,05

и линзы богатых руд рудопроявлений Бугуньское — Жусалы I и др. Эпигенетические руды отличаются агрегативностью, часто обилием пирита, высокой концентрацией свинца и цинка, преобладанием свинца над цинком, обогащенностью золотом, иногда серебром, рутью, пирит-галенит-сфалеритовым, реже барит-галенит-сфалеритовым составом. Рудные тела неправильной, линзо- и столбообразной формы. На наиболее крупных месторождениях (Ачисай, Аралтау) оруденение локализуется преимущественно в термокарстах, где создавался восстановительный, в основном сероводородный геохимический барьер (в локальных участках резкой смены окислительно-восстановительного потенциала). Этим условиям удовлетворяют главным образом доломиты искристой

пачки. В Центральном Каратау подобную позицию занимает ряд мелких с поверхности колчеданно-свинцово-цинковых проявлений. Отдельные объекты из этого ряда, несомненно, представляют интерес для выявления промышленных руд свинца и цинка на уровнях искристой и турланской пачек (Карасай, Смена, Южный Бельмазар и др.).

Доломитовый колчеданно-свинцово-цинковый тип (ачисайский)

К этому типу принадлежат своеобразные по условиям формирования и морфологии залежи преимущественно богатых свинцово-цинковых руд. Как отмечалось выше, запасы руд месторождений этого типа не превышают 5% общих запасов стратиформных свинцово-цинковых руд, выявленных в каратауском металлогеническом комплексе. Рудные залежи заключены в доломитах искристой и турланской пачек раннего турне с послойно рассеянной свинцово-цинковой минерализацией. Рудовмещающие доломиты выделяются значительной зараженностью сероводородом и повышенной кремнистостью. Для руд характерны агрегативность, пирит-галенит-сфалеритовый состав, высокие содержания свинца и цинка, преобладание свинца над цинком (отношение свинца к цинку от 1 : 1 до 2—3 : 1), наличие полосчатости (текстуры «бурундучного» типа), часто ориентированной перпендикулярно к стенкам термокарстов. Другая особенность заключается в сложной морфологии рудных залежей, их небольших размерах и значительном количестве в рамках одного рудовмещающего горизонта. Основная масса рудоносных термокарстов приурочена к узлам сопряжения разломов. Представителями этого типа являются месторождения Ачисай, Аралтау, Карасай, рудопоявления Смена и др.

Месторождение Ачисай

Месторождение находится севернее г. Кентау, в восточной части Бельмазарской брахисинклинали. Первичные сульфидные руды выработаны. В настоящее время отрабатываются окисленные галмейные руды. Рудное поле сложено нижнетурнейскими карбонатными породами, расчленяющимися по литолого-структурным особенностям на четыре пачки: 1) базальную — тонкослоистые известняки с прослоями глинистых разностей (мощность 30—40 м); 2) искристую — массивные крупнозернистые доломиты (50—70 м); 3) турланскую — пелитоморфные доломитовые известняки и тонкослоистые доломиты (80—100 м); 4) бельмазарскую — массивные и грубослоистые известняки с прослоями доломитов (200—250 м). Нижнекаменноугольные отложения ложатся через брекчии «надвигового шва» (мощностью от 0 до 10—15 м) на фаменские мергелисто-известняковые образования турланской фации. На юго-востоке фаменские отложения имеют тектонический контакт с выдвинутым Карабулакским блоком песчаников среднедевонской тюлькубашской свиты и туфоаргиллитов корпешской пачки франа.

Бельмазарская синклинали вытянута в субширотном направлении. В ее восточной части обособляются два пологих синклинальных прогиба с падением крыльев под углом 10—30°, разделенных поперечным, вытянутым вдоль Бульдургенского разлома антиклинальным поднятием (рис. 48). В крыльях Бельмазарской структуры синклинальные прогибы сменяются антиклинальными поднятиями с падением крыльев под углом 20—40°. Породы фамена собраны в узкие, местами изоклинальные, часто опрокинутые на северо-восток складки с ундулирующими осями.

Пликативные структуры рудного поля осложнены многочисленными разрывными нарушениями, разделенными по масштабам и глубине заложения на две группы. Первая включает крупные разломы, к которым относятся Бельмазарский, Бульдургенский и Малый Бельмазарский, а вторая представлена мелкими разрывами и трещинами. Выделяются следующие системы трещин [Каюпов, 1952]: 1) северо-запад-

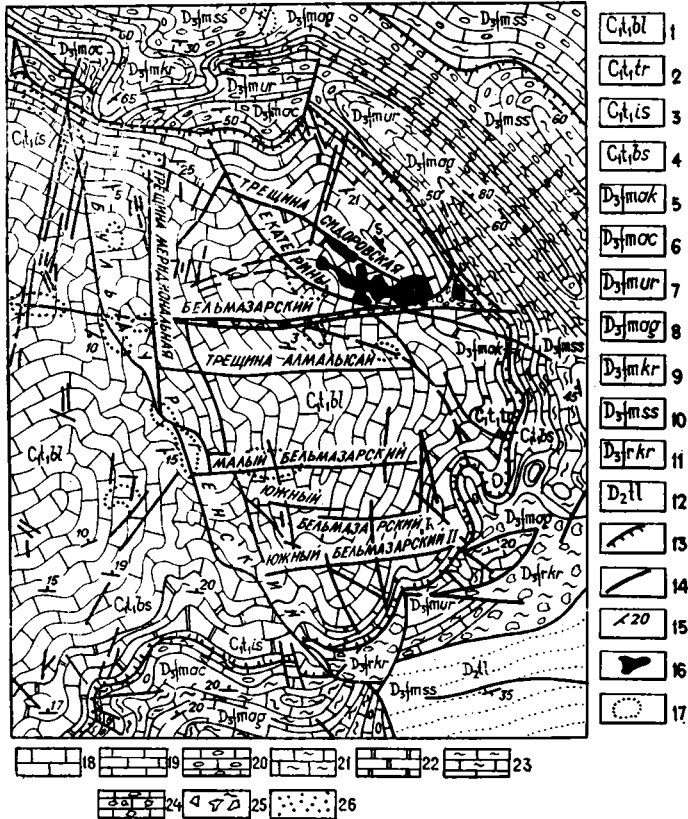


Рис. 48. Геологическая карта месторождения Ачисай. Составлена Ф. Я. Валеевым по материалам комбината «Ачполиметалл»:

1—10 — стратифицированные карбонатные образования (пачки) турнейского (1—4) и фаменского (5—10) ярусов: 1 — бельмазарская, 2 — турланская, 3 — искристая, 4 — базальная, 5 — абулакская, 6 — ачисайская, 7 — уртадинская, 8 — акжарская, 9 — курусайская, 10 — шушаковская; 11 — корпешская пачка франа; 12 — тюлькубашская свита среднего девона; 13 — Бельмазарский надвиг; 14 — разломы; 15 — наклонное залегание пород; 16 — проекция рудных тел; 17 — контуры групп ореолов свинца (с содержанием 0,1% и выше); 18—20 — известняки: 18 — массивные, 19 — слонстые, 20 — комковатые; 21 — мергели; 22 — доломиты; 23 — глинистые известняки; 24 — брекчи известняков; 25 — брекчин аргиллитов; 26 — песчаники

ные (290—300° с падением на северо-восток под углом 60—70°); 2) восточно-северо-восточные (круто падающие на юго-восток); 3) широтные (круто падающие на север и юг); 4) субмеридиональные (320—340, реже 360° с падением на восток и запад под углом 60—70°); 5) межпластовые (пологие, субсогласные с напластованием пород). Наиболее крупный в рудном поле Бельмазарский широтный разлом прослежен на 7 км. Он фиксируется мощной (20—30 м, на востоке до

100—200 м) зоной брекчий, содержащих обломки пород корпешской, акбулакской и ачисайской пачек. Северное его крыло приподнято на 100—150 м. Бульдургенский разлом простирается в северо-северо-западном направлении и круто (50—80°) падает на северо-восток. Юго-западный блок его опущен по отношению к северо-восточному на 8—10 м. Из нарушений второй группы наиболее значительными являются трещины Екатерины и Сидоровская, с севера примыкающие к Бельмазарскому разлому. Трещина Екатерины протягивается в северо-западном направлении и круто падает на северо-восток, в сторону опущенного крыла. Трещина Сидоровская простирается под азимутом 325° и падает под углом 80—85° на юго-запад. Она представлена зоной брекчий мощностью 2—5 м.

В рудном поле наряду с сингенетичными широко развиты эпигенетичные доломиты, как правило, приуроченные к разрывным нарушениям. Они обычно занимают секущее положение по отношению к напластованию пород, образуя вытянутые вдоль разрывов и трещин тела неправильной формы.

Свинцово-цинковое оруденение локализуется главным образом в доломитах искристой (30%) и турланской (60%) пачек. Реже оно встречается в других пачках нижнекаменноугольных отложений.

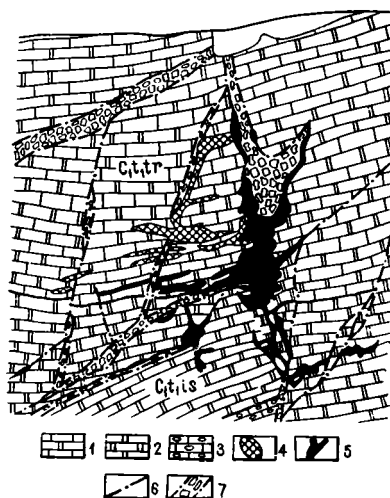
Для месторождения характерен четко выраженный структурный контроль оруденения. Скопления промышленных руд находятся в антиклинальном поднятии, осложняющем восточное крыло синклинали. Важная роль в локализации оруденения принадлежит серии сближенных северо-западных трещин Главной рудной зоны, вмещающей наиболее крупные рудные залежи (Основная, 4-я Южная и 23-я Северная, в которых заключено 60% всех запасов руд). Рудоконтролирующее значение имеют также северо-восточные, широтные, межпластовые и в меньшей степени субмеридиональные разрывные нарушения второй группы, вдоль которых локализуется основная масса мелких рудных тел. В крупных разломах оруденение развито слабо. Бельмазарский разлом вмещает лишь два (15-е и 20-е) рудных тела, а Бульдургенский — одно небольшое. Бедная рудная минерализация отмечена в брекчиях Турланского надвига. На месторождении выявлено 64 рудных тела, лишь четыре из которых выходят на поверхность. Они отличаются весьма сложной морфологией. Наибольшее количество рудных тел имеет жило-лентообразную форму с пережимами, карманами, крутопадающими апофизами и небольшими, параллельными слоистости пород пологопадающими ответвлениями. Широко распространены также согласные пластовые залежи (10-я, 7-я, 6-я Южные, 3-я Северная и др.), расположенные на трех стратоевровнях: в низах и кровле искристой пачки, реже в верхней части турланской. Эпизодически встречаются трубообразные тела небольших поперечных сечений. В местах соединений рудных тел различных направлений наблюдаются крупные раздувы. Характерной морфологической особенностью рудных залежей являются их взаимопереходы от крутопадающих к пологим (рис. 49). Секущие тела, контролируемые крутопадающими трещинами, часто оканчиваются в нижней и верхней частях пологими, согласно залегающими ответвлениями. Крутопадающие залежи имеют склонение на запад под углом 40—50° в восточной и 10—20° в западной и центральной частях месторождения. Размеры рудных тел варьируют в широких пределах. Сульфидные руды до глубины 200—250 м окислены полностью, а до 450 м — частично. Процессы интенсивных гипергенных изменений привели к значительной

дифференциации свинца и цинка в зоне окисления. Окисленные свинцовые руды находятся в основном на месте первичных сульфидных рудных тел. Цинк, легко мигрирующий в гипергенных условиях, в значительной степени выносился в породы лежащего бока рудной зоны, где концентрировался в виде послойных залежей железисто-цинковых руд. Наиболее мощные пластовые залежи окисленных руд расположены в 100 м и более от свинцовых рудных тел. Такие залежи вскрыты в низах турланской пачки на глубине 90—200 м.

Сульфидные руды Ачисайского месторождения — агрегативные колчеданно-свинцово-цинковые. Сложены они пиритом (50—60%), галенитом, сфалеритом нескольких генераций, марказитом, пирротинном. В небольшом количестве присутствуют кальцит, доломит, барит и кварц. Второстепенное значение имеют халькопирит, блеклые руды, борнит, ковеллин и флюорит. Текстуры агрегативных руд — массивная полосча-

Рис. 49. Разрез через Основную залежь. По материалам, полученным на Ачисайском руднике:

1 — доломит-известняковые породы турланской пачки; 2 — доломиты искристой пачки; 3 — известняки базальной пачки; 4, 5 — рудные тела: 4 — цинковые, 5 — свинцовые; 6 — разрывные нарушения; 7 — тектонические зоны дробления пород



тая, менее развиты брекчиевые, пятнистые, кокардовые и крустификационные. Особенностью руд месторождения является широкое распространение полосчатых («бурундучных») текстур, характерных как для полого-, так и для крутопадающих рудных залежей. Полосчатость, выражающаяся в перемежаемости полос галенита, сфалерита и пирита, а в мономинеральных скоплениях — полос различной крупности тех же минералов, следует параллельно контакту рудного тела либо перпендикулярно к нему. Сульфидные руды несут признаки наложенного метаморфизма, пластичной и хрупкой деформации. Зерна пирита приобретают пластинчатые формы. Галенит деформирован и рассланцован, пластинки крупных зерен изогнуты. В сфалеритах наблюдается изгибание двойниковых полос и трещин спайности. Агрегативные руды содержат 17,9—31,3% пиритного железа. Элементы-примеси — серебро, кадмий, галлий, золото, индий, селен, теллур, таллий, ртуть.

Наиболее распространенными минералами зоны окисления являются церуссит, англезит, смитсонит, каламин, лимонит, гетит, гидрогетит, из нерудных — каолин, кварц; редки плюмбоярозит, пироморфит, платтнерит, монгеймит, гидроцинкит, псиломелан, пиролюзит, цезаролит, мореснетит. Окисленные свинцово-цинковые руды разделяются на два типа — плотные галмейные и глинисто-охристые церусситовые, состоящие из

кремнистых церусситов и церусситовых песков. Галмейные железняки составляют главную массу цинковых руд. Окисленные руды содержат кремнезема 2,4—23,65%; окиси железа — 13,13—56,57%, щелочей — 1,91—2,33%. Из элементов-примесей в них присутствуют серебро, золото, медь, кадмий и ртуть (до 0,01—0,02%).

Месторождение Карасай

Карасайское рудное поле расположено к юго-востоку от г. Кентау и состоит из двух разобщенных участков: Северного и Южного. В геологическом строении рудного поля участвуют фаменские глинисто-карбонатные породы турланской подформации (глинистые известняки, мергели) мощностью 350—400 м, расчлененные на десять пачек, и турнейские известняково-доломитовые отложения базальной (известняки и седиментационные брекчии), искристой (доломиты) и рудовмещающей турланской (переслаивание известняков и доломитов) пачек (рис. 50). Месторождение приурочено к восточному опрокинутому крылу Карасайской синклинали. На северо-востоке складка срезается Карасай-Иканским, а на востоке — Карасайским разломами. В лежащем боку Карасайского разлома среди известняков и доломитов турланской пачки локализуются все выявленные рудные тела. Рудоносная поднадвиговая зона характеризуется интенсивно проявленной системой послонных и секущих трещин. Она простирается субсогласно с карбонатными отложениями и имеет мощность 70—100, иногда 120 м. Рудные залежи залегают в этой зоне на расстоянии от 20—30 до 150 м от Карасайского разлома, а три тела непосредственно примыкают к нему. Они представляют собой трубообразные и секущие жильные тела, отличающиеся необычайно сложными формами как в вертикальном, так и в горизонтальном разрезах (рис. 50). Подавляющее большинство рудных тел имеет юго-восточное склонение. Из девятнадцати известных на месторождении залежей шестнадцать сложены окисленными свинцовыми, одна — сульфидными свинцово-цинковыми и две — смешанными рудами. Окисленные руды состоят из лимонита, церуссита (с реликтами галенита) или чистых церусситовых песков. Агрегативные колчеданные сульфидные руды сложены пиритом (20%), сфалеритом и галенитом. Элементы-примеси руд — серебро, кадмий (0,005—0,1%), ванадий (0,005—0,5%, редко до 2,5%), мышьяк (0,01—0,3%) и сурьма (0,05—0,1%). Руды Карасая отличаются повышенными концентрациями ртути, марганца, бария, меди и молибдена. По геохимическому спектру они аналогичны ачисайским рудам. Глубокие горизонты месторождения и в первую очередь искристая пачка в зоне примыкания к Карасайскому рудоконтролирующему разлому перспективны на выявление слепых рудных залежей.

Месторождение Аралтау

Месторождение находится в Байжансайском районе, в юго-западном борту Мынчабырской антиклинали. В его строении участвуют карбонатные отложения байжансайской свиты нижнего турне и пушкаревской пачки верхнего фамена, выполняющие вытянутую в северо-западном направлении (330—345°) Аралтаускую синклиналь. Рудовмещающая байжансайская свита, по стратиграфическому положению соответствующая базальной в Большом Каратау, представлена массивными органогенными кремнистыми известняками с прослоями долами-

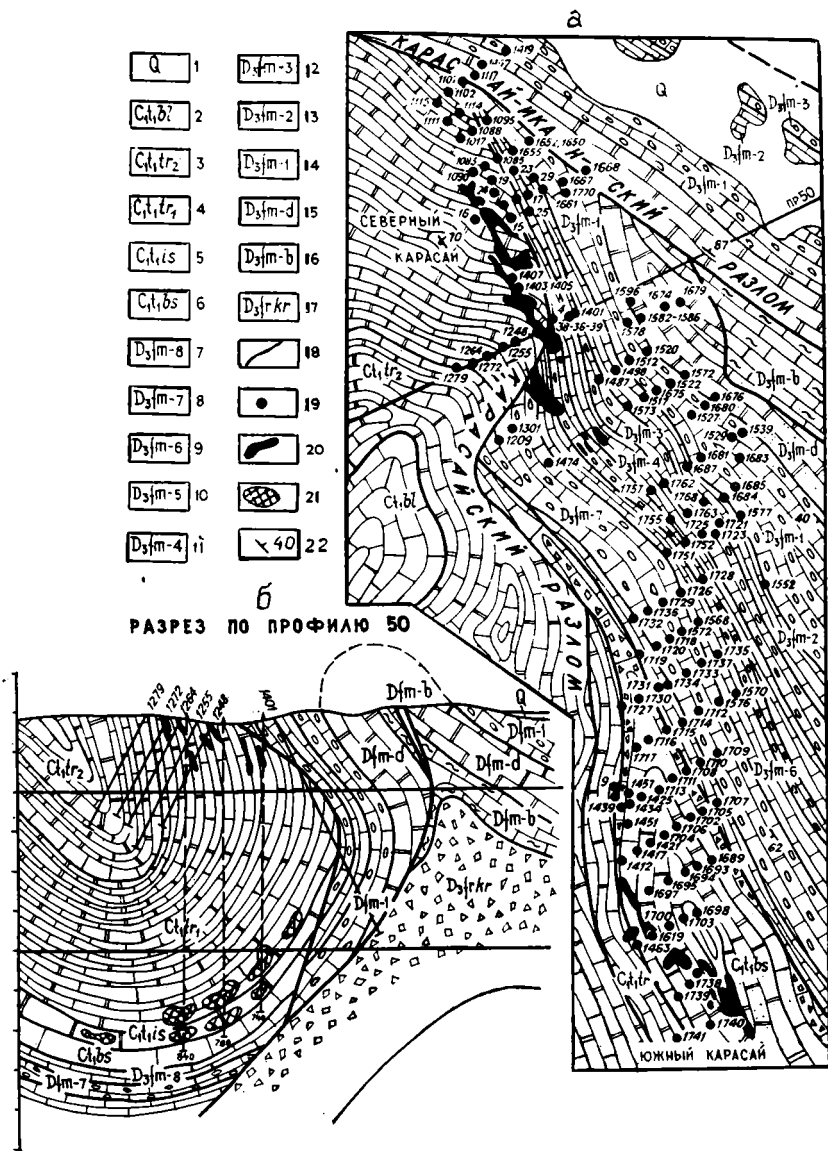


Рис. 50. Геологическая карта (а) и разрез (б) месторождения Карасай.
По Ф. Я. Валееву:

1 — четвертичные отложения; 2—17 — стратифицированные образования (пачки) турнейского (2—6), фаменского (7—16) и франского (17) ярусов: 2 — бельмазарская, 3, 4 — турланская, 5 — искристая, 6 — базальная, 7 — верхняя ленточная, 8 — верхняя комковатая, 9 — плитчатая, 10 — средняя комковатая, 11 — вторая ленточная, 12 — ячистая, 13 — первая ленточная, 14 — нижняя комковатая, 15 — доломитовая, 16 — переходная, 17 — корпешская; 18 — тектонические нарушения; 19 — пробуренные скважины; 20 — проекция рудных тел на поверхность; 21 — предполагаемые рудные тела; 22 — наклонное залегание пород. Условные обозначения литологических разностей пород те же, что на рис. 48

тов и кремней. В доломитах повышено содержание свинца (0,01—0,02%), цинка (0,01%) и бария (до 0,1%). Пушкаревская пачка сложена грубослоистыми органогенными известняками с прослоями доломитов. Месторождение приурочено к северо-восточному крылу Аралтауской синклинали, круто опрокинутаго на северо-восток и осложненному крупными северо-западными разломами (рис. 51). Фамен-турнейские

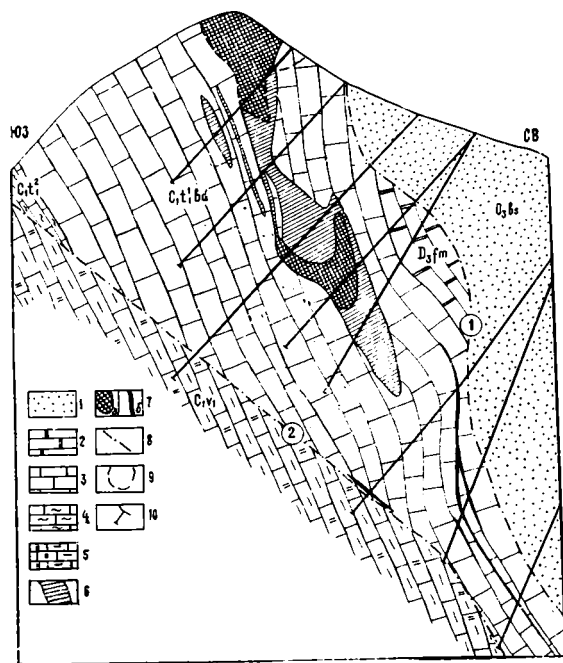


Рис. 51. Геологический разрез месторождения Аралтау. По материалам, полученным на Байжансайском руднике:

1 — песчаники и алевролиты бешарыкской свиты верхнего ордовика; 2 — известняки пушкаревской пачки верхнего фамена; 3, 4 — нижнетурнейские отложения: 3 — массивные известняки байжансайской свиты, 4 — переслаивание массивных известняков с мергелистыми разностями; 5 — мергелистые известняки визе; 6 — тектоническая брекчия известняков; 7 — оруденелая брекчия (а) и жилообразные рудные тела (б); 8 — разрывы (1 — Мынчабырский, 2 — Узунтасский); 9 — контур карьера; 10 — скважины

отложения в юго-западной части рудного поля надвинуты по пологопадающему (45—60°) Узунтасскому разрыву на мергелистые известняки нижнего визе, сильно рассланцованные вблизи него и смятые в мелкие складки волочения, а с противоположной, северо-восточной, части срезаны крутопадающим Мынчабырским разломом и приведены в контакт с граувакковыми песчаниками и сланцами бешарыкской свиты верхнего ордовика. Вертикальная амплитуда перемещения пород по Мынчабырскому взбросу оценивается в 1000—1500 м. Нижнетурнейские породы аралтауской системой крутопадающих (75—85°) надвигов разбиты на клиновидные блоки, а в местах их сближения передроблены и превращены в брекцию. В рудном поле широко проявлены мелкие разрывы и трещины субширотного и северо-восточного простираний. Цинково-свинцовая минерализация локализуется в зонах тектонических брекчий, цементируя остроугольные обломки известняков и более редких доло-

митов, иногда проникая по мельчайшим трещинам в них в виде нитевидных прожилков. Основное рудное тело представляет собой штокверк неправильной формы, вытянутый в северо-западном направлении и падающий на северо-восток под углом 50—70°. На глубине оно быстро выклинивается и сменяется зоной слабоминерализованных брекчий с содержанием свинца в первые десятые доли процента. Остальные рудные тела не выходят на поверхность. Они имеют линзо- и жиллообразную форму и небольшие размеры. Основные рудные минералы — галенит и сфалерит, а в слабо развитой зоне окисления — церуссит, смитсонит. Менее распространены пирит, халькопирит и теннантит. Они ассоциируют с кальцитом, анкеритом, доломитом, кварцем и баритом.

Доломит-известняковый ртутно-фтор-бариево-свинцово-цинковый тип (жусалинский)

Оруденение жусалинского типа проявлено в северных отрогах Таласского Алатау, в районе сопряжения Каратауской и Чаткало-Кураминской рифтовых зон. Рудная минерализация в виде убогих стратифицированных скоплений свинца, цинка и бария локализуется в турнейских доломитах и известняках. В термальных ореолах интрузий пермотриасового ирисуйского комплекса вмещающие доломиты и известняки мраморизованы, а свинец и цинк первичных накоплений регенерированы и переотложены. В результате возникли гнездо- и жиллообразные рудные тела, сложенные баритом, галенитом, сфалеритом с небольшой примесью киновари и флюорита, подчеркивающие участие рудоносных послемагматических растворов ирисуйского интрузивного комплекса. Представлен жусалинский тип месторождением Каракауз, многочисленными рудопроявлениями и точками минерализации Жусалинского и Каиндинского рудных полей. По составу вмещающих пород и рудной минерализации жусалинский тип близок к ачисайскому. Как и в ачисайском, в жусалинском типе многие рудные проявления расположены в искристых доломитах и приурочены к зонам разломов, дробления и брекчирования. Форма рудных тел линзо- и столбообразная. Руды агрегативные, с высокими концентрациями свинца, цинка и повышенным содержанием ртути и фтора. В отличие от ачисайских в рудах описываемого типа мало пирита. Незафиксированные в настоящему времени термокарстовые рудные залежи, как представляется авторам, результат недостаточной изученности рудных полей. Выявление рудных термокарстов в жусалинском типе — наиболее перспективное направление поисков практически ценных богатых агрегативных свинцово-цинковых руд.

Месторождение Каракауз

Месторождение расположено на северном склоне гор Каракауз и состоит из трех участков — Центрального, Западного и Северного, отстоящих друг от друга на 600—700 м. Рудное поле сложено известняками и доломитами нижнетурнейского подъяруса. Пласты пород простираются широтно к югу под углом от 30 до 60—85° (Западный Каракауз). Карбонатная толща интродирована дайками сиенит-порфиров и пересечена субширотным Каракаузским разломом, вдоль которого прилегающие породы раздроблены и обохрены. На Центральном Каракаузе оруденение связано с мощной зоной дробления, субсогласной с напластованием пород и сопряженной с Каракаузским разломом. В зоне обра-

зовался штокверк кальцитовых жил со свинцово-цинковой минерализацией. Вкрапленность галенита и сфалерита в кальцитовых жилах неравномерная. Нередко встречаются гнезда и жилки агрегативных скопленений сульфидов. На Западном Каракаузе оруденение также приурочено к субогласным зонам дробления в доломитах и доломитистых известняках. В них выявлены два рудных тела жилообразной формы незначительной протяженности. На Северном Каракаузе свинцово-цинковое оруденение локализуется в доломитистых сильно битуминозных известняках. Здесь установлены три маломощных пластообразных тела прожилково-вкрапленных руд. Минералы первичных руд — галенит, сфалерит, пирит и арсенопирит, окисленных руд — церуссит, смитсонит, англезит, гидроокислы железа. Элементы-примеси — галлий, кадмий, ванадий и серебро.

Жусалинское рудное поле

Рудное поле примыкает к восточному флангу Жетымсай-Каиндинской рудоносной площади. В центре его в карбонатных отложениях турне проходит широтная рудоносная зона с многочисленными жилообразными и линзовидными телами прожилково-вкрапленных и сплошных свинцово-цинковых руд. Они сгруппированы в три основных участка — Жусалы II, III и IV (рис. 52). В северной части рудного поля

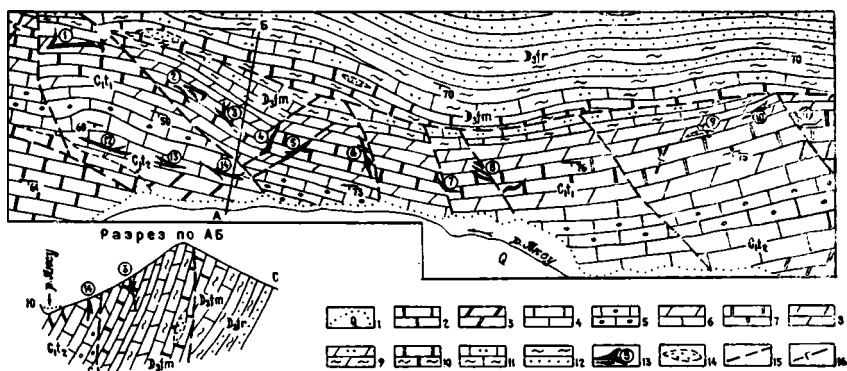


Рис. 52. Схематическая геологическая карта Жусалинского рудного поля.
По В. М. Щербаку:

1 — современные осадки; 2—8 — карбонатные отложения верхнего (2—4) и нижнего (5—8) турне; 2 — мраморы, 3 — мраморовидные известняки и доломиты, 4—7 — известняки: 4 — массивные, 5 — грубослоистые криноидные, 6 — доломитистые, 7 — тонкослоистые, 8 — искристые доломиты; 9—11 — карбонатные отложения фамена: 9 — доломитовые известняки и мергели, 10 — мраморовидные известняки, 11 — глинистые и песчаные известняки; 12 — песчаники и глинистые сланцы корпешской пачки франа; 13 — свинцово-цинковые рудопроявления: 1 — Большие Каинды III, 2—6 — Жусалы II, 7, 8 — Жусалы III, 9—11 — Жусалы IV, 12—14 — Жусалы I; 14 — тонкая вкрапленность свинцовых и цинковых минералов; 15 — разрывы; 16 — дайки шонкинит-порфиоров

развиты полимиктовые песчаники и алевролиты корпешской пачки франа. На них согласно залегают фаменские глинистые, песчаные, комковатые органогенные и массивные известняки, в верхней части с прослоями доломитов и песчаников (мощность 400 м). Они перекрываются карбонатными отложениями нижнего турне (мощность до 600 м), расчленяющимися на несколько пачек: массивных искристых доломитов (с прослоями песчаных известняков), тонкослоистых, затем долами-

тистых и грубослоистых криноидных известняков. Выше залегают верхнетурнейские известняки с прослоями доломитов и мергелей. Простирание пород широтное, падение южное, преимущественно крутое (70—80°). Спокойное моноклинальное залегание пород осложнено секущими крутопадающими северо-восточными, субмеридиональными и северо-западными разрывами и межпластовыми подвижками. Местами отмечаются дайки шонкинитов и сиенит-порфиоров пермо-триасового ирисуйского комплекса. Свинцово-цинковое оруденение локализуется в основном в турнейских карбонатных отложениях в виде послонных и секущих тел. Редкая послонная свинцово-цинковая минерализация встречается в известняках фамена. На основном участке Жусалы II, как и на других, свинцово-цинковое оруденение связано с двумя нижними пачками нижнего турне, сложенными черными искристыми доломитами, песчано-глинистыми, доломитовыми и слоистыми известняками, крутопадающими к югу под углом 75—85°. Выявлено шесть жильных тел, занимающих как согласное с напластованием пород, так и секущее положение. Наиболее протяженные жилы тяготеют к межслоевым подвижкам (рис. 52). Минерализация развита в основном по карбонатным брекчиям и в полостях трещин. Руды прожилково-вкрапленные, брекчиевидные и агрегативные; сложены церусситом, англезитом и смитсонитом с реликтами галенита и сфалерита. Жильные минералы — кальцит, доломит, барит. В брекчиевидных рудах обломки карбонатных пород сцементированы барит-доломит-кальцитовой массой с гнездами, жилами и вкрапленностью церуссита и смитсонита. На участке Жусалы III наиболее крупные фланговые жилы — Западная и Восточная — отстоят друг от друга на 1400 м (рис. 52). Западная жила простирается субмеридионально. Восточная жила с богатой свинцово-цинковой минерализацией приурочена к северо-западному разрывному нарушению и к оперяющим трещинам. В шлихах присутствуют киноварь и флюорит.

Каиндинское рудное поле

Рудное поле сложено турнейскими карбонатными породами и фаменскими глинисто-карбонатными отложениями (см. рис. 38). В основании нижнетурнейского разреза залегает пачка грубослоистых искристых доломитов с прослоями светло-серых песчано-глинистых известняков. Следующая, вторая, пачка представлена переслаивающимися доломитистыми и песчано-глинистыми известняками с прослоями мергелей и песчаников. На ней залегают пачка тонкослоистых известняков с прослоями доломитистых и песчанистых разностей и пачка криноидных толсто- и грубослоистых известняков. Верхнетурнейские отложения состоят из грубослоистых, ракушняковых, массивных известняков и доломитов. Турнейские отложения простираются субширотно и падают к югу под углом 30—35°. Неполная мощность их составляет около 2 000 м. Они пересечены субмеридиональными, северо-восточными и северо-западными разрывными нарушениями и дайками шонкинитов. Свинцово-цинковое оруденение развито в искристых доломитах и доломитистых известняках нижнего турне. На участке Большие Каинды II рудные линзы находятся в межслоевых зонах трещиноватости и дробления (рис. 53). Они образуют единую субширотную рудную зону, пересеченную дайками шонкинитов. Руды прожилково-вкрапленные, брекчиевидные и агрегативные, состоят из церуссита, англезита, смитсонита с реликтами галенита и сфалерита. Северо-восточнее, в доломитистых из-

вестняках второй и черных доломитах первой пачек нижнего турне, залегают две секущие кальцитовые жилы с гнездами, прожилками и вкрапленностью галенита и сфалерита.

На участке Большие Каинды III установлены два типа оруденения: бедная послойная существенно цинковая минерализация и относительно

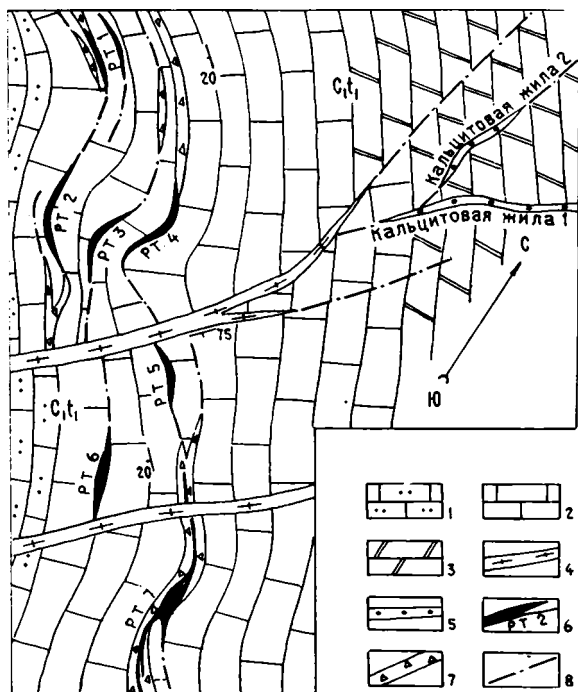


Рис. 53. Схематическая геологическая карта рудопоявления Большие Каинды II.
По В. М. Щербаку:

1—3 — карбонатные отложения нижнего турне: 1 — грубослоистые криноидные известняки, 2 — полосчатые известняки, 3 — искристые доломиты; 4 — дайки шонкиннит-порфиров; 5 — кальцитовые жилы с вкрапленностью свинцово-цинковой минерализации; 6 — рудные тела; 7 — тектоническая брекчия; 8 — разрывные нарушения

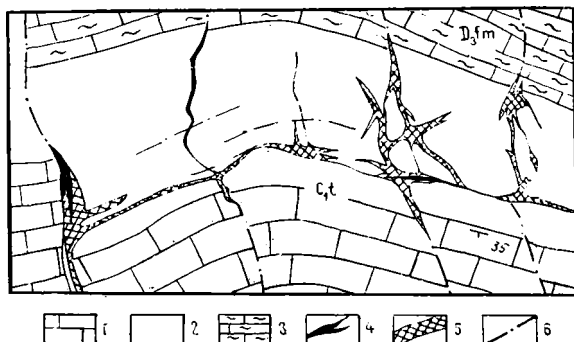


Рис. 54. Схематическая геологическая карта рудопоявления Большие Каинды III.
По В. М. Щербаку:

1, 2 — карбонатные отложения турне: 1 — массивные известняки, 2 — искристые доломиты; 3 — песчанистые известняки и доломиты фамена; 4 — свинцово-цинковые руды; 5 — обохранные породы с редкой вкрапленностью свинцовых и цинковых минералов; 6 — разрывные нарушения

богатое свинцово-цинковое оруденение в секущих меридиональных разрывах (рис. 54). Выделено девять рудных тел, имеющих форму сложных ветвящихся жил и неправильных мелких линз. Руды прожилково-вкрапленные и агрегативные, состоят из церуссита, англезита, смитсонита с галенитом и сфалеритом. Широко развит барит, спорадически встречается киноварь.

Известняковый бариево-стронциевый тип (сарабаский)

К известнякам с серебряно-стронциево-свинцово-бариевой геохимической специализацией приурочена стратифицированная убогая бариево-стронциевая минерализация. На ее основе в результате регенерации формируются секущие мелкие жилы и гнезда эпигенетического баритово-целестинового состава. Этот тип развит крайне ограниченно, известно лишь несколько рудопроявлений, наиболее значительным из которых является Сараба, расположенное в северной периклинали Северо-Чаянской антиклинали. В турнейских известняках выявлена зона баритизации протяженностью 170 м и мощностью 2—6 м. В ней повсеместно распространены целестин в виде гнезд, желваков, радиально-лучистых агрегатов и отдельных шестоватых кристаллов голубоватого цвета. Реже встречаются жилки целестина, обычно в ассоциации с баритом, развитые вдоль северо-восточных и субмеридиональных разрывов. Зона баритизации сопровождается ореолами свинца и мышьяка. В северной части рудопроявления среди турнейских известняков отмечаются мелкие линзы убогой сфалерит-галенитовой минерализации с содержанием свинца 0,1—0,15%.

Визейский трахибазальт-доломит-известняково-терригенный бариево-свинцово-цинковый подкомплекс (кашкарата-теректинский)

В каратауском металлогеническом комплексе кашкарата-теректинский подкомплекс — пока единственный с относительно мощно проявленным вулканизмом трахибазальт-трахиандезитового состава. В структурном плане вулканы расположены вдоль Главного Каратауского разлома и зафиксированы только в Юго-Восточном Каратау. В стратиграфическом разрезе они залегают в основании нижнего визе. Мощность горизонта вулканитов весьма непостоянна и варьирует от 50 до 300 м. В южной части (в отрогах Таласского Алатау) вулканическая деятельность практически затухает. Здесь встречаются только единичные прослои трахибазальтов мощностью до 1 м.

Бариевое и свинцово-цинковое оруденение приурочено к доломитам и доломитовым известнякам визе и проявлено в основном в районе сопряжения Большой Каратауской и Чаткало-Кураминской зон в Юго-Восточном Каратау. На остальной, значительно большей по площади части Большого Каратау оруденение в аналогичных отложениях встречается весьма редко. В целом для подкомплекса характерно широкое развитие терригенных пород (песчаников, конгломератов, алевролитов), преобладание известняков над доломитами и наличие в верхах разреза горизонтов ангидритов. Карбонатные породы сохраняют серебряно-цинково-свинцово-бариевую геохимическую специализацию, но менее четкую и слабую по сравнению с другими подкомплексами каратауского металлогенического комплекса. В известняках и доломитах отмечается повышенное содержание бария (10—18), свинца (1,4—8), серебра (4—

12) и цинка (1—5). Терригенные породы обогащены кобальтом (5—20), медью (5—10), мышьяком (до 50), оловом (4—8), никелем (1—8), марганцем, ванадием, хромом, молибденом. В трахибазальтах сохраняется специализация лишь на свинец (1,8—3,5). Среди вулканогенно-осадочных отложений подкомплекса относительно обогащены типоморфными элементами ранневизейские терригенно-карбонатные с трахибазальтами (казанбузарская свита) и средневизейские кремнисто-карбонатные породы (акуюкская свита). К горизонтам доломитов с кремнистым и туфовым материалом в этих отложениях приурочена бедная стратифицированная бариевая и свинцово-цинковая минерализация. Она установлена на двух уровнях — в основании нижнего визе (преимущественно бариевое оруденение, Кашкаратинское рудное поле) и в средней части среднего визе (в основном свинцово-цинковая минерализация, Теректинское, Киикбайсай и др.). В ореолах воздействия щелочно-габброидных интрузий ирисуйского пермо-триасового комплекса барий, свинец и цинк стратифицированных скоплений переотлагаются в зонах разломов или концентрируются в термокарстах. Таким рудным концентрациям свойственна сложность состава. Наряду с барием, свинцом и цинком в них присутствуют медь, ртуть, кобальт, фтор (флюорит), а содержание серебра по сравнению со стратифицированной минерализацией увеличивается на один-два порядка. В регенерированных рудах барит крупнокристаллический, а галенит и сфалерит образуют массивные зернистые агрегаты.

В кашкарата-теректинском подкомплексе выделяются два металлогенических типа: доломит-известняковый ртутно-бариево-свинцово-цинковый (теректинский) и трахибазальт-доломитовый бариево-медно-свинцово-цинковый (кашкаратинский).

Доломит-известняковый ртутно-бариево-свинцово-цинковый тип (теректинский)

Теректинский тип развит в основном в северных отрогах Таласского Алатау и в незначительной степени в Северо-Западном и Центральном Каратау. Убогая рассеянная свинцово-цинковая минерализация ассоциирует с кремнисто-доломит-известняковыми микрофациями среднего визе подъяруса. В зонах пермо-триасовой тектономагматической активизации она ремобилизована в секущие жильные и мелкие линзовидные рудные тела. Наличие в полигенных галенит-сфалеритовых рудах фтора (флюорита), а из других элементов — меди (до 0,5%), кобальта (до 0,1%), мышьяка (до 0,1%), а также ртути (до 0,15%) и серебра сближает теректинский тип с флюорит-полиметаллическими месторождениями рудного района Иллинойс-Кентукки (США). Проявления рудной минерализации теректинского типа изучены слабо.

В Юго-Восточном Каратау этот тип представляют месторождения Теректинское, Киикбайсай и многочисленные рудопроявления и точки минерализации. На всей остальной территории Большого Каратау известно только одно, Визейское, месторождение.

Месторождение Теректы

Месторождение находится вблизи ст. Тюлькубас. В рудном поле развиты отложения верхнего девона и нижнего карбона, прорванные дайками пермо-триасовых шонкинитов. Верхний девон представлен фа-

менскими углисто-глинистыми сланцами, тонкоплитчатыми глинистыми известняками с прослоями мергелей и доломитов. Турнейские грубо-слоистые известняки распространены в южной, а визейские массивные известняки с кремнистыми стяжениями — в центральной и северо-восточной частях месторождения. На севере на визейских известняках лежат щелочные базальты и лавобрекчии даубабинского пермского

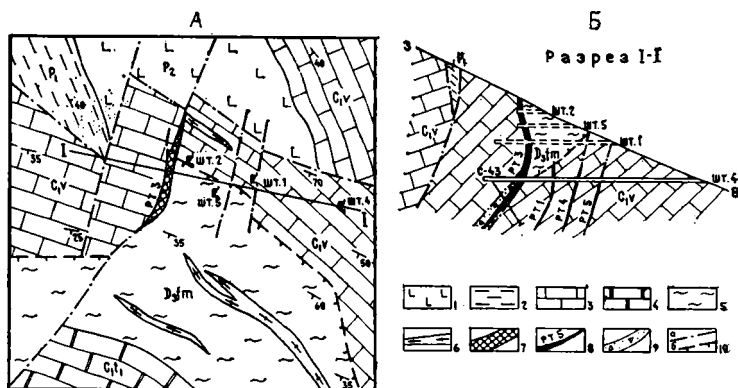


Рис. 55. Схематическая геологическая карта (А) и разрез (Б) месторождения Теректы.
По В. М. Щербак:

1 — щелочно-базальтовые порфириты и лавобрекчии даубабинского комплекса; 2 — глинистые сланцы; 3 — массивные известняки; 4 — грубо-слоистые известняки; 5 — углисто-глинистые сланцы, тонкоплитчатые мергелистые известняки; 6 — дайки шонкнитовых порфиритов; 7 — свинцово-цинковые руды; 8 — рудные тела и их номера; 9 — тектонические зоны дробления; 10 — разрывные нарушения: а — крутопадающие сбросы, б — надвиги

комплекса. Породы рудного поля интенсивно дислоцированы. Через участок месторождения проходит Теректинский надвиг, по которому фаменские породы надвинуты на визейские. Широко распространены крутопадающие разломы широтного и меридионального простирания. По одному из крутопадающих широтных разломов визейские известняки взброшены не менее чем на 150 м и приведены в контакт с верхне-пермскими эффузивами (рис. 55). На месторождении выявлено шесть рудных тел. Все они связаны с меридиональными разломами. Оруденение развито в цементе брекчированных известняков и по трещинам в них. Самым большим по размерам является Западное рудное тело (№ 3). Остальные тела мелкие. Западное рудное тело приурочено к меридиональному разлому, секущему и смещающему на 170 м Теректинский надвиг. Вмещающие породы — брекчированные визейские известняки. Форма рудного тела жилообразная. Руды брекчиевидные и прожилково-вкрапленные. Встречаются небольшие гнезда и тонкие жилы массивных руд. В брекчиевидных разностях обломки известняков сцементированы галенит-сфалерит-доломит-кальцитовой массой с гнездами и вкрапленностью барита и флюорита. В небольшом количестве в рудах присутствуют пирит, халькопирит, киноварь, аргентит, молибденит. В зоне окисления до глубины 20—30 м развиты церуссит, англезит, смитсонит, лимонит, каламин, азурит, малахит, псиломелан, вульфенит, реальгар. Околорудные изменения выражены доломитизацией, в меньшей мере — окварцеванием. Количество барита в рудах достигает 20%. Кроме свинца и цинка в рудах присутствуют: серебро, ртуть (0,01—

0,15%), таллий (0,001%), галлий (0,001%), кадмий (0,05—0,08%), ванадий (0,005—0,01%), молибден (0,05—0,2%), медь (0,005—0,5%), кобальт (0,01—0,1%), никель (0,01—0,08%), мышьяк (0,01—0,1%) и сурьма (0,01—0,1%).

Месторождение Киикбайсай

Месторождение расположено на юго-западном фланге Табылбулак-Даубабинского рудного поля, в южном крыле Мынчокурской антиклинали, круто (65—75°) падающей к северу. Здесь развиты средневизейские грубослоистые известняки с кремнистыми стяжениями. Оруденение пространственно связано с Теректинским надвигом и локализуется в сочленяющихся с ним зонах дробления. В тектонических брекчиях отмечаются обломки известняков размером до 40 см; цемент — кварцево-карбонатный с редкой вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита, гематита и сидерита, а в зоне окисления — церуссита, англезита, вульфенита, смитсонита, лимонита. С глубиной в составе цемента появляется графит, придающий брекчии темно-серую до черной окраску. Повышенные концентрации свинца и цинка обособляются в зонах дробления в виде линзовидных рудных залежей. Они сопровождаются более интенсивной кальцитизацией и окварцеванием (рис. 56).

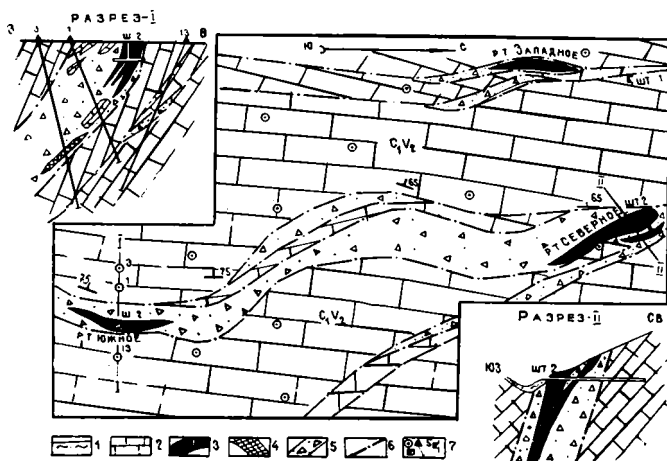


Рис. 56. Схематическая геологическая карта и разрезы месторождения Киикбайсай.
По В. М. Щербаку:

1 — современные наносы; 2 — средневизейские грубослоистые известняки; 3 — рудные тела; 4 — зоны с редкой вкрапленностью галенита и сфалерита; 5 — тектонические брекчии; 6 — разрывные нарушения; 7 — разведочные выработки

Выявлено четыре рудных тела линзовидной формы. Они имеют меридиональное простирание и западное падение под углом 60—80°. Первичные руды (Слепое рудное тело) прожилково-вкрапленной, брекчиевидной и пятнистой текстур, состоят из галенита и сфалерита с пиритом, баритом (до 3%), кальцитом и кварцем. Наблюдаются небольшие (до 5 см) гнезда агрегативных скоплений сульфидов и мономинеральные жилки галенита. В окисленных рудах (Южное, Северное и Западное рудные тела) широко развиты церуссит, смитсонит, англезит, лимонит, редко встречается вульфенит. Элементы-примеси руд — ртуть (0,0005—0,01%), кадмий (0,01—0,03%) и серебро.

В местах сопряжения Каратауской и Чаткало-Кураминской зон Юго-Восточного Каратау свинцово-цинковая минерализация в визейских отложениях — явление обычное, в остальной же, значительно большей по площади, части Большого Каратау свинцово-цинковое оруденение в аналогичных отложениях встречается весьма редко. Единственный пока представитель такого типа оруденения — месторождение Визейское, расположенное в северо-западной части Центрального Каратау.

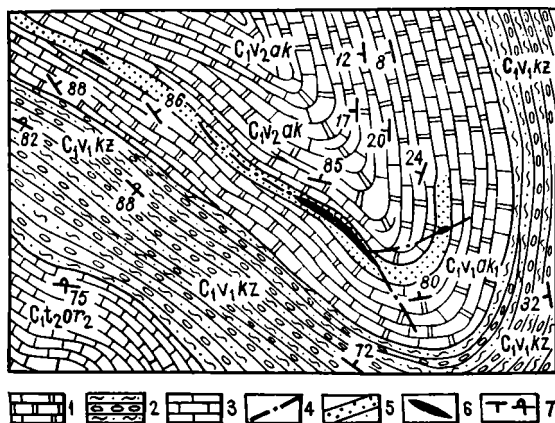


Рис. 57. Схематическая геологическая карта участка Визейское. По Ф. Я. Валеву:

1, 2 — визейские породы: 1 — карбонатные отложения акуюкской свиты, 2 — терригенные образования казанбузарской свиты; 3 — известняки оргальсайской свиты турне; 4 — тектонические нарушения; 5 — стратифицированные зоны убогой свинцово-цинковой минерализации; 6 — окисленные руды в карстовых полостях; 7 — элементы залегания пород

Рудное поле сложено визейскими терригенными и карбонатными отложениями казанбузарской и акуюкской свит (рис. 57). Оно приурочено к юго-восточному замыканию Тегистыкской синклинали, осложненному разрывными нарушениями северо-западного простирания. Залегание пород северо-восточного крыла складки пологое (20—40°), юго-западного — крутое (75—88°).

В известняках акуюкской свиты с бедной свинцово-цинковой минерализацией развито несколько карстовых полостей и воронок, выполненных охристо-глинистым материалом с богатыми окисленными свинцово-цинковыми рудами. Наиболее распространены среди них церуссит, англезит, смитсонит, гетит, менее — малахит и азурит. Иногда в них отмечаются реликты галенита, сфалерита, пирита, халькопирита и тетраэдрита. Бедная минерализация с содержанием свинца и цинка десятки доли процента прослежена горными выработками до 1,5 км. В отличие от полигенных руд Юго-Восточного Каратау, образовавшихся под воздействием пермо-триасового ирисуйского щелочно-габброидного и повсеместно содержащих повышенные концентрации ртути, в рудах Визейского месторождения, не испытавших такого влияния, ртуть отсутствует.

Трахибазальт-доломитовый бариево-медно-свинцово-цинковый тип (кашкаратинский)

Кашкаратинский тип представлен стратифицированной халькопирит-галенит-сфалеритовой и баритовой минерализацией, приуроченной к ранневизейской вулканогенно-осадочной толще мощностью от 200 до 800 м. Осадочные породы состоят из красноватых конгломератов, полимиктовых песчаников, известняков и доломитов. Вулканогенная часть разреза выполнена тремя-четырьмя покровами темно-бурых субщелочных базальтов, андезитов и их туфов, содержащих до 9,5% щелочей, в том числе 6,5% окиси калия [Компанейцев, 1982]. Среди вулканитов встречаются редкие субвулканические интрузии трахибазальтов и небольшой мощности горизонты доломитов. Рудная минерализация тяготеет как к доломитам, так и к доломитовым известнякам. Кроме свинца, цинка, меди и бария в рудоносных горизонтах присутствуют относительно высокие концентрации висмута и мышьяка. Рудные скопления имеют пластовую форму. В отношении свинца, цинка, меди и бария оруденение этого типа практического интереса не представляет. Остался неизученным вопрос золото- и сереброносности субвулканических интрузий.

Месторождение Кашкарата

Месторождение расположено южнее г. Каратау, в северо-восточном крыле Кашкаратинской синклинали. В северо-восточной его части проходит зона Главного Каратауского разлома, состоящая из серии сближенных северо-западных разрывов. Рудовмещающие визейские вулканогенно-осадочные отложения имеют аналогичное простирание и крутое (60—88°) падение. В рудном поле проявлены два типа минерализации: медно-свинцово-цинковая и бариевая. Медно-свинцово-цинковое оруде-

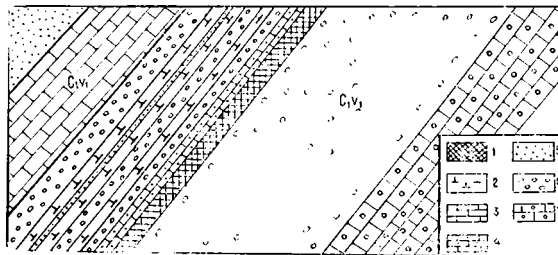


Рис. 58. Геологический разрез Кашкаратинского рудного поля (по ручью Чанкалык). По А. О. Дюсекову [1970]:

- 1 — баритизированные доломитовые известняки; 2 — трахибазальты и трахилипариты; 3 — известняки; 4 — известковистые песчаники; 5 — полимиктовые песчаники; 6 — мелкогалечные конгломераты; 7 — известняковые конгломераты

нение приурочено к контакту доломитового горизонта с конгломерато-песчаниками нижней части ранневизейских осадочных образований. Рудоносный горизонт с убогой халькопирит-галенит-сфалеритовой минерализацией прослежен по простиранию на 3 км при мощности 10—30 м. В нем зафиксировано несколько субсогласных мелких линз более богатого оруденения. В рудах присутствуют висмут и кадмий. Баритоносный горизонт находится стратиграфически выше, в верхней части

ранневизейских отложений, насыщенных вулканитами. Располагается он в основании нижнего покрова трахибазальтов, отделяясь от него прослоями пелитоморфных известняков и конгломератов (рис. 58). Представлен горизонт интенсивно баритизированными известняками. Мощность его достигает 30 м, по простиранию не прослежен. Содержащие барита в породе достигает 30—40%. Учитывая стратифицированный характер бариевого оруденения и значительную мощность баритосодержащих пород, можно предполагать продолжение баритового горизонта в юго-восточном и северо-западном направлениях за пределы Кашкартинского рудного поля.

Позднедевонско-нижекаменноугольный молассоидный медно-цинково-свинцово-марганцевый комплекс (тасбулакский)

Комплекс состоит из молассоидной формации позднего девона — раннего карбона (D₃fm—C₁t) и стратиформной многоярусной медной, цинково-свинцовой и марганцевой минерализации. В отличие от одно-возрастных морских отложений Большого Каратау молассоидные отложения образовались в поднятом северо-восточном борту Каратауской рифтовой структуры. По литологическому составу и условиям формирования молассоидная формация разделяется на две разновозрастные подформации: фаменскую красноцветно-терригенную, представленную сулейманскайской свитой*, и турнейскую карбонатно-терригенную, включающую тансайскую, джамансорскую и коктаальскую свиты. Е. Д. Чехович сулейманскайскую свиту расчленяет на три пачки: базальную (мощность 65—100 м), представленную грубообломочными конгломератами и конгломерато-брекчиями с подчиненными гравелитами, грубозернистыми аркозовыми песчаниками и алевролитами; среднюю (мощность до 100 м), песчаниковую, состоящую из красноцветных грубозернистых аркозовых песчаников с прослоями кварцевых, кварц-полевошпатовых и полимиктовых их разностей; верхнюю, включающую красноцветные алевролиты и полимиктовые песчаники с прослоями сероцветных полевошпат-кварцевых песчаников (мощность 50 м).

Породы сулейманскайской подформации имеют марганцево-медно-цинково-свинцово-стронциево-бариевую геохимическую специализацию. В них обнаружены концентрации свинца (5), меди (4), бария (18), стронция (9), марганца (3), цинка (2), молибдена (3,6). В терригенно-карбонатной подформации нижнего карбона алевролиты и песчаники по своей геохимической нагрузке близки к терригенным породам сулейманскайской свиты, но обладают заметно более низкими концентрациями профилирующих элементов. В карбонатных породах содержание рудных элементов (свинца, цинка, серебра, бария) находится на уровне, близком к кларку. Этим они заметно отличаются от карбонатных пород каратауского девон-карбонового комплекса Большого Каратау с ярко выраженной серебряно-цинково-свинцово-бариевой геохимической специализацией и высокой насыщенностью рудными компонентами.

В пределах территории Малого Каратау, охваченной металлогенными исследованиями, рудная минерализация проявлена только в сулейманскайской свите фамена. В нижней, базальной, пачке в сероцветном горизонте конгломератов и гравелитов развита существенно

* Фаменский возраст свиты подтвержден и дополнительно обоснован М. М. Марфенковой. По представлениям отдельных исследователей [Федоренко и др., 1979], возраст сулейманскайской свиты — нижний карбон.

свинцовая минерализация. К сероцветным кварц-полевошпатовым песчаникам приурочено ванадиево-свинцовое оруденение (месторождение Сулеймансай и др.). В этой же пачке, в горизонте серых кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов, выявлены скопления железа и марганца (месторождение Тасбулак). Стратиграфически выше, в красноцветных алевропесчаниках верхней пачки, обособляется прослой серых полевошпат-кварцевых песчаников с медной минерализацией. В целом для всех рудоносных горизонтов сулеймансайской свиты характерно сквозное обогащение свинцом, в малых концентрациях — барием, медью и серебром. Минерализованные горизонты терригенных пород обогащены золотом. В региональном плане рудная минерализация трассируется Байкадамской зоной разломов. Локальные обогащения обязаны в основном сопряжению рудоносных горизонтов с секущими разломами (богатые свинцовые руды Сулеймансая, концентрации меди на Тасбулаке Медном). По породно-рудным ассоциациям в тасбулакском комплексе выделяются три металлогенических типа: гравелит-песчаниковый свинцовый (сулеймансайский), конгломерат-песчаниковый свинцово-марганцевый (тасбулакский) и медисто-песчаниковый.

Гравелит-песчаниковый свинцовый тип (сулеймансайский)

Этому типу свойственны многокомпонентность (Pb, Zn, Cu, Mn, Ba) оруденения при преобладании галенитовой минерализации и подчиненной роли сфалеритовой, халькопиритовой и баритовой, высокие концентрации ванадия (до 4% и более), присутствие в рудах серебра, золота, молибдена, кобальта, редких земель. Стратифицированные горизонты с убогой цинково-свинцовой минерализацией, приуроченные к базальной и средней пачкам сулеймансайской свиты, трассируются вдоль северо-восточного склона хр. Малый Каратау ореолами повышенных содержания рудных элементов. Рудные проявления сулеймансайского типа невелики по масштабам и практического значения не имеют. Характерными его представителями являются месторождение Сулеймансай, рудопроявления Айдарлыбулак, Ушбулак, Акмамбетбулак, Аксай и др.

Месторождение Сулеймансай

В рудном поле развиты красноцветные терригенные отложения сулеймансайской свиты фамена и карбонатно-терригенные породы тансайской и джамансорской свит турне. Они несогласно залегают на мраморизованных известняках шабактинской (ϵ_1 — O_2), а местами на фосфоритоносных кремнистых образованиях чулактауской (ϵ_1) свит и позднеордовикских гранитоидах Коктальского массива (рис. 59). В контактовом ореоле интрузий нижнепалеозойские карбонатные породы мраморизованы и скарнированы, а фосфориты превращены в кварц-скаполит-апатитовые руды. Месторождение приурочено к флексуоробразному перегибу моноклиinallyно залегающих и круто (от 45 до 80°) падающих на северо-восток девон-карбоновых отложений, осложненному серией северо-западных, северо-восточных и меридиональных разрывов. Сероцветные прослои гравелитов базальной (участок Карьерный) и кварц-полевошпатовых песчаников средней (участки Сулеймансайский, Двухпластовый) пачек сулеймансайской свиты несут убогую стратифицированную существенно свинцовую минерализацию. В местах пликативных и дизъюнктивных осложнений за счет регенера-

ции стратифицированного свинца образуются мелкие линзы богатых свинцовых руд. В конгломератах базальной пачки (участок Карьерный) установлены три поэтажно расположенных тела. Они залегают согласно с вмещающими породами и круто (под углом 80—85°) падают на северо-восток. Протяженность их 50—250 м. Оруденение представлено вкрапленностью галенита, реже — сфалерита, халькопирита и барита в

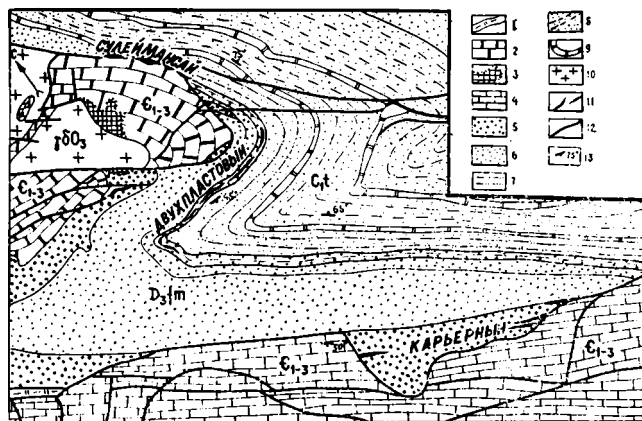


Рис. 59. Схематическая геологическая карта Сулеймансайского рудного поля.
По С. Ш. Юсупову:

1 — кремнистые сланцы чулактауской свиты нижнего кембрия; 2—4 — отложения шабактинской свиты (C_1-O_2): 2 — мраморы, 3 — скарны, 4 — известняки; 5—7 — терригенные пачки сулеймансайской свиты фамена: 5 — базальная, 6 — средняя, 7 — нижняя; 8, 9 — терригенно-карбонатные образования турне: 8 — песчаники с прослоями аргиллитов, 9 — доломитистые известняки; 10 — гранитоиды малокаратауского комплекса; 11 — рудные тела; 12 — разрывные нарушения; 13 — элементы залегания пород

карбонатном цементе конгломератов. Сопутствующие элементы — медь, кобальт, никель, молибден и серебро. За пределами участка Карьерный в цементе крупнообломочных конгломератов базальной пачки встречаются скопления марганца (Сулеймансай III), редкие гнезда и линзы минерализованных конгломерато-брекчий, содержащие барий (до 10%), медь, цинк, свинец.

В средней пачке сулеймансайской свиты выявлен горизонт розовато-серых слабоуглистых кварц-полевошпатовых песчаников с известковистым цементом и убогой галенитовой минерализацией, прослеженной на расстоянии более 1 км. Во флексурном перегибе содержание рудных элементов в нем резко повышено (рис. 59). Здесь установлено два пластовых рудных тела (участок Двухпластовый). Руды преимущественно свинцовые, содержат также цинк, медь, барий (0,3—1%), марганец (до 1%), ванадий (0,1%), молибден, кобальт и серебро. В зоне тектонического контакта нижнепалеозойских мраморов с рудоносными горизонтами средней пачки, в местах пересечения с разломами северо-западного простирания возникают мелкие, но богатые свинцом линзообразные рудные тела (участок Сулеймансай). Падение рудных тел крутое — от 65 до 90° на юго-запад. В лежачем боку залегают мраморы шабактинской, а в висячем — песчаники и гравелиты сулеймансайской свит. Местами рудные линзы отходят от этого контакта в сторону песчаников, апофизы их довольно часто прослеживаются в мраморах (рис. 60). Минерализация развивается в основном по цементу брекчий, образуя сплошные агрегативные и вкрапленные брекчиевидные руды.

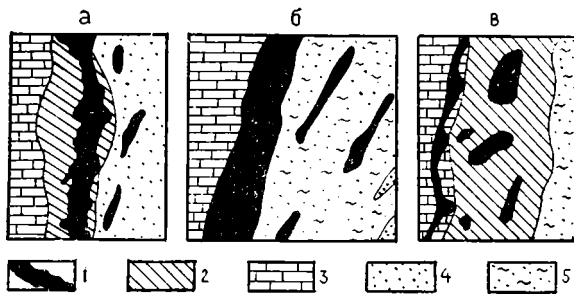


Рис. 60. Морфологические особенности рудных тел месторождения Сулеймансай: а, б — шахта № 5, глубина 2 м (а) и 6 м (б); в — шахта № 1. По Е. М. Янишевскому [1931]: 1, 2 — руды: 1 — церусситовые, 2 — ванадиевые; 3 — мраморы кембрия; 4 — песчаники фамена; 5 — раздробленный и интенсивно выветренный песчаник, замещенный глиной

Основной минерал первичных руд — галенит, второстепенные — сфалерит, халькопирит, пирит, тетраэдрит и сульванит [Чехович, 1938]. Широко развитые окисленные руды обогащены свинцом и ванадием. В них повсеместно повышено содержание серебра, молибдена и золота.

Конгломерат-песчаниковый свинцово-марганцевый тип (тасбулакский)

Свинцово-марганцевое оруденение тасбулакского типа находится на одном (или близком к нему) уровне с ванадиево-свинцовой минерализацией месторождения Сулеймансай. Для рудных проявлений этого типа характерны пластовая морфология рудных тел, коронадит-гематит-браунитовый состав руд. Гравелиты марганцевого горизонта фациально замещаются карбонатными омарганцованными брекчиями.

Месторождение Тасбулак

Рудное поле сложено красноцветными терригенными породами сулеймансайской свиты. В верхах средней пачки красноцветных аркозовых песчаников выделяется горизонт сероцветных кварцевых песча-

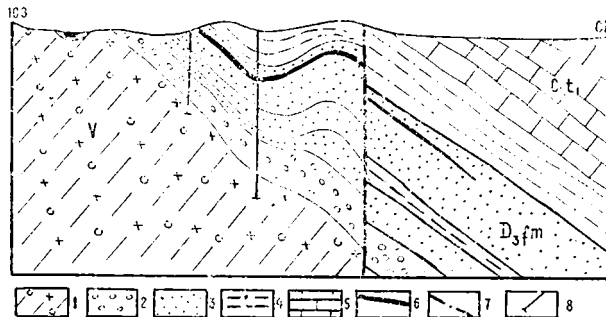


Рис. 61. Геологический разрез месторождения Тасбулак. По В. Е. Синицыну:

1 — расланцованные кремнисто-туфотерригенные отложения венда; 2—4 — обломочные образования сулеймансайской свиты фамена: 2 — конгломераты базальной пачки, 3 — песчаники средней пачки, 4 — алевриты и мелкозернистые песчаники верхней пачки; 5 — карбонатные отложения нижнего турне; 6 — марганцеворудное тело; 7 — разрывные нарушения; 8 — пробуренные скважины

ников, гравелитов и конгломератов с марганцевым и свинцовым оруденением (рис. 61). Мощность горизонта 5—7 м, в раздувах до 20—25 м, длина 5,3 км. Внутреннее строение рудоносного горизонта неоднородное. Верхняя часть состоит из линз, прослоев и желваков агрегативных марганцевых руд. В нижней части прослеживаются пласты, состоящие из гравелита с марганцевым цементом.

Основные рудные минералы — браунит, псиломелан и пиролюзит. Часто встречаются биксбиит, коронадит, гематит, голландит и вернадит. Пластовые рудные тела прослежены на глубину. Содержание марганца 3,4—18,6%, в отдельных линзах — до 53%; железа — 2—6%; бария — 1—4%; присутствует свинец, местами отмечаются золото.

Медисто-песчаниковый тип

Среди красноцветных алевропесчаников верхней пачки сулеймансайской свиты выделяются сероцветные прослой слабоуглистых полевошпат-кварцевых песчаников с убогой медной минерализацией. По ореолам меди, свинца и серебра меденосные песчаники (с перерывами) прослеживаются на северо-восточном склоне хр. Малый Каратау на многие десятки километров. Суммарная мощность меденосного горизонта варьирует от нескольких до 20 м, иногда до 30 м. Содержание меди в нем не превышает первых десятых долей процента. Лишь в отдельных тектонически нарушенных участках в прокварцованных песчаниках концентрация меди возрастает до 1—3%. Рассматриваемому типу свойственны пластовая форма рудных скоплений, гнездо- и линзообразное обогащение регенерированной медью в местах тектонических осложнений. Руды халькопирит-халькозиновые с серебром, золотом и висмутом. По параметрам проявления меди этого типа не выходят за рамки мелких месторождений. Основным его представителем является месторождение Тасбулак Медный.

Месторождение Тасбулак Медный

Месторождение приурочено к сводовой части антиклинали второго порядка, осложняющей юго-западное крыло крупной синклинали складки. Сулеймансайская свита состоит из трех пачек: базальной (конгломератовой), средней (песчаниковой) и верхней (алевропесчаниковой). В последней развит горизонт сероцветных полевошпат-кварцевых песчаников и алевролитов мощностью 20—25 м. В нем выявлено пять зон медной минерализации, вытянутых согласно с простираемением вмещающих пород в северо-западном направлении. Протяженность зон 30—120 м, мощность — 5—30 м [Федоренко и др., 1979]. Рудная минерализация вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа представлена халькозином, малахитом, азурином и хризоколлой. В местах обогащения медью песчаники окварцованы. Сопутствующие элементы — серебро, золото, висмут.

Заканчивая характеристику тасбулакского металлогенического комплекса, отметим однотипность рудногеологических образований этого комплекса с таковыми Чу-Илийского рудного пояса. В обоих регионах продуктивны верхнедевонско-раннекарбоновые отложения моласоидной формации. Бариево-свинцово-цинково-железо-марганцевая минерализация сингенетического и эпигенетического этапов проявлена на нескольких стратиграфических уровнях. В Малом Каратау кроме бария,

свинца и цинка сквозными элементами для всех уровней являются медь, серебро и золото. Другая особенность этого региона — широкое распространение стратифицированного бедного оруденения, на основе которого в тектонически активных зонах развивается относительно богатая регенерированная минерализация, представляющая эпигенетический этап рудообразования. В тех местах, где рудовмещающие моласоидные отложения залегают на фосфоритонесной чулактауской свите, содержащей углеродисто-кремнистый горизонт, эпигенетические руды резко обогащены вплоть до образования существенно ванадиевых со свинцом, серебром и молибденом рудных залежей сулеймансайского типа. Как в стратифицированных, так и в эпигенетических рудных скоплениях, повышенные концентрации меди тяготеют к зонам развития ордовикских гранитоидных интрузий с медной минерализацией, перекрытых моласоидными отложениями. В целом все рудные компоненты стратифицированного и эпигенетического оруденения тасбулакского комплекса содержатся в достаточном количестве в нижележащих рудных скоплениях ордовика, кембрия и венда. Как представляется авторам, факт мобилизации ванадия, молибдена, меди, серебра и редких земель позволяет распространить экстракцию и переотложение рудного вещества и на такие компоненты, как барий, свинец, цинк, марганец и железо. Подтверждают это результаты изотопного анализа свинца галенитов из агрегативных эпигенетических руд месторождения Сулеймансай и тонковкрапленного галенита из стратифицированных скоплений средней пачки сулеймансайской свиты. Свинец галенитов обоих типов минерализации имеет одинаковый изохронный возраст — 580—610 млн. лет — и соответствует свинцу венд-нижнекембрийских породных и рудных образований. Главная «дренирующая» структура — Байкадамская зона разломов, вдоль которой расположены рудные проявления тасбулакского комплекса. В отличие от Малого Каратау в Чу-Илийском рудном поясе рудовмещающие моласоидные отложения насыщены вулканитами (туфы кварцевых порфиров, туффиты), что позволяет ряду исследователей связывать оруденение с вулканизмом и относить его к атасуйскому типу. В Малом Каратау в моласоидном разрезе вулканогенный материал пока не зафиксирован, как не установлено ни яшмоидных, ни железисто-кремнистых образований. Если в Чу-Илийском регионе все фамен-нижнекарбоновые мульды, несущие признаки рудоносности продуктивного горизонта, требуют систематического обследования [Щерба, 1980], в Малом Каратау проявления и рудоносные уровни рудовмещающей фамен-нижнетурнейской моласоидной формации представляются неперспективными на поиски практически ценных скоплений свинца, цинка, меди и марганца.

СТАДИЯ ИНВЕРСИИ

Начиная с башкирского яруса среднего карбона до ранней перми структурно-формационная зона Большого Каратау испытала инверсию тектонического режима. В это время происходило образование моласоидов в юго-восточной части зоны и карбонатно-терригенных отложений сокращенной мощности в северо-западной. С завершающим периодом инверсионной стадии связано внедрение мелких интрузий диабаз-гранит-порфирового пермо-карбонового байжансайского комплекса. Этот комплекс состоит из габбро-норитов, диабазов, габбро-диабазов,

гранит-порфиров и гранитов*. В структурном плане интрузии этого комплекса или проявлены в Осевом Каратау, или тяготеют к нему со стороны Большого Каратау (Байжансайский район).

В молассоидных и терригенно-карбонатных отложениях рудная минерализация отсутствует. Она установлена только в связи с диабаз-гранит-порфировым комплексом. С габбро-диабазами ассоциирует медно-золотая минерализация, а гранит-порфиры и граниты сопровождаются танталониобиевым оруденением. В инверсионной стадии герцинского рифтогенного цикла выделены один металлогенический комплекс, два подкомплекса и три типа (см. табл. 1).

Верхнекарбонново-нижнепермский диабаз-гранит-порфировый золото-танталониобиевый комплекс

Комплекс состоит из диабаз-гранит-порфировой геологической и золото-танталониобиевой рудной формаций, развитых в Осевом Каратау. С ранними габбро-диабазами связаны мелкие эпизодические проявления медно-золотой минерализации (габбро-диабазовый золоторудный подкомплекс). Эта минерализация представлена маломощными зонками пропилитизированных диабазов и редкими кварцевыми жилками с незначительным содержанием золота, меди, мышьяка (0,02--0,03%), свинца и цинка (до 0,1%). К поздним гранит-порфирам и гранитам приурочены скопления золота, тантала и ниобия (гранитный золото-танталониобиевый подкомплекс). В эндо- и экзоконтактах мелких (до 0,2 км²) гранит-порфировых интрузий встречаются маломощные зонки кварц-серицитовых метасоматитов с золотом, медью и незначительным количеством свинца, цинка и мышьяка. С гранитными интрузиями ассоциирует качественно иная, существенно танталониобиевая минерализация в зонах грейзенизированных щелочно-полевошпатовых микрогранитов. Танталониобиевая минерализация, выявленная в процессе комплексных исследований Каратау, изучена слабо в связи с расчлененным рельефом и широко развитыми осыпями. По предварительным данным, ширина отдельных грейзенизированных зон варьирует от 1 до 8—10 м, по простиранию они не прослежены. Грейзены мелкозернистые, кварц-биотит-мусковитовые, макроскопически с трудом отличаются от вмещающих метаморфических пород. В протолочках, отобранных из грейзеновых зон, установлены редкие зерна колумбита. Кроме тантала и ниобия грейзены содержат золото, олово и висмут. В слабоизмененных порфировидных гранитах встречаются вкрапления арсенопирита. Грейзеновые зоны с танталониобиевой минерализацией выявлены только в связи с одним небольшим (0,1 км²) интрузивным массивом. Все другие интрузивные тела гранитного состава (площадью до 4 км²), расположенные вдоль Каратауского разлома на протяжении 50 км (от гор Мынжилки на северо-запад), в отношении танталониобиевой минерализации не изучены и требуют своей оценки. Необходимость постановки поисковых работ подкрепляется результатами исследований, проведенных геологами Каратауской геолого-разведочной экспедиции и Н. П. Севрюгиным, по данным которых в этой пятидесятикилометровой зоне для отдельных гранитных массивов характерны высокие кларки концентраций ниобия и олова.

* Геология и металлогения Каратау. Т. 1. Геология Каратау. Алма-Ата, 1986.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ ГЕРЦИНСКОГО ЦИКЛА

Герцинский рифтогенный цикл выделяется бариево-свинцово-цинковой и свинцово-цинковой минерализацией, мощно проявившейся в стадии проседания структурно-формационной зоны Большого Каратау. Как и в других районах Казахстана (Атасуйский, Каркаралинский, Аксоран-Акжальский, Уралбайский), промышленные скопления бария, свинца и цинка приурочены к углеродисто-кремнисто-карбонатным отложениям верхнего фамена. Молассоиды стадий заложения и инверсии не несут сколь-нибудь заметных рудных концентраций. Незначительной рудной минерализацией сопровождаются интрузивные образования инверсионного пермо-карбонового диабаз-гранит-порфирирового комплекса. В связи с этим при анализе особенностей и закономерностей проявления оруденения в герцинском цикле основное внимание уделяется наиболее продуктивному каратаускому металлогеническому комплексу.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ КОНТРОЛЬ

Для герцинского рифтогенного цикла выявлена четкая зависимость состава и масштабности оруденения от типа рудовмещающих отложений, геохронологического положения и особенностей палеотектонических обстановок проявления рудной минерализации. Среднедевонской молассоидной формации раннего периода стадии заложения свойственно слабо развитое метаморфогенное железо-марганцевое и бариевое оруденение (тюлькубашский молассоидный бариево-железо-марганцевый комплекс). С туфоаргиллитовыми отложениями франа (корпешская свита) тесно ассоциирует медное оруденение мансфельдского типа, с карбонатными породами верхнего девона — нижнего карбона (фаменский — визейский ярусы) — широко распространенное высокопродуктивное в Каратау бариево-свинцово-цинковое оруденение (каратауский терригенно-карбонатный бариево-свинцово-цинковый комплекс). В северо-восточном борту рифтогенной структуры этому комплексу соответствует молассоидная формация Малого Каратау со слабо проявленной свинцовой, свинцово-железо-марганцевой и медной минерализацией (тасбулакский молассоидный медно-свинцово-марганцевый комплекс).

Для продуктивного в герцинском цикле каратауского металлогенического комплекса стадии проседания рифтогенной структуры отчетливо устанавливается зависимость масштабности бариево-свинцово-цинкового оруденения от состава карбонатных образований и их фациальной принадлежности, наиболее ярко выраженная для фаменских отложений. Литолого-фациальный контроль свинцово-цинкового оруденения дал возможность уже первым исследователям Каратау оценить потенциальные перспективы отдельных районов по фациальной принадлежности развитых в них карбонатных толщ. Были выделены кызылатинская, биресекская, турланская, аксуранская фации фаменских отложений, неравноценные по насыщенности рудной минерализацией. Разные лито-фациальная и физико-географическая обстановки формирования карбонатных отложений фамена предопределили выделение нами двух латеральных подформаций (градаций) — кремнисто-доломит-известняковой (шалкия-миргалимсайской) и известняково-мергелистой (турланской), различающихся помимо литологического состава и геохимической специализации отложений масштабностью проявления оруденения.

Шалкия-миргалимсайская подформация развита в основном в Туркестанском трое. Для нее характерны четко выраженная серебряно-бариево-свинцово-цинковая геохимическая специализация разнофациальных доломит-известняковых отложений, широкое проявление на разных уровнях стратифицированной бариево-свинцово-цинковой минерализации и крупных скоплений промышленных руд. В отложениях подформации размещается самая многочисленная группа рудных объектов Каратау, в том числе основные месторождения — Миргалимсай, Шалкия, Бурабай, Талап и Байжансай. Кремнисто-доломит-известняковая шалкия-миргалимсайская подформация расчленяется на ряд фаций с различными литологическим составом, степенью рудоносности и интенсивности проявления геохимической специализации. Выделены такие литофации: кремнисто-доломит-известняковая (шалкиинская), глинисто-доломит-известняковая (биресекская) в Центральном Каратау и терригенно-известняковая (аксуранская) — в Байжансайском районе. Повышенно рудоносные из них первая и вторая. Третья литофация резко уступает им по масштабам рудных скоплений. Наиболее благоприятны для оруденения ритмические углеродисто-кремнисто-доломитовые и тонкослоистые углеродисто-известняково-доломитовые микрофации, сформировавшиеся в резко восстановительной обстановке. К ним приурочены все основные промышленные скопления свинцово-цинковых руд. С существенно доломитовыми микрофациями обычно связана баритовая минерализация. Слабо изученные и пока не оцененные кремнисто-известняковые и кремнисто-терригенно-известняковые микрофации перспективны на выявление марганцевого оруденения.

С углеродисто-кремнисто-доломитовыми микрофациями ассоциирует свинцово-цинковое оруденение месторождений Шалкия, Талап, Бурабай и других рудных объектов. Рудоносные углеродисто-кремнисто-доломитовые пачки ритмичного строения обогащены органическим углеродом ($C_{cp} = 0,80\%$) и кремнеземом (42,4—45,3%), содержат реликты туфогенных образований. Входящие в их состав доломиты отличаются высокой пористостью (3,89—6,08%) и хрупкостью.

К тонкослоистой углеродисто-известняково-доломитовой микрофации, известной как вторая ленточная пачка биресекской фации, тяготеет бариево-свинцово-цинковое оруденение месторождений Миргалимсай, Кантаги и многочисленных рудопроявлений. Этой пачке свойственны повышенные концентрации органического углерода ($C_{cp} = 0,30\%$, местами до 4—5%), растворимых битумов (0,004—0,30%), закисных форм марганца ($C_{cp} = 1,04\%$) и железа ($C_{cp} = 1,38\%$). Углеродистое вещество тонко рассеяно в рудовмещающих доломитах и доломитовых известняках. Местами в значительном количестве присутствуют остатки водорослей, что дало основание С. Е. Колотухиной [1960] относить эти породы к обломочно-онколитовым образованиям. Редкие прослои кремнистых пород в этой микрофации в отличие от предыдущей углеродисто-кремнисто-доломитовой обогащены марганцем и железом.

Известняково-мергелистая (турланская) подформация, распространенная в Ачисайском трое и в северном борту Туркестанского, отличается преобладанием мергелей и глинистых известняков, слабо выраженной серебряно-цинково-свинцово-бариевой геохимической специализацией и незначительным развитием стратифицированного оруденения. В ней локализуются лишь одиночные свинцово-цинковые рудопроявления, приуроченные к органогенно-известняковым микрофациям, и скопления баритовых руд в доломитах (месторождение Коккия).

Литолого-фациальный контроль оруденения характерен и для турнейской известняково-доломитовой, визейской трахибазальт-доломит-известняково-терригенной подформаций. В них, как и в фаменской кремнисто-доломит-известняковой подформации, минерализованы доломитовые микрофации. Наибольшее количество рудопроявлений связано с сероводородно-доломитовыми микрофациями (искристая пачка турнейского яруса), отличающимися высоким (0,0005—0,001%) содержанием сероводорода, повышенной пористостью (2—6%) и хрупкостью [Князев, 1960]. Так, в Ачисайском рудном поле пластовые рудные тела развиты в доломитах кровли и почвы искристой пачки, к ней же тяготеют и рудные залежи эпигенетических руд в термокарстах и зонах дробления.

Тесная связь рудной минерализации с определенными микрофациями карбонатных отложений легла в основу выделения металлогенических типов, отражающих специфику составов вмещающих пород и ассоциирующего с ними оруденения. Среди них по практической значимости основные — углеродисто-кремнисто-доломитовый свинцово-цинковый (шалкиинский), углеродисто-известняково-доломитовый бариево-цинково-свинцовый (миргалимсайский), второстепенные — туфоаргиллит-доломитовый марганцовисто-медно-свинцово-цинково-бариевый (акшешекский) и доломитовый колчеданно-свинцово-цинковый (ачисайский) типы.

Обязательным членом микрофаций, высокопродуктивных на свинец и цинк, являются кремнистые породы (кремни, кремнистые доломиты и известняки), обычно обогащенные органическим веществом (шалкиинский тип), редко железом и марганцем (миргалимсайский тип). Природа кремнистых пород, трассирующих оруденение, пока окончательно не выяснена. Судя по реликтам туфогенных образований в кремнях и повышенным содержаниям в них титана и хрома (за счет разложения фемических минералов), не исключается связь кремненакопления, синхронного с вулканизмом. Рассматривая в этом аспекте девон-карбонный каратауский металлогенический комплекс, нетрудно заметить спад стратифицированного (гидротермально-осадочного; температура образования сфалерита и галенита 60—80°C) свинцово-цинкового оруденения в направлении уменьшения кремнистости рудоносных микрофаций и соответственно смену крупномасштабного оруденения (шалкиинский и миргалимсайский типы) «распыленной» мелкомасштабной, бедной свинцом и цинком минерализацией (теректинский, жусалинский и другие типы).

В границах герцинского рифтогенного цикла основная рудоносная микрофация — углеродисто-кремнисто-доломитовая. С ней в Каратау связаны стратифицированные наиболее крупные скопления свинца и цинка в верхнем фамене. Эта рудоносная микрофация наиболее перспективна на выявление новых практически ценных скоплений свинцово-цинковых руд. В структурном плане она развита в основном в Туркестанском трого, где кремненакопление и промышленное оруденение приурочены к осевой части, трассируемой системой разломов и более поздними (пострудными) проявлениями пермо-триасового щелочно-габброидного магматизма.

В отличие от свинцово-цинковой стратифицированной бариевой минерализацией обогащены слабокремнистые существенно углеродисто-известняково-доломитовые микрофации, в которых наряду с незначительным (первые доли процента) присутствием кремнезема в доломитах

(доломитовый и второй ленточный горизонты Миргалимская) встречаются редкие маломощные прослои серых кремней (Акшешек) или бурых яшмоподобных пород с железом и марганцем (второй ленточный горизонт Миргалимская). Обогащение кремнеземом наблюдается только в эпигенетических (гидротермально-метасоматических) кварц-баритовых рудах (кварц-баритовое ядро Миргалимская, баритовые жилы с кварцем Коккии).

По сравнению с относительно низкими температурами (140—70°C) образования барита пластовых залежей кварц-баритовая ассоциация формировалась в температурном интервале 210—140°C (см. раздел «Температура и состав рудообразующих растворов»). Эти данные в совокупности с контролем кварц-баритовой минерализации разломами породили многовариантные представления о происхождении кварц-баритовых руд. По Н. М. Митряевой, это второй гидротермально-метасоматический этап рудообразования, по В. В. Овчинникову, кварц-баритовое ядро Миргалимская является стволовой частью гидротермально-осадочного этапа, а по Л. А. Мирошниченко и В. И. Фомичеву, это результат регенерации гидротермально-осадочных скоплений бария (а также свинца и цинка) растворами, богатыми кремнеземом.

Как уже отмечалось, наиболее крупные скопления бариевых руд приурочены к углеродисто-известняково-доломитовой микрофации (миргалимсайский тип), расположенной на одном верхнефаменском стратопорядке со стратифицированными свинцово-цинковыми рудами углеродисто-кремнисто-доломитовой микрофации (шалкиинский тип). По масштабам бариевого оруденения этой микрофации заметно уступают раннефаменские туфоаргиллит-доломитовая (акшешекская) и органогенно-известняковая (катынкамальская) рудоносные микрофации. Независимо от представлений о происхождении этих руд главным и определяющим критерием при поисках промышленных скоплений барита в Каратау остается микрофациально-стратиграфический контроль.

ЯРУСНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ И ПРОДУКТИВНЫЕ СТРАТОУРОВНИ

Каратаускому металлогеническому комплексу свойственно многоярусное стратиформное оруденение. По характеру проявления оруденения, его приуроченности к определенным по составу и условиям формирования породам, положению в разрезе и биостратиграфическим данным в каратауском комплексе выделено десять уровней стратиформной минерализации: 1) корпешский (поздний фран); 2) акшешекский (начало раннего фамена); 3) катынкамал-дарбазинский (низы раннего фамена); 4) кенможе-аксеркейский (средняя часть раннего фамена); 5) шалкия-миргалимсайский (средняя часть позднего фамена); 6) аккалпынский (верхняя часть позднего фамена); 7) карагаштыкан-аралтауский (основание раннего турне); 8) ачисайский (низы раннего турне); 9) бугунский (верхняя часть раннего турне); 10) кашкаратинский (низы раннего визе).

Корпешский уровень медной минерализации проявлен в верхней части позднефранских туфоаргиллитовых отложений корпешской свиты в виде нескольких поэтажно залегающих стратифицированных горизонтов (см. рис. 28). Убогая халькозин-борнит-халькопиритовая минерализация этого уровня прослежена на отдельных участках Центрального Каратау на десятки километров.

Акшешекский уровень медно-бариевого оруденения связан с доломитовым горизонтом кровли позднефранской корпешской свиты (см. рис. 29). Этот уровень прослеживается на северо-западе Центрального Каратау, в Тегистыкской и Джилаганатинской синклиналих. В характерном его представителе — Акшешек-Джилаганатинской рудосной зоне — халькопирит-баритовая минерализация местами с галенитом и сфалеритом прослежена по простиранию на 10 км. Содержание барита на месторождении Акшешек составляет 35%, меди — десятые доли процента.

Катынкамал-дарбазинский уровень баритовой и галенит-сфалеритовой минерализации развит у основания нижнефаменских отложений в шалкия-миргалимсайской и более слабо в турланской подформациях. Баритовое оруденение на этом уровне наиболее интенсивно проявлено в доломитовой пачке биресекской фации в Миргалимсайской антиклинальной зоне [Северюгин и др., 1979]. Баритовосные отложения доломитовой пачки прослежены на северном и южном крыльях Кенкольской и Курусайской антиклиналей на 10 км. Аналогичное стратиграфическое положение занимает Биресек-Беркутинская баритовосная зона, а на северо-западе Центрального Каратау на этом уровне отмечается убогая свинцово-цинковая стратифицированная минерализация рудопроявления Корпеш. В турланской подформации к этому уровню (низы шушакской пачки) тяготеют баритовое оруденение месторождения Коккия, рудопроявления Тесиктас, Уюкское Западное, Акжар и свинцово-цинковая минерализация Катынкамальской антиклинали, прослеженная на северном и южном крыльях структуры на расстоянии до 5 км [Северюгин и др., 1979]. В Байжансайском районе в низах фаменских отложений локализуются существенно галенитовое оруденение месторождения Дарбаза и ряд рудопроявлений.

Кенможе-аксеркейский уровень, находящийся в средней части раннего фамена, представлен слабо проявленной свинцово-цинковой минерализацией. С ним связаны рудопроявления Корпеш, Чушкабулак, Аксерке, Джолсай, Кенможе II, III, Ормак, Кызылата Северная и Южная, Туетас, Бадамбай, Икансу и др. На рудопроявлении Корпеш убогая сингенетичная минерализация этого уровня прослежена на 1500 м, а на участке Кенможе II, III — на 1800 м.

На шалкия-миргалимсайском уровне развиты основные промышленные скопления стратиформного бариево-свинцово-цинкового оруденения. К нему приурочены в шалкиинской фации Северо-Западного Каратау рудоносные углеродисто-кремнисто-доломитовые ритмы Шалкии, брекчированные доломиты, кремни и кремнисто-доломитовые породы Талапа, Бурабая, Акбастау и Асильбека, в биресекской фации Центрального Каратау — тонкослоистые доломиты рудной пачки месторождений Миргалимсай, Ансай и Кантаги, а в аксуранской фации — оруденение Байжансая и Аксурана. Этот уровень вне рудных полей трассируется на значительные расстояния ореолами рудогенных элементов.

Аккалпынский уровень, расположенный в кровле верхнефаменских отложений, выражен слабо и не содержит промышленных концентраций рудных элементов. Он фиксируется убогой свинцово-цинковой минерализацией как на северо-западе (рудопроявления Аккалпын, Алтынды, Корпеш, Ормак Средний), так и в центре (Амансай, Бала-Бурген и др.) и на востоке (рудопроявления Комба, Акбулак) Центрального Каратау, а также в Юго-Восточном Каратау (Кайракты и др.). Наиболее развит этот уровень в Миргалимсайской антиклинальной зоне, где он

представлен верхней ленточной пачкой доломитовых известняков с рассеянной свинцово-цинковой минерализацией, прослеженной на десятки километров.

Карагаштыкан-аралтауский уровень рассеянной бариево-свинцово-цинковой минерализации совмещен с базальной пачкой известняков. В Центральном Каратау на этом уровне развито бариевое оруденение рудопроявлений Назыр, Ормак, Родниковое и Шилбыр, а также галенит-сфалеритовая минерализация в Карагаштыкане, Салдыктасе и др. В Юго-Восточном Каратау в базальной пачке залегают баритовые проявления Улькен-Бугунь и Асан, а в Байжансайском районе — свинцово-цинковое оруденение месторождения Аралтау.

Ачисайский уровень свинцово-цинкового оруденения расположен в искристой и турланской доломитовых пачках Центрального и Юго-Восточного Каратау. С этим уровнем связаны стратифицированные зоны рассеянной минерализации, пластовые рудные тела и осложняющие их секущие линзовидные залежи месторождений Ачисай, Карасай, а также многочисленная группа рудопроявлений Центрального (Джиллаганата I, II, Рюмкоз, Джангильчак, Случайное) и Юго-Восточного (Сасыкбулак, Улькентура, Карагашты и др.) Каратау. В Байжансайском районе на ачисайском уровне локализуется свинцово-цинковое оруденение рудопроявлений Пушкаревского, Пятилетка, Пономаревского, Заявочного, Верхнебозбутацкого, Кырхимбай, Акбет, а также выявленные в последние годы колчеданно-цинково-свинцовые руды месторождения Байжансай. Здесь, на крыльях Бозбутацкой антиклинали, стратифицированная убогая свинцово-цинковая минерализация в доломитах прослежена на расстоянии многих километров [Севрюгин и др., 1979]. Перспективность уровня оценивается достаточно высоко, в основном на выявление эпигенетических руд.

Бугуньский уровень барит-галенитовой минерализации тяготеет к известняково-доломитовой (третьей) подпачке балатурланской пачки в северном крыле Каскырсайской антиклинали. Наряду с сингенетической минерализацией в нем присутствуют гнезда и линзовидные скопления богатых эпигенетических руд (Восточно-Бугуньское месторождение).

Кашкаратинский уровень баритовой минерализации установлен в одноименной синклинали, где он представлен баритоносной доломит-известняковой пачкой у основания трахибазальт-доломит-известняково-терригенной подформации ($C_{1v}-C_2$).

Кроме того, отмечается очень убогая сингенетическая свинцово-цинковая минерализация в карбонатных отложениях средней части средне-визейского подъяруса. Она трассируется ореолами рудных элементов в северо-западных отрогах хр. Таласский Алатау, местами в Центральном и Юго-Восточном Каратау (см. рис. 56). В зонах магматической активизации (P_1-T) к этому уровню приурочены секущие тела регенерированных эпигенетических агрегативных руд проявлений Қиикбайсай, Теректинское, Визейское и др.

Тасбулакский молассоидный медно-свинцово-цинково-марганцевый комплекс (D_3fm-C_{1t}), как и каратауский, характеризуется многоярусным расположением стратиформного оруденения. В нем выделены три уровня рудной минерализации [Федоренко и др., 1979]. Состав оруденения — свинцово-цинковый в нижнем уровне, свинцово-железо-марганцевый — в среднем, медный — в верхнем. Первый уровень связан с основанием базальной пачки сулеймансайской свиты фамена. Он представлен убогой цинково-свинцовой минерализацией в конгломерато-

брекциях, а также в переслаивающихся с ними песчаниках и гравелитах. В зонах дробления образуются скопления регенерированных агрегативных сфалерит-галенитовых руд с сульванитом, ванадинитом и халькозином (Сулеймансай, Айдарлыбулак и др.). Второй уровень стратифицированной минерализации расположен в вышележащей пачке красноцветных песчаников. Браунит-псиломелановое оруденение ($C_{Mn} = 3,4—18,6\%$) с подчиненным барит-галенитовым ($C_{Ba} = 1—4\%$, $C_{Pb} = 0,02—1,75\%$) тяготеет к толще переслаивающихся песчаников, гравелитов и конгломератов. Наиболее отчетливо он проявлен на участке Тасбулак. Здесь рудоносный горизонт прослежен на 5,3 км при мощности 5—6 м. В 40—150 м выше в тех же красноцветах развита халькозиновая минерализация в серых песчаниках. Стратифицированный горизонт убогой медной минерализации (с содержанием меди сотые-десятые доли процента) протягивается на десятки километров при мощности до 20 м. Местами в нем отмечаются богатые (до 3,4%) скопления руд.

Основное промышленное значение имеет оруденение шалкия-миргалимсайского уровня. Значительно менее рудоносны ачисайский, катынкамал-дарбазинский и карагаштыкан-аралтауский уровни. Резко дифференцированный характер распределения оруденения с максимальной обогащенностью шалкия-миргалимсайского уровня является важным критерием потенциальной оценки каратауского металлогенического комплекса.

РУДЫ

Все свинцово-цинковые месторождения каратауского терригенно-карбонатного бариево-свинцово-цинкового комплекса подразделяются на три группы: 1) созданные в результате накопления рудного вещества в процессе седиментации — сингенетические с вмещающими породами; 2) образованные совмещением син- и эпигенетического оруденения; 3) эпигенетические.

Для руд всех месторождений характерно очень низкое содержание меди; руды, по существу, являются биметалльными. Минеральный состав первичных руд несложный (табл. 4). Наиболее прост он для месторождений гидротермально-осадочных руд, несколько сложнее — для эпигенетических. Руды месторождений второй группы, в формировании которых участвовали как гидротермально-осадочный, так и гидротермально-метасоматический процессы, выделяются самым сложным минеральным составом.

На всех объектах главные рудные минералы — сфалерит, галенит, пирит; из нерудных доминируют карбонаты (доломит, кальцит, анкерит), кварц, на некоторых объектах — барит. Руды отдельных месторождений при общности их элементного и минерального состава различаются по соотношению ведущих металлов — свинца и цинка. В гидротермально-осадочных рудах цинк преобладает над свинцом. Отношение свинца к цинку колеблется от 1 : 10 до 1 : 2. Эти руды являются естественным членом фаен-турнейских отложений. Рудные тела имеют пластовую форму и прослеживаются на значительные расстояния. Руды представляют собой черные, пигментированные углеродистым веществом доломиты, кремнистые и известковистые доломиты, реже доломитистые известняки, чередующиеся с кремнистыми породами; сульфиды образуют в них тонкую, зачастую пылевидную вкрапленность и слойки мощностью в доли и первые единицы, изредка до 10 мм. На ряде месторождений в рудах присутствует барит, особенно обильный на Мирга-

Таблица 4. Парагенетические минеральные ассоциации различных месторождений по этапам и стадиям (полужирным шрифтом выделены главные минералы, разрядкой — второстепенные)

Этап, ассоциация	Талап	Шалкия	Миргалымсай*	Ачнсай*	Аксуран	Байжансай
1	2	3	4	5	6	7
Гидротермально-осадочный (седиментогенез, диагенез) Ассоциация I	Сфалерит Галенит Пирит Доломит Кальцит Витерит? Кварц Барит Гидрослюда Углеродистое вещество	Сфалерит Галенит Пирит Доломит Кальцит Кварц Гидрослюда Углеродистое вещество	Галенит Сфалерит Марказит Пирит Халькопирит Доломит Кальцит Кварц Барит Углеродистое вещество	Пирит Сфалерит Халькопирит Барит Кварц	Галенит Сфалерит Халькопирит Пирит Доломит Кальцит Кварц Гидрослюда	Пирит Сфалерит Халькопирит Галенит Доломит Кальцит Кварц Гидрослюда
Дислокационный метаморфизм Ассоциация II	Сфалерит Галенит Доломит Кальцит Кварц Серицит	Галенит Сфалерит Доломит Кальцит Кварц Серицит	Галенит Сфалерит Пирит Доломит Кальцит Кварц	Пирит Сфалерит Галенит Доломит Кальцит	Пирит Сфалерит Галенит Доломит Кальцит	
Гидротермально-метасоматический Ассоциация III			Пирит	Пирит Сфалерит Галенит Кальцит	Пирит Сфалерит Галенит Кальцит	Пирит Сфалерит Галенит Кальцит Доломит
Ассоциация IV	Сфалерит Галенит Халькопирит Блеклая руда Арсенопирит Буланжерит? Доломит Кальцит Кварц Флюорит Барит	Сфалерит Галенит Пирит Марказит Халькопирит Бурнонит Буланжерит Блеклая руда Арсенопирит Доломит Кальцит Кварц Флюорит	Пирит Сфалерит Галенит Халькопирит Халькозин Дигенит-джарлент Геокронит-иорданит Блеклые руды Акантит Прустит	Галенит Сфалерит Халькопирит Пирит Золото самородное Блеклая руда Кварц Доломит Кальцит Анкерит	Пирит Сфалерит Галенит Марказит Блеклая руда Халькопирит Группа халькозина Золото самородное Кварц Кальцит Барит	Пирит Сфалерит Блеклая руда Халькозин Халькопирит Арсенопирит Барит Кварц Доломит Кальцит

1	2	3	4	5	6	7
Ассоциация V			Фрейбергит, серебро сам., энаргит, серицит, кварц, барит, доломит, кальцит, флюорит	Пирит Сфалерит Галенит Кальцит Флюорит	Пирит Сфалерит Вюртцит Пирит Кварц Кальцит Флюорит	Пирит Марказит Сфалерит Вюртцит Галенит Кальцит Флюорит
Возможно, метаморфогенные Ассоциация VI			Магнетит Гематит Пирит Сульванит Халькопирит Кварц			Магнетит Гематит Кварц

* В основном по С. А. Юшко [1969].

лимсае. Наиболее распространены в рудах слоистые, вкрапленные, оолитовые, псевдооолитовые и брекчиевые текстуры. Слоистость определена изменением от слоя к слою содержания доломита, кальцита, кварца, глинистого и углеродистого вещества и рудных минералов. Интенсивность вкрапленности сульфидов варьирует от единичных зерен до 20—30%, реже встречаются слойки, в которых содержание рудных минералов достигает 60—70% и более. В одних слойках из сульфидов доминирует пирит, в других — сфалерит, в третьих примерно в равной степени концентрируются пирит, сфалерит и галенит.

Из слоистых текстур наиболее развиты неравномерно- и ритмично-слоистая, а также послойно-вкрапленная. Неравномерно-слоистая текстура характеризуется незакономерным чередованием слоев, различающихся по составу и мощности. Ритмично-слоистая текстура образуется при ритмичной повторяемости слоевых единиц. Ритмы в основном двучленные. В основании ритма располагается слой доломита, внизу — обогащенный пиритом; верхний член ритма — кремнистый слой, содержащий вверху повышенное количество углеродистого вещества и пылевидной вкрапленности пирита и сфалерита. Внутри каждого слоя отмечается ритмика более высоких порядков, до микроритмов. Послойно-вкрапленная текстура обусловлена послойным распределением сульфидных вкрапленников в слойках, причем от слоя к слою изме-

няется не только интенсивность рудной минерализации, но и состав вкраплений. Например, на Шалки и Талапе в доломитовых слоях в основном присутствует пирит, а в кремнистых наряду с пиритом встречаются сфалерит и галенит. Изредка в рудах наблюдается косая слоистость. Менее распространены руды равномерно-вкрапленной текстуры. Это массивные доломиты с рассеянными вкраплениями сфалерита, пирита, в меньшей степени галенита. Слоистые текстуры особенно широко развиты в рудах Талапа и Шалки. В месторождении Миргалимсай установлены также руды оолитовой и псевдооолитовой текстур. Первые характеризуются скоплением в доломитах оолитов — агрегатов шаровидной или эллипсоидальной формы, часто с концентрически-зональным или радиально-лучистым внутренним строением. В рудах псевдооолитовой структуры оолиты не обладают концентрической слоистостью, иногда это сгустки водорослей или даже округлые, окатанные обломки карбонатных пород. Оолиты обычно сложены кальцитом, доломитом, изредка пиритом или марказитом; в цементе — доломит, кальцит с примесью глинистых минералов и с очень мелкими вкраплениями пирита, галенита и сфалерита. Такая цементирующая масса в первую очередь подвергается замещению баритом, несущим вкрапления и гнезда сульфидов, а сами оолиты замещаются лишь частично, в основном по отдельным зонам. В рудах многих месторождений (Шалкия, Талап и др.) распространены своеобразные брекчиевые текстуры. Седиментные рудоносные брекчии относятся к обвально-оползневым брекчиям сейсмогравитационного обрушения. При одноразовом обрушении обломки представлены доломитом, безрудным или с вкрапленностью сульфидов, или рудоносным ритмитом; цемент — углисто-сульфидно-карбонатно-кремнистый. В случае брекчий многократного обрушения в обломках находятся и доломит, и рудный «ритмит», и цементирующая масса брекчий одноразового обрушения. Все они цементируются углисто-сульфидно-кремнистым материалом с гнездовидными обособлениями халцедоновидного кварца. В таких брекчиях очень трудно, а порой и невозможно четко разграничить обломки и цементирующую массу. В образовании описываемых брекчий немаловажную роль помимо явлений обрушения сыграла разница в скорости литификации пород различного состава (доломитовые слои литифицировались быстрее сульфидно-кремнистых), и даже при слабых моретрясениях и при незначительных уклонах дна они могли дробиться и сползть в нелитифицированную кремнисто-сульфидную массу в мелких углублениях морского дна. Все описанные текстуры встречаются в комбинации с прожилковыми. Самыми распространенными являются кварц-доломитовые прожилки с кальцитом, сфалеритом и галенитом. Прожилки обычно не выходят за пределы одного слоя или группы слоев, состав их полностью определяется составом пересекаемой руды (породы). Мощность прожилков от волосных до 1,5—2 см. Сульфиды в прожилках — галенит и сфалерит — обычно крупнозернистые, часто несут следы деформаций. С процессом диагенеза связаны образование прожилков и приуроченность сульфидов и углеродистого вещества к сутурным швам. Первичные структуры рудных минералов часто изменены и сохранились лишь в слабопреобразованных рудах. Это биогенные структуры — псевдоморфозы сульфидов по остаткам микроорганизмов, метаколлоидные (сгустковые, фестончатые, колломорфно-зональные, ажурные и т. п.).

Гидротермально-осадочные руды слабо метаморфизованы. Вместе с породами они смяты в складки, расланцованы, что выражается в

развитии шнуровидных обособлений углеродистого вещества, параллельных слоистости, в удлинении зерен карбонатов, сфалерита, галенита в том же направлении. Дислокационный метаморфизм предопределил образование послойных срывов, к которым приурочены скопления черного блестящего графитизированного углеродистого вещества. В отдельных участках рудных тел отмечается будиначж; пострудное дробление привело к появлению тектонических брекчий, в которых обломки пород и руд цементируются жильными доломитом, кальцитом и кварцем с гнездами галенита и сфалерита. Трещины в рудах выполнялись теми же минералами, и такие прожилки зачастую невозможно отличить от диагенетических. Гидротермально-осадочные руды известны на многих месторождениях каратауского металлогенического комплекса. Шалкия и Талап представлены только ими, на Миргалимсае они преобладают, на Ачисае роль этих руд ничтожна.

Эпигенетические руды доминировали на месторождениях Ачисай, Бугунь, играли значительную роль на Байжәнсае и Аксуране. Они слагили мощные жилы и линзы, небольшие неправильные тела, приуроченные к зонам разломов. Главные минералы — пирит, сфалерит, галенит, кальцит. С. А. Юшко отмечает, что такие руды часто локализируются в древних карстовых полостях и обладают натечными и корковыми текстурами. Структуры руд обычно колломорфные. Для сфалерита характерна эмульсионная вкрапленность пирита, которая, по-видимому, представляла собой тонкую минеральную взвесь, захваченную при коагуляции гелей и разогнанную по кристаллографическим направлениям сфалерита при раскristаллизации коллоидной смеси. Рудоотложению предшествовали и сопровождали его дедоломитизация (кальцитизация) доломитов и доломитовых известняков и тесно связанное с ней возникновение эпигенетических доломитов [Колотухина, 1956]. В формировании руд помимо метасоматоза значительная роль принадлежала отложению рудного вещества в разного рода полостях, что нашло отражение в облике руд. Им присущи полосчатые унаследованные текстуры, обусловленные послойным замещением рудовмещающих пород, а также массивные текстуры. В зонах дорудного дробления часто образовывались руды цементной текстуры, когда рудный материал замещал цемент тектонических брекчий; когда же сульфидами обрастали обломки пород, возникли кокардовые текстуры. В результате рудоотложения в полостях сформировались различного рода колломорфные текстуры: колломорфно-зональные, ритмично-полосчатые. Последние были особенно распространены в рудах Ачисая. Одни исследователи рассматривали их как результат избирательного замещения сульфидами слоистых пород [Кунаев, 1956], другие — как производные динамометаморфизма [Юшко, 1969]. Однако отсутствие в упомянутых рудах реликтов вмещающих пород, а также метаморфических структур в сульфидных агрегатах, взаимоотношение сульфидов, свидетельствующие об их близкосоновременном отложении, указывают, по нашему мнению, на то, что в этих случаях отложение рудного вещества происходило из коллоидных растворов с образованием руд типа бурундучных. При развитии эпигенетического оруденения в контуре гидротермально-осадочной минерализации нередко возникают брекчиевидные текстуры.

Динамометаморфизм приводит к дроблению рудных агрегатов, смятию и расщеплению руд; в сфалерите наблюдаются двойники давления, в галените — явления трансляции, пластинчатые и плейчатые структуры.

В эпигенетических рудах Миргалимся, Аксурана, Байжанся и других месторождений распространены прожилки, линзы и жилы, приуроченные к зонам разломов и оперяющим их трещинам. Эти образования включают в себе самое большое количество минеральных видов; обращает на себя внимание присутствие в них минералов меди, серебра, сульфоантимонитов свинца и низкое содержание пирита. Именно с этими образованиями связана повышенная сереброносность руд Миргалимся и некоторых других месторождений. К такого типа минерализации, по-видимому, следует отнести прожилки кварц-доломит-кальцитового состава с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, теннантитом, бурнонитом, буланжеритом, арсенопиритом и флюоритом, развитые в рудах Шалкии и Талапа, а также прожилки своеобразного колломорфного пирита с тончайшими включениями галенита, сфалерита, теннантита, энаргита и других минералов, встреченные на Шалкии и особенно широко представленные на Миргалимсяе. Для этой ассоциации характерны структуры распада твердых растворов: эмульсионная — халькопирита в сфалерите, графическая и субграфическая — галенита и акантита, акантита и фрейбергита, галенита и самородного серебра, что свидетельствует об образовании руд при температурах, превышающих 100°C. Процесс рудообразования на всех месторождениях завершился формированием маломощных карбонатных прожилков со сфалеритом, галенитом и пиритом, иногда с флюоритом; спорадически отмечаются прожилки кварца с сульванитом, халькопиритом, кобальтпиритом и др.

Таким образом, в формировании руд выделяются два этапа: гидротермально-осадочный и гидротермально-метасоматический. Минеральные образования каждого этапа, в свою очередь, подразделяются на парагенетические ассоциации, отвечающие отдельным стадиям процесса рудоотложения (см. табл. 4). Полученная схема лишь в деталях отличается от предложенной С. А. Юшко [1969].

Широкое площадное распространение первой минеральной ассоциации, приуроченность ее к определенным стратиграфическим уровням, текстурно-структурные особенности руд, отсутствие в связи с оруденением изменений вмещающих пород — все это указывает на отложение рудного вещества во впадинах сравнительно неглубокого моря. Перераспределение рудного вещества в процессе диагенеза привело к возникновению второй ассоциации, слагающей многочисленные маломощные прожилки в рудах.

Колчеданно-свинцово-цинковые агрегативные руды Ачисая, Аксурана, Байжанся сложены в основном минералами третьей парагенетической ассоциации. С. А. Юшко считает, что эти руды отложились, скорее всего, из метаморфогенных растворов. И. И. Князев, В. В. Галицкий и другие полагали, что рудоносные растворы, проникавшие по тектоническим трещинам и зонам разломов, имели глубинное происхождение. Материалы по термобарометрии руд Ачисая [Париллов и др., 1984] свидетельствуют в пользу последней точки зрения.

Четвертая минеральная ассоциация сформирована глубинными минерализующими растворами, в составе которых находились такие элементы, как сурьма, мышьяк, отсутствующие в более ранних минеральных образованиях. Пятая и, возможно, шестая минеральные ассоциации образованы путем переотложения вещества ранее возникших руд или же отложением его из остаточных рудоносных растворов.

Син- и эпигенетические разности руд, обладая близким набором элементов-примесей, различаются по их содержанию. В качестве приме-

ра сингенетических можно привести руды Шалкии и пластовые руды Аксурана, эпигенетических — руды секущих тел Аксурана.

Постоянными примесями руд являются серебро, кадмий, таллий. Галлий, кобальт, никель, мышьяк, сурьма присутствуют в очень низких концентрациях и локализуются в отдельных рудообразующих минералах [Митряева и др., 1980].

В сингенетических рудах Шалкии в пирите присутствует серебро. Концентраатор его — галенит. Этот минерал из слоистой руды содержит серебра примерно в 3 раза меньше, чем галенит поздних прожилков (четвертая ассоциация). Руды пластовых тел Аксурана почти в 8 раз беднее серебром, чем руды, слагающие секущие тела, а галенит из последних отличается особенно высоким содержанием серебра. В пирите и сфалерите серебра мало. Исключительно низка сереброносность у агрегативных руд Ачисая, ничтожно мало содержание серебра и в отдельных минералах, за исключением галенита. С. А. Юшко отмечает, что галенит и сфалерит из вкрапленных руд богаче серебром, чем из агрегативных.

Относительно высокосереброносны руды Миргалимсая. Как и везде, серебро здесь концентрируется в галените, но, кроме того, образует и собственные минералы, микровключения которых связаны с галенитом и поздним метаколлоидным пиритом.

Золото в рудах каратауских месторождений установлено в виде следов в единичных пробах (Миргалимсай, Шалкия). В рудах Ачисая по единичным аншлифам в сфалерите наблюдались включения золотин размером до 0,1 мм; самородное золото было встречено в одном аншлифе из агрегативных руд Аксурана.

Кадмиеносность руд определяется количеством в них сфалерита. Сфалериты основной массы руд Шалкии в 3—3,5 раза беднее кадмием, чем сфалериты прожилков. В галените и пирите кадмия очень мало, скорее всего, его присутствие определено примесью сфалерита в пробах. Содержания кадмия в сфалеритах пластовых и секущих рудных тел Аксурана близки между собой; здесь высококадмиеносен и галенит. В сфалеритах Миргалимсая кадмия примерно в 2 раза больше, чем в сфалеритах из ачисайской руды.

Данных о содержании и формах нахождения ртути чрезвычайно мало. По Н. П. Ильющенко, в агрегативных рудах Ачисая количество ртути 6,3 г/т; обогащены ею верхние части зон дробления, вмещающих оруденение и безрудных. Собственный минерал ртути — киноварь — установлен в значительном количестве в рудопроявлениях кашкарата-теректинского (Теректы, Даубаба, Киикбайсай) и ачисайского (Каракауз и др.) подкомплексов.

Галлий и индий присутствуют в пробах сфалерита. По Е. С. Оспанову, содержание галлия в сфалерите из руд Шалкии 17 г/т, индия — 2,8 г/т, причем в большинстве проб индий не обнаружен. На Ачисае и Миргалимсае сфалериты содержат соответственно 14,7 и 17 г/т галлия. Таким образом, галлиеносность сфалеритов разных месторождений примерно одинакова.

Таллий рассматривается В. В. Ивановым [1966] в качестве типоморфного элемента свинцово-цинковых руд Каратау. Таллий установлен в галенитах, пиритах и сфалеритах. В пластовых (сингенетических) рудах Шалкии и Аксурана таллия мало. Между тем руды секущих рудных тел Аксурана богаты таллием, что выделяет месторождение из числа других объектов. Основной минерал-носитель таллия — пирит, в

концентрате которого среднее содержание превышает 7000 г/т, а максимальное достигает 43 000 г/т. И. Ф. Костенко предполагает, что таллий находится в пирите в сорбированном состоянии. Это подтверждается тем, что в метаколлоидных разностях пирита его содержание почти в 100 раз выше, чем в кристаллически-зернистых, и равно соответственно 13 750 и 154 г/т. В поведении германия в рудах проявляются как халькофильные, так и литофильные его свойства. В рудах, залегающих в карбонатных породах и почти не содержащих силикатов и минералов кремнезема, германий имеет халькофильные свойства и накапливается в сфалерите. Поэтому наиболее германиеносны существенно цинковые разности руд. Некоторые исследователи (А. С. Жукова, А. А. Куденко и др.) считают германий типоморфным элементом сфалеритов месторождений миссисипского типа, в том числе и каратауских. Наиболее богаты германием коричнево-бурые, красновато-бурые, оранжевые разности сфалерита, в светлоокрашенных сфалеритах его значительно меньше. В сфалерите германий находится преимущественно в сорбированном состоянии; возможны оптически неразличимые минералы германия, а также изоморфное замещение германием железа сфалеритов [Зорин и др., 1967].

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Гидротермально-метасоматические изменения рудовмещающих пород проявлены слабо на свинцово-цинковых месторождениях Каратау. Наиболее типичны доломитизация и окварцевание, связанные в основном с перераспределением магния и кремния кремнисто-карбонатных пород, а эпизодически — и с дополнительным их привнесением гидротермальными растворами. На отдельных рудных полях отмечено скарирование.

Эпигенетическая доломитизация развита в локальных зонах на фоне широкого развития седиментационных диагенетических доломитов [Князев, 1954] и подчинена зонам разломов, послойным нарушениям и участкам пликативных осложнений. Она в целом синхронна с гидротермально-метасоматическим рудообразованием и свойственна месторождениям ачисайского, миргалимсайского и жусалинского типов. Гидротермально-метасоматические доломиты слагают тела неправильной формы, местами обрамляющие рудные залежи. Реже встречаются субпластовые тела. Повсеместно распространены доломитовые и кварц-доломитовые прожилки и жилы. Особенно интенсивно они развиты на месторождениях и рудных проявлениях с «секущими» рудными телами. Так, на Ачисае эпигенетические доломиты приурочены к Бельмазарской, Бельдургенсайской и Меридиональной зонам дробления. На месторождении установлены два типа эпигенетических доломитов — темно-серые средне- и крупнозернистые, пространственно не связанные с оруденением, и светло-серые, почти белые («сахаровидные»), окаймляющие рудные залежи (рис. 62). Гидротермально-метасоматические доломиты отличаются от седиментационно-диагенетических повышенными содержаниями фтора (0,38%) и хлора (0,1%) [Ильюшенко, 1974]. Они часто кавернозны, пустотки выполнены кальцитом, поздним доломитом, редко кварцем. Более дискуссионен факт происхождения послойной эпигенетической доломитизации. На месторождении Миргалимсай выявлен ряд пластовых тел эпигенетических доломитов в зонах гидротермального пропаривания пород [Алексеев, 1981]. В сторону от основных разломов месторождения (Главного, Криволинейного, Мухамеда) интенсив-

ность доломитизации уменьшается с образованием зональности доломит — доломит с реликтами известкового субстрата — пятнистый доломит — известняк. На месторождении Кантаги, по данным Г. С. Лабазина и Л. Н. Балавинского, штокообразное рудное тело, залегающее в

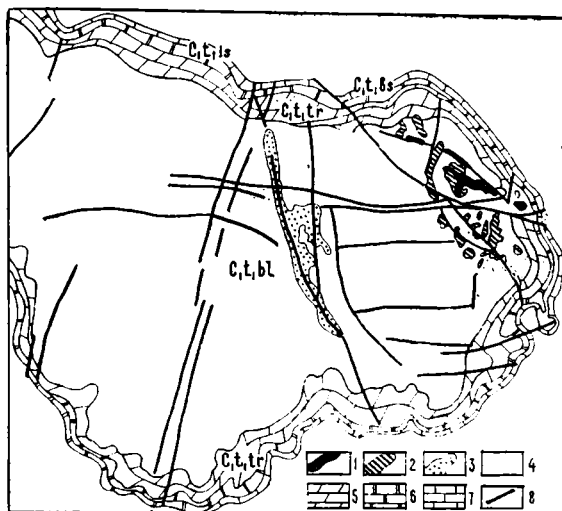


Рис. 62. Проявление эпигенетической доломитизации на Ачисайском рудном поле. По материалам, полученным на Ачисайском руднике:

1 — проекция рудных тел на дневную поверхность; 2, 3 — эпигенетические доломиты: 2 — светло-серые, окаймляющие рудные залежи, 3 — темно-серые, развитые вдоль крупных разломов; 4 — известняки бельмазарской пачки; 5 — доломиты и известняки турланской пачки; 6 — массивные доломиты искристой пачки; 7 — глинистые известняки акбулакской пачки; 8 — разрывные нарушения



Рис. 63. Эпигенетическая доломитизация карбонатных пород на месторождении Кантаги. По Г. С. Лабазину и Л. Н. Балавинскому:

1 — рудное тело; 2 — эпигенетические доломиты; 3—6 — литологические пачки карбонатных пород: 3 — средняя комковатая, 4 — вторая ленточная, 5 — ячеистая, 6 — нижняя ленточная; 7 — разрывные нарушения

карбонатных породах второй ленточной и ячеистой пачек фамена, обрамлено оторочкой гидротермально-метасоматических доломитов мощностью 2 м и более (рис. 63). В них, как и в первичных известняково-доломитовых отложениях второй ленточной пачки, содержания марганца повышенные (0,5%).

О физико-химических условиях проявления магнезиального метасоматоза можно судить по данным экспериментальных исследований. Исходя из термодинамических расчетов образование доломита возможно в нейтрально-щелочных условиях ($pH=6-10$) при умеренных парциальных давлениях углекислоты и температуре, не превышающей $400^{\circ}C$. Экспериментальные исследования подтвердили, что кальцит легко замещается доломитом в 5%-ном растворе $MgCl_2$ ($pH=6-8$) и температурном интервале $200-300^{\circ}C$ [Щербань, 1978]. Именно такая физико-химическая обстановка господствовала при проявлении гидротермально-метасоматического рудообразования.

Окварцевание, связанное с регенерацией кремнезема в процессе низкотемпературного метаморфизма, характерно для месторождений шалкинского типа, отличающихся широким распространением рудоносных кремнисто-доломитовых пород. На самом месторождении Шалкия углеродисто-кремнисто-доломитовые ритмы в локальных зонах подвергнуты эпигенетическому окварцеванию. Метаморфогенный кварц отмечается в виде пересекающихся систем прожилков, линз и гнезд, имеющих ясно выраженную гранобластовую структуру. В участках дробления кварц цементирует обломки кремнисто-доломитовых пород. Широко распространены кварц-карбонатные прожилки и жилки с сульфидами свинца и цинка, имеющие отчетливую зональность. Центральные части их выполнены кальцитом с вкрапленниками и гнездами сфалерита, а в зальбандах развиты кварцевые оторочки.

На месторождении Миргалимсай гидротермально-метасоматическое окварцевание выражено значительно слабее. Кварц слагает ядерную часть центральной (баритовой) зоны, контролируемой разломами. Он образует гнезда и петельчатые прожилки в баритовых агрегатах. Количество его вблизи взброса Мухамед достигает 40%. При удалении от разлома количество кварца постепенно уменьшается, происходит смена барит-кварцевых чисто баритовыми образованиями.

Слабо проявлено гидротермально-метасоматическое окварцевание на месторождениях и рудопроявлениях Юго-Восточного Каратау. На участках Кникбайсай и Теректы богатые рудные скопления сопровождаются окварцеванием карбонатных пород. В Даубабинском и Жусалинском рудных полях кварц развивается по зонам дробления известняков в ассоциации с баритом, кальцитом, доломитом, галенитом и сфалеритом. На других рудных объектах эпигенетическое окварцевание карбонатных пород встречается эпизодически. Скарнирование проявлено на севере Таласского Алатау и на юго-востоке Каратау в экзоконтактах присуйского и байжансайского интрузивных комплексов. В контактах с рудоносными карбонатными горизонтами образуются сложные по составу гранатовые, пироксен-гранатовые, гранат-эпидотовые, диоксид-флогопитовые скарниды и скарны со скоплениями регенерированных агрегативных сфалерит-галенитовых руд (Каинды Малые I, VII, Жетымсай Медный, Карасай Интрузивный и др.).

РУДООБРАЗУЮЩИЕ РАСТВОРЫ

Температура, состав и свойства рудообразующих растворов изучались по флюидным включениям в минералах руд. В целях получения разносторонней информации по параметрам рудообразования исследования были выполнены на месторождениях, руды которых, по геологическим данным, образовались в различных условиях. В качестве

типовых были выбраны месторождения: Шалкия — гидротермально-осадочные слоистые свинцово-цинковые руды в углеродисто-кремнисто-доломитовых отложениях; Миргалимсай — вкрапленные и прожилково-вкрапленные свинцово-цинковые и массивные баритовые руды в углеродисто-известняково-доломитовом горизонте; Ачисай — агрегативные колчеданно-свинцово-цинковые руды термокарстов в искристых доломитах. Для сравнения отдельные минералы свинцово-цинковых руд изучены из месторождений Байжансай, Аксуран, Дарбаза, Аралтау.

Оценка температур проведена по одному из вариантов метода вакуумной декрепитации [Парилов, 1981]. Определение летучих, в том числе и воды, во включениях выполнено на вакуумном стеклянном анализаторе при вскрытии включений путем нагревания, солей — методом тройной водной вытяжки в атмосфере азота с использованием смол.

Результаты исследования флюидных включений свидетельствуют о длительности формирования каратауских свинцово-цинковых месторождений и не противоречат представлению о сочетании гидротермально-осадочного и эпигенетического гидротермального оруденения.

Пирит-галенит-сфалеритовые и галенит-сфалерит-пирит-баритовые слоистые руды, возникшие в первый этап синхронно с вмещающими породами, осаждались при температуре ниже 100°C из рассолов, содержащих до 4% газов (H_2S , SO_2 , CO_2 , N_2) и 15—22% солей (хлориды, фториды, сульфаты и гидрокарбонаты щелочных и щелочноземельных металлов) (рис. 64). Осадконакопление происходило в мелководном морском бассейне в активной тектонической обстановке, что обусловило периодичность поступления в бассейн рудного вещества, кремнезема и перемежаемость доломитов, кремнистых и кремнисто-карбонатных пород, в различной степени насыщенных сфалеритом, галенитом и пиритом.

По характеристикам рассолов, вмещающих пород и слоистых руд Шалкия и Миргалимсай значительно отличаются от типичных осадочных свинцово-цинковых месторождений [Страхов, 1962]. Наиболее вероятно, что здесь источником рудного вещества были гидротермальные растворы, приносившие на морское дно не только металлы, но и кремнистую составляющую горных

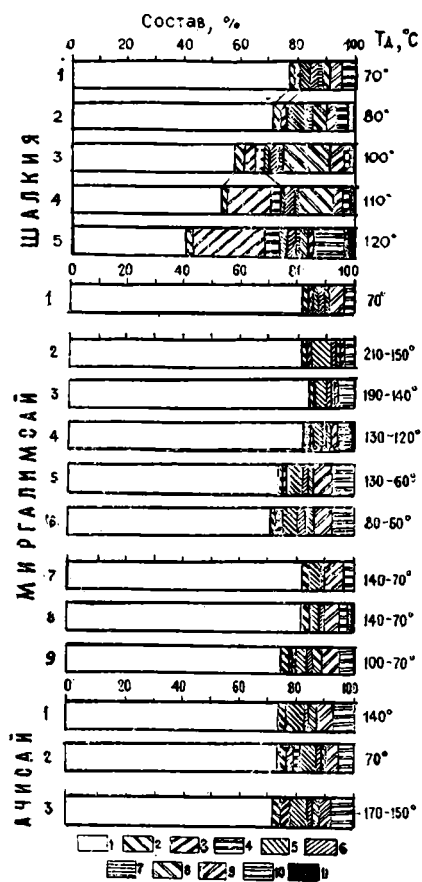


Рис. 64. Составы растворов во включениях минералов:

1 — H_2O ; 2 — H_2S+SO_2 ; 3 — CO_2+CO ; 4 — $NH_3+H_2+N_2+Ar$; 5 — $Na+K+NH_4$; 6 — $Ca^{2+}+Mg^{2+}$; 7 — Fe^{2+} ; 8 — HCO_3^- ; 9 — SO_4^{2-} ; 10 — $Cl+F^-$; 11 — H_2SiO_3

пород. Параметры минералообразования сингенетических руд Каратау сходны с условиями современного рудоотложения во впадинах Красного моря, разница лишь в более сложном солевом составе рассолов и постоянном присутствии в них сероводорода [Крейг, 1974; Bignell, 1976; Париров, 1982].

Сингенетические руды после литификации подверглись дислокационному метаморфизму, вызвавшему на Шалкие частичную перекристаллизацию и перетолжение сульфидов, кварца и карбонатов по трещинам, в полостях отслоения и цементе брекчий. Поровые растворы достигли температуры 110—100°C, содержали повышенное количество газов и солей. Состав их (обилие CO₂, гидрокарбонатов Ca и Mg) обусловлен тем, что реакции происходили в карбонатных породах.

Метаморфические образования другой разновидности на этом месторождении — сульфидно-кварц-карбонатные прожилки — возникли тоже при низких температурах (порядка 120°C). Растворы содержали примерно равное количество воды, газов (преобладала CO₂) и солей (хлориды Ca, Mg, Na и Fe, повышенная концентрация Br). Первоначально это был, видимо, нагретый хлор-бромный рассол, который в системе трещин обогащался компонентами пород и руд и переотлагал их в виде прожилков.

Второй рудный этап широко проявлен на Миргалимсае, Ачисае и других рудных объектах. Температуры формирования галенит-сфалерит-кварц-карбонатной и галенит-сфалерит-пиритовой ассоциаций одинаковые, низкие и в целом охватывают интервал 200—60°C. Наиболее высокие значения температуры характерны для крупнокристаллических сравнительно мощных жил. По мере уменьшения их размеров температура понижалась, составляя 100°C и меньше в тончайших секущих и послойных прожилках. Это было обусловлено тем, что с уменьшением ширины трещин падала скорость циркуляции растворов и увеличивалась теплоотдача. Длительное накопление рудных минералов определило и то, что отдельные агрегаты даже в крупных жилах образовывались на фоне постепенного понижения температуры до 100—50°C. Минералы формировались при участии гидротермальных растворов, содержавших воды 71—85%, газов — 1—6%, солей — 14—25%. Несмотря на то, что рудоотложение происходило в карбонатных породах, их компоненты (CO₂, Ca, Mg) находились в растворах в подчиненном количестве, а ведущими были хлориды, фториды и сульфаты натрия и калия. По мере уменьшения размеров трещин, в которых отлагались минералы, понижалась температура растворов и одновременно в них возрастало суммарное содержание солей с 14—15 до 24—25%.

Для сульфидно-баритовой ассоциации независимо от морфологии проявлений и размеров кристаллов барита получены практически одни и те же значения температур — 180—70°C. Одинаковым оказался и состав растворов во включениях секущих и послойных тел: воды — 81%, газов — 3% (преобладал SO₂), солей — 16% (галогениды и сульфаты Na при подчиненной роли K, Mg, Ca и др.). В тончайших сульфидно-баритовых секущих и послойных прожилках температура составляла 100—70°C, растворы имели такой же состав, как и при формировании более крупных баритовых тел (разница в повышении содержания солей до 20%).

В формировании эпигенетических руд участвовали типичные гидротермальные растворы. Эти данные не согласуются с представлениями С. А. Юшко [1969], считавшей, что минералообразование второго этапа

связано с деятельностью термальных вод поверхностного или метаморфического происхождения. Как показали исследования на Шалкие, поровые растворы, участвовавшие в метаморфизме руд, качественно отличались по составу от гидротерм в период накопления минеральных образований второго этапа на других рудных объектах. Температурный интервал формирования руд Каратау, оцененный вакуумной декрепитацией в 200—60°C, согласуется с определениями другими методами. По фракционированию изотопов серы температура отложения галенита и сфалерита на Миргалимсае составила менее 150°C [Богданов и др., 1971]. По замерам ТЭДС галенитов получены следующие значения температур (°C): для Миргалимсае — 125—45; Ачисая — 220—180; Байжансае — 210—50; Аралтау — 220—180 [Юшко, 1969]. В целом можно говорить о низкотемпературных условиях образования каратауских эпигенетических руд. На зарубежных месторождениях миссисипского типа установлены аналогичные температуры и составы растворов во включениях.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ БАРЬЕРЫ

На основе меняющейся миграционной способности рудогенных элементов по мере эволюции физико-химических параметров систем А. И. Перельман [1968] разработал представление о геохимических барьерах — зонах резких изменений физико-химических условий, предопределивших отложение рудного вещества на фронтах смены различных сред. Анализ физико-химических и геологических условий рудообразования на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях Каратау позволил выявить несколько типов геохимических барьеров, среди которых наиболее важными являются щелочные и большая группа восстановительных барьеров [Фомичев, 1981].

Щелочные барьеры. Кислотность-щелочность раствора является важным параметром, регулирующим поведение рудогенных элементов в природных процессах. Экспериментальными исследованиями установлено резкое понижение растворимости галенита месторождения Миргалимсай в 2М растворе NaCl при температуре 250°C с повышением щелочности растворов [Фомичев, 1983]. Наблюдается прямолинейная зависимость логарифма растворимости галенита от рН раствора (рис. 65). Наиболее интенсивно галенит растворяется в сильноокислых растворах, в которых концентрация свинца, по данным метода потери веса, составляет $7,4 \cdot 10^{-2}$ моль/л. В щелочных условиях растворимость сульфида свинца снижается на несколько порядков. Цинк, как и свинец, характеризуется значительной миграционной способностью в кислой среде и резко пониженной в щелочных условиях [Мелентьев и др., 1968]. Поэтому в природных условиях свинец и цинк осаждаются на фронте нейтрализации кислых растворов, т. е. на щелочных геохимических барьерах.

Для месторождений Каратау с щелочным типом геохимического барьера характерна строгая приуроченность основных рудных тел к нарушенным контактам силикатных пород с известняками. Так, на месторождениях Байжансай и Аксуран основные рудные залежи эпигенетических руд локализируются на контакте красноцветных песчаников с известняками фамена (см. рис. 40, 41). На месторождении Сулеймансай главное рудное тело сформировано на контакте красноцветных песчаников верхнего девона с известняками кембрия (см. рис. 60). Возможность широкого развития оруденения на щелочных геохимических барь-

ерах подтверждена результатами моделирования процесса рудоотложения для месторождений байжансайского типа [Фомичев и др., 1983]. В эксперименте в термодинамической и физико-химической обстановке, близкой к природной, кислый рудоносный раствор профильтровался сквозь монолитный красноцветный песчаник и рудное вещество отложилось на контакте с известняком в зоне повышения щелочности (рис. 66).

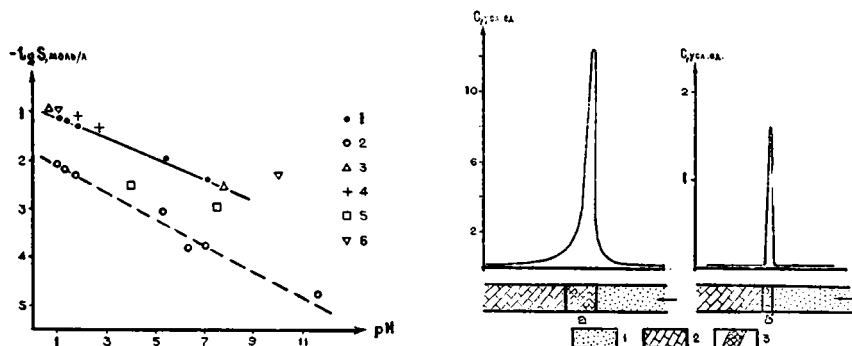


Рис. 65. Зависимость растворимости галенита от pH раствора. По В. И. Фомичеву:

1, 2 — наши данные, полученные методами потери веса (1) и атомно-адсорбционным в охлажденном растворе (2); 3—6 — литературные данные: 3 — Л. Н. Овчинникова, А. М. Масаловича [1981], 4 — Р. П. Рафальского, А. М. Масаловича [1981], 5 — Н. И. Хитарова, Т. Н. Козинцевой [1962], 6 — В. А. Кляхина [1967]

Рис. 66. Распределение цинка (а) и свинца (б) в исследуемых породах после опыта по данным микрондового анализа. По В. И. Фомичеву, В. М. Шмонову, В. М. Витовтовой:

1 — красноцветный песчаник; 2 — известняк; 3 — образовавшаяся рудная зонка

Экспериментальные работы, проведенные Н. Л. Лопатиной [1975], также показали, что вмещающие породы могут служить барьерами на миграционном пути галогенидных соединений свинца и цинка. По данным опытов, доломит из искристого горизонта месторождения Ачисай задерживает до 65% переносимого хлорида свинца, тогда как у микрогранит-порфира аккумуляционные свойства выражены очень слабо. При этом среда рудоносных газовых и водных растворов, содержащих галогенидные соединения рудных элементов, вначале была сильноокислой, а при воздействии с доломитом превращалась в нейтральную или слабощелочную. Геолого-геохимические данные, экспериментальные исследования и термодинамические расчеты свидетельствуют о существенной роли щелочных геохимических барьеров в образовании руд месторождений байжансайского типа.

Восстановительные барьеры, вызывавшие локализацию оруденения, создавались за счет окисления органического вещества углеродистых толщ, а также закисных форм марганца и железа. Постоянное присутствие в рудовмещающих отложениях углеродистого материала свойственно в целом стратиформным свинцово-цинковым месторождениям Казахстана. На ряде объектов появление восстановительной обстановки обусловлено широким развитием пиритных руд и присутствием закисного марганца. В зависимости от вида и свойства основных восстановителей на синцово-цинковых месторождениях Каратау различаются три типа геохимических барьеров: сероводородный (ачисайский тип), углеродистый (шалкинский тип), углеродисто-закисно-марганцевый (миргалимсайский тип).

Сероводородный барьер. Сероводород является легкомигрирующим сильным восстановителем. Широкая распространенность, подвижность, способность образовывать со многими металлами нерастворимые сульфиды ставит сероводород в ряд важнейших геохимических факторов концентрации рудных элементов.

В природных условиях сероводородные барьеры имеют существенное значение в формировании промышленных свинцово-цинковых руд Каратау. В частности, на месторождениях ачисайского типа создание восстановительной обстановки, вызывающей отложение рудного вещества в гидротермально-метасоматический этап, обусловлено широким распространением во вмещающих породах сероводорода. Доломиты и известняки искристого и турланского горизонтов месторождения Ачисай характеризуются повышенным — 0,0001—0,001% по весу (или 2—20 л на 1 м³ породы) — содержанием законсервированного в порах пород сероводорода [Князев, 1960]. Об участии сероводорода в рудообразовании свидетельствуют высокие его концентрации во флюидных включениях галенита и сфалерита (соответственно 18,8 и 29,6 г/кг раствора).

Ближайший тип геохимического барьера проявлен на месторождениях Остенвилл и Айванха, в которых все рудные залежи приурочены к карбонатным породам формации шейди*, обогащенным сероводородом.

Углеродистый барьер. Особенно значительная роль в рудоотложении принадлежит углеродистым восстановительным геохимическим барьерам, обязанным своим появлением разложению органического вещества. Обогащение органическим веществом рудовмещающих пород является, по В. М. Попову [1968], характерной чертой большинства стратиформных свинцово-цинковых месторождений всех регионов мира. Благодаря широкой распространенности и большой восстановительной емкости органическое вещество имеет первостепенное значение в окислительно-восстановительных реакциях.

В Каратау восстановительный углеродистый барьер особенно свойствен месторождениям шалкиинского типа. На Шалкие оруденение сосредоточено в углеродисто-доломит-кремнистых прослоях жанкурганского горизонта верхнего фамена, отличающихся повышенной (0,71—0,93) концентрацией органического вещества (табл. 5). Безрудные карбонатные породы этой рудовмещающей пачки, напротив, обеднены углеродистым материалом ($C_{орг} = 0,08\%$). Мелкие рудные тела, встречающиеся в надрудной пачке, также приурочены к прослоям кремнистых доломитов, обогащенных углеродистыми включениями. В них среднее содержание органического углерода составляет 0,68%, тогда как в безрудных известняках — 0,07%. Органическое вещество тонко рассеяно в рудовмещающих породах. Встречаются более крупные органические остатки. По ним нередко развиваются псевдоморфозы сульфидов. В углеродисто-кремнисто-доломитовой пачке С. А. Юшко [1969] диагностированы антраколит, а Н. Ф. Пшеничной — полуграфит.

Окисление углеродистого материала в рудовмещающих породах обусловило создание на участках его распространения восстановительной обстановки — специфического геохимического барьера, на котором привносимые растворами свинец и цинк осаждались в виде сульфидов как в гидротермально-осадочный, так и в гидротермально-метасоматический этап. На господство восстановительных условий при рудоотложении указывают постоянное нахождение сероводорода в газожидких

* Шейди в переводе означает «тухлая» из-за резкого запаха сероводорода, выделяющегося при ударе.

Таблица 5. Содержание органического углерода в породах и рудах месторождения Шалкия (составил В. И. Фомичев с использованием данных Е. С. Оспанова, В. Н. Хижняка и Н. Ф. Пшеничной)

Пачка	Подпачка	Преобладающие породы	Кол-во проб	$C_{орг}$, %
Массивная доломитовая		Доломиты	2	$\frac{0,13^*}{0,06-0,18}$
	Комковатая известняковая	Комковатые известняки и доломиты	6	$\frac{0,18}{0,07-0,38}$
Слоисто-комковатая известняково-доломитовая	Слоистая известняковая	Известняки	4	$\frac{0,07}{0,01-0,18}$
		Углеродисто-кремнистые доломиты	4	$\frac{0,68}{0,5-0,86}$
	Надрудная доломитовая	Слоистые доломиты	3	$\frac{0,43}{0,11-0,84}$
	Продуктивная	Верхняя ритмитовая (Верхнее рудное тело)	Углеродисто-кремнисто-доломитовая порода	8
Пятнистая доломитовая		Массивные и слоистые доломиты и их брекчии	5	$\frac{0,28}{0,05-0,56}$
Средняя ритмитовая (Нижнее рудное тело)		Углеродисто-кремнисто-доломитовые породы	27	$\frac{0,71}{0,31-1,53}$
Массивно-слоистая известняковая	Массивная доломитовая	Массивные доломиты	5	$\frac{0,08}{0,02-0,18}$
	Нижняя ритмитовая (пиритовая)	Углеродисто-глинисто-кремнисто-доломитовая порода	11	$\frac{0,61}{0,28-0,95}$
		Слоистые известняки	13	$\frac{0,26}{0,08-0,52}$
Слоисто-комковатая известняковая	Комковатая	Комковатые известняки	2	$\frac{0,29}{0,24-0,35}$
	Слоисто-комковатая	Комковатые и слоистые известняки	1	$\frac{0,19}{0,19}$
	Слоистая	Тонкослоистые известняки	4	$\frac{0,15}{0,1-0,19}$

* В числителе — среднее содержание, в знаменателе — пределы колебаний $C_{орг}$.

включениях различных типов руд — реликтов рудообразующих растворов (в количестве от 3,3 до 9,9 г/кг раствора) и резкое преобладание в них закисного железа над окисным.

Углеродисто-закисно-марганцевый барьер. На ряде свинцово-цинковых месторождений Каратау восстановительная обстановка на геохимическом барьере обусловлена совместным присутствием углеродистого вещества и закисных (карбонатных) форм марганца и железа. На месторождении Миргалимсай рудовмещающая вторая ленточная пачка фамена обогащена как органическим материалом, так и закисным марганцем и железом. Среднее содержание органического углерода в этой пачке составляет 0,30% (на отдельных участках достигает 2,2%), а концентрация растворимых битумов варьирует от 0,01 до 0,03% (см.

табл. 2). Углеродистое вещество в виде тонкой сыпи пигментирует карбонатные породы, реже образует мелкие включения неправильной формы. В состав битума входят смолы — 49,2%, масла — 27,0, парафины — 7,6% [Смирнов и др., 1972]. Нерастворимая часть органического вещества представлена высокометаморфизованными битумами типа керитов. Наблюдается прямое увеличение содержаний свинца с 0,7 до 1,25% при повышении концентрации органического углерода до 0,4—0,5% [Зорин, 1969]. При дальнейшем обогащении пород углеродистым веществом (0,5—2,2%) среднее содержание свинца практически не изменяется. Для второй ленточной пачки характерны и максимальные содержания закисных форм марганца и железа, средние значения которых соответственно равны 1,04 и 1,38%. В карбонатных породах выше- и нижележащих пачек количество закисного марганца не превышает соответственно 0,08—0,10 и 0,19—0,24% (см. табл. 2). Термический анализ рудовмещающих пород второй ленточной пачки свидетельствует о присутствии в них марганца и железа в карбонатной (двухвалентной) форме в виде мангананкерита и анкерита [Тарасов, 1979]. Проведенный И. А. Соколовой рациональный химический анализ показал, что подавляющее количество железа в рудной пачке содержится в карбонатной, реже сульфидной форме [Зорин, 1969]. Участки повышенной концентрации закисного марганца (1,5—4%) и железа (2—7%) образуют, по Е. Т. Альжанову [1972], Е. С. Зорину [1969] и А. В. Тарасову [1976], во второй ленточной пачке единую зону, протягивающуюся в северо-западном направлении через все месторождение. К ней и тяготеет богатое свинцово-цинковое оруденение, интенсивность которого понижается от центра месторождения к периферии в соответствии с обеднением пород закисным марганцем и железом. Ведущая роль закисных компонентов в рудолокализации на Миргалимсае впервые отмечена С. Е. Колотухиной [1960] и подтверждена Е. С. Зориным [1976], установившим отчетливую корреляцию свинца с марганцем ($r=0,56$) и железом ($r=0,59$). Об участии органического вещества в формировании оруденения и о восстановительных условиях рудообразования на месторождении Миргалимсай свидетельствует наличие в газообразных включениях сульфидов различных минеральных парагенетических ассоциаций закиси углерода, сероводорода и присутствие железа лишь в закисной форме.

Повсеместная приуроченность осаждения рудных элементов к зонам резкой смены физико-химических условий указывает на важную роль геохимических барьеров в формировании стратиформных свинцово-цинковых месторождений Каратау. Выявлена четкая зависимость интенсивности и масштабности оруденения, а также морфологии рудных тел от типа геохимических барьеров и специфики их функционирования. Наиболее крупные месторождения формируются на углеродистых и углеродисто-закисно-марганцевых барьерах (Шалкия, Талап, Миргалимсай). В соответствии с послыным распределением органического вещества, предопределившим появление восстановительного барьера, они характеризуются пластовой формой рудных залежей с невысокими содержаниями свинца и цинка. На сероводородных барьерах, обычно функционирующих в термокарстовых полостях при смешении сероводородных вадозовых вод с рудоносными растворами, формируются богатые агрегативные руды (Ачисай, Карасай, Кантаги и др.). Залежи, сложенные такими рудами, имеют неправильную линзовидную форму и небольшие размеры. По значимости месторождения с таким типом геохимического барьера относятся к группе мелких и средних. Рудные тела,

образовавшиеся на щелочных барьерах, также невелики по размерам (Байжансай, Аксуран, Сулеймансай и др.). Участки проявления геохимических барьеров легко прогнозируются и обнаруживаются при лито-геохимических исследованиях, что имеет важное значение при оценке потенциальных перспектив металлогенических типов.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА

Время возникновения рудного свинца определялось по одностадийной модели изотопно-свинцовой эволюции, калиброванной по свинцу месторождения Жайрем [Сыромятников и др., 1978], с использованием новых констант распада изотопов урана и тория и первичных изотопных отношений свинца [Татсумото, 1973].

Для всех месторождений (с числом анализов проб три и более) отмечен однородный изотопный состав свинца (табл. 6). Точки, соответствующие изотопно-свинцовым отношениям большинства месторождений, располагаются вблизи основной эволюционной кривой при $\mu=9,2$ (рис. 67). Согласно критерию Хотеллинга, по изотопному составу выделяется свинец двух групп месторождений: первая группа — Миргалимсай, Шалкия, Сулеймансай, Бугунское; вторая группа — Ачисай, Байжансай, Аксуран. Свинец Дарбазы I по изотопным характеристикам является промежуточным между ними, так как для него отмечается сходство изотопного состава с некоторыми месторождениями как первой, так и второй группы.

Таким образом, свинец свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений Каратау, локализующихся в карбонатных отложениях позднего девона — раннего карбона, имеет модельный возраст, соответствующий нижнему палеозою, т. е. древнее вмещающих пород. Установленные особенности изотопного состава свинца свинцово-цинковых месторождений Каратау можно объяснить переотложением нижнепалеозойских концентраций свинца в герцинском цикле. Подтверждением этой гипотезы может служить выявление свинцовой минерализации (или существенно повышенных содержаний свинца) с аналогичным изотопным составом в толщах нижнего палеозоя. Возможно и другое объяснение удревления рудного свинца по отношению к вмещающим породам. По теории двухстадийного развития свинца кажущееся удревление рудного свинца может возникнуть в результате поступления его из источника, который задолго до извлечения из него свинца был существенно обеднен ураном при сохранении свинца (вторая стадия изотопно-свинцовой эволюции протекала в среде с очень низким значением параметра μ). Это замедлило накопление ураногенных изотопов свинца (^{206}Pb и ^{207}Pb) и явилось причиной кажущегося удревления. В модели плюмботектоники таким свойством обладает нижняя континентальная кора (или континентальная мантия), претерпевшая процесс «кратонизации», при котором значительная часть урана выносится в верхнюю кору, а свинец в основном остается. Действительно, на графике модели плюмботектоники (рис. 68) каратауские месторождения заметно удалены от кривой орогена в сторону кривой нижней коры. В целях выяснения вопроса о возможных источниках свинца промышленного свинцово-цинкового оруденения Каратау был изучен изотопный состав свинца из вмещающих карбонатных пород фамена — виле Жертансайской синклинали и для сопоставления — изотопный состав свинца известняков верхнего рифея (бакырлинская свита, район Кумыстинского массива). Известня-

Т а б л и ц а 6. Характеристики рудного свинца свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений (для t приведены 95%-ные доверительные пределы, $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$, $W = {}^{232}\text{Th}/{}^{204}\text{Pb}$, $K = {}^{232}\text{Th}/{}^{238}\text{U}$)

№ п/п	Месторождение или рудопроявление, стратиграфический уровень	Кол-во проб	Средние изотопные отношения свинца			t , млн. лет	μ	W	K
			206/204	207/204	208/204				
1	Сулеймансай, D_3fm	3	$17,60 \pm 0,01$	$15,50 \pm 0,01$	$37,67 \pm 0,06$	610 ± 30	9,32	38,15	4,10
2	Миргалимсай, D_3fm	9	$17,66 \pm 0,04$	$15,49 \pm 0,04$	$37,76 \pm 0,05$	560 ± 60 75	9,29	38,11	4,10
3	Байжансай, D_3fm	5	$17,66 \pm 0,04$	$15,42 \pm 0,04$	$37,59 \pm 0,11$	480 ± 50	9,15	36,66	4,01
4	Аксуран, D_3fm	4	$17,77 \pm 0,02$	$15,54 \pm 0,01$	$37,85 \pm 0,05$	540 ± 20 10	9,38	38,35	4,09
5	Рудопроявление I (р-п Байжанская), C_1t	2	$17,85 \pm 0,03$	$15,51 \pm 0,01$	$38,04 \pm 0,09$	445	9,31	38,39	4,13
6	Дарбаза I, D_3fm	4	$17,70 \pm 0,02$	$15,48 \pm 0,03$	$37,58 \pm 0,06$	520 ± 55 65	9,27	36,94	3,99
7	Бозбутақ, D_3fm	1	17,72	15,50	37,85	530	9,30	38,26	4,11
8	Шаштобе, D_3fm	1	17,71	15,49	37,88	525	9,28	38,35	4,13
9	Шалкия, D_3fm	9	$17,68 \pm 0,03$	$15,52 \pm 0,07$	$37,79 \pm 0,06$	580 ± 30 20	9,35	38,45	4,11
10	Ачисай, C_1t	4	$17,75 \pm 0,03$	$15,47 \pm 0,02$	$37,97 \pm 0,09$	470 ± 30	9,24	38,29	4,14
11	Карасай, C_1t	2	$17,70 \pm 0,01$	$15,50 \pm 0,01$	$37,68 \pm 0,08$	540	9,31	37,61	4,04
12	Бугуньское, C_1t	4	$17,63 \mp 0,02$	$15,49 \pm 0,03$	$37,82 \mp 0,11$	580 ± 50	9,30	38,63	4,15
13	Скалистое, C_1t	2	17,50	15,34	37,70	490	9,00	37,27	4,14
14	Боролдай II, C_1t	1	17,64	15,41	36,96	480	9,13	33,81	3,70
15	Боролдай III, C_1t	1	17,57	15,34	37,26	450	9,00	34,91	3,88
16	Интрузивное, C_3-P_1	1	17,69	15,41	37,74	440	9,13	37,03	4,06
	Группа I	25	$17,66 \pm 0,02$	$15,50 \pm 0,02$	$37,77 \pm 0,03$	570 ± 30 20	9,31	38,28	4,11
	Группа II	13	$17,72 \pm 0,02$	$15,47 \pm 0,02$	$37,79 \mp 0,07$	490 ± 40 20	9,24	37,67	4,08

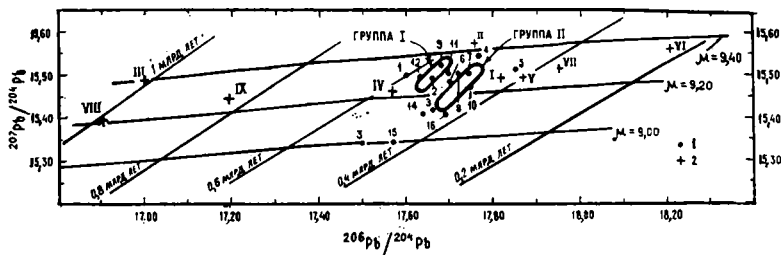


Рис. 67. Положение точек средних изотопных отношений рудного свинца свинцово-цинковых месторождений Каратау на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. По Н. Г. Сыромятникову, О. Г. Кошевому:

Группа I — 95%-ный доверительный эллипс для свинца месторождений Миргалимсай, Шалкия, Сулеймансай, Бугуньское; группа II — то же, для свинца месторождений Ачисай, Байжансай, Аксуран. Цифры возле точек соответствуют номеру объектов в табл. 6. 1 — свинцово-цинковые месторождения; 2 — золоторудные проявления

ки фамена — визе Жертансайской синклинали имеют существенно неоднородный изотопный состав свинца и большинство из них — аномально высокое содержание ураногенных изотопов. Предполагается, что в исследованных известняках фамена — визе произошло смешение свинца по крайней мере двух типов: обыкновенного средне-верхнепалеозойского и аномального, очень древнего. Поскольку примесь аномального свинца присутствует в известняках разных стратиграфических уровней (фамен, турне, визе), источник этого свинца существовал не менее 20 млн. лет. Расчеты показывают, что аномальный свинец мог сформироваться в две стадии:

- 1) 3 млрд. лет назад образовались породы с повышенным содержанием урана ($\mu=25$);
- 2) 2 млрд. лет назад из этих пород выделилась свинцовая минерализация с аномальным изотопным составом свинца, и этот свинец добавлялся в известняки. Если аномальный свинец имеет более молодой возраст, например 1,5 млрд. лет, то возраст источника его должен быть около 3,5 млрд. лет, хотя значение μ в этом случае должно быть меньше.

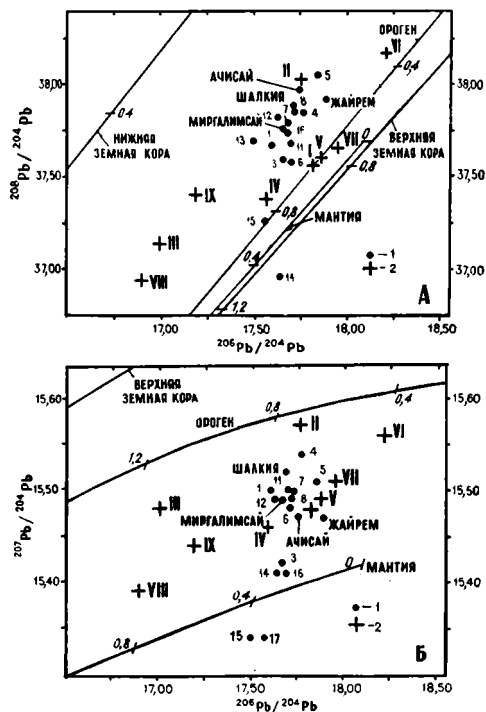


Рис. 68. Положение точек средних изотопных отношений рудного свинца свинцово-цинковых месторождений Каратау относительно эволюционных кривых модели плюмботектоники (А — торогенный свинец, Б — ураногенный свинец). Засечки на эволюционных кривых — возраст, млрд. лет. Условные обозначения те же, что на рис. 67. По Н. Г. Сыромятникову, О. Г. Кошевому

При любой интерпретации следует учитывать наличие древнего аномального свинца, на что указывают высокие содержания изотопа ^{207}Pb . Отсутствие в Каратау пород с возрастом 1,5—2,0 млрд. лет не является препятствием для такого утверждения, так как они могли сохраниться среди не вскрытых эрозией пород фундамента и аномальный свинец поставлялся на дно морского бассейна или в сформировавшиеся известняки восходящими флюидами. Если древние породы с аномальным свинцом были полностью эродированы, то древняя свинцовая минерализация могла попасть в более молодые осадочные толщи, которые, в свою очередь, стали источником аномального свинца известняков, формировавшихся в герцинском цикле. Средние значения исправленного изотопного состава свинца семи проб известняков Жертансайской синклинали таковы: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,83$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,94$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,79$. Сопоставление этих величин с данными для рудного свинца (табл. 6) показывает, что содержания ураногенных изотопов в свинце месторождений и вмещающих известняков совершенно различны. Следовательно, изотопная эволюция свинца месторождений и свинца известняков происходила в разных уран-свинцовых системах, и, таким образом, известняки девона — карбона не могли быть источником свинца месторождений.

Оценка результатов, полученных по пяти образцам верхнерифейских известняков бақырлинской свиты, также позволяет допустить примесь древнего аномального свинца, сформировавшегося в две стадии: 1) образование в архейскую эпоху пород с повышенным содержанием урана; 2) отделение от этих пород в протерозое аномальной свинцовой минерализации. Эта минерализация в виде примеси добавлялась к известнякам. Как и для известняков фамена — виле, для рифейских известняков Каратау предполагается наличие примеси в них древнего аномального (ураногенного) свинца, минерализация которого образовалась в протерозое. Следовательно, рифейские известняки также не могут быть источником свинца свинцово-цинковых месторождений Каратау.

При определении изотопного состава свинца в образце нижнекембрийских кремнисто-глинистых сланцев курумсайской свиты получены следующие результаты: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17,93$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,52$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,99$. Измеренные количества урана, тория и свинца соответственно равны 1,4, 1,5 и 65 мкг/г. После введения поправки на радиогенный свинец, который накопился за 350 млн. лет (т. е. изотопный состав приведен ко времени формирования свинцово-цинковых месторождений Каратау), модельный возраст свинца (480 млн. лет, $\mu=9,31$) оказался близок к таковому свинца месторождений ачисайской группы (табл. 6, группа II). Модельный возраст свинца сингенетичного галенита из ванадиеносных пород той же свиты (570 млн. лет, $\mu=9,16$) совпадает с возрастом свинца месторождений Миргалимсай, Шалкия и др. (табл. 6, группа I).

Таким образом, свинец свинцово-цинковых месторождений Каратау возник из источника орогенного типа (область смешивания мантийных и коровых пород), аналогичного другим рудным районам Казахстана. Вмещающие карбонатные толщи девона — карбона не могли быть источником рудного свинца. Модельный изотопный возраст рудного свинца свинцово-цинковых месторождений Каратау примерно на 150—200 млн. лет древнее возраста вмещающих пород (D_3-C_1), что может быть обусловлено либо регенерацией (ремобилизацией) нижнепалео-

зойских скоплений свинца в породах соответствующего возраста, либо замедлением накопления ураногенных изотопов свинца в глубинном источнике (например, в нижней части континентальной коры) в результате выноса из него урана в протерозойскую (рифейскую) эпоху в процессе метаморфизма высоких фаций. Если свинцово-цинковые месторождения Каратау сформировались в результате регенерации (в верхнем девоне — нижнем карбоне) более древних скоплений рудного вещества, то имеется вероятность обнаружения промышленных месторождений, синхронных с кембрийскими отложениями региона. В случае же образования их за счет глубинного источника, обедненного ураном в рифее, месторождения должны быть приурочены к участкам, на которых сочетаются признаки эндогенной активности рифейской и герцинской эпох. Одним из признаков рифейской активности может быть повышенное содержание урана в образованиях этого возраста или в продуктах их разрушения, отложившихся, например, в нижнем палеозое.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ

Бариево-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые месторождения каратауского металлогенического комплекса характеризуются значительной дисперсией изотопных отношений сульфидной серы. Диапазон разброса $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}}$ для различных рудных объектов близок к 40‰ при значении $\delta^{34}\text{S}$ общей сульфидной серы около 7‰. Установленные при металлогеническом анализе типы месторождений резко различаются по изотопному составу сульфидной серы (табл. 7). Месторождениям ачисайского типа (Ачисай, Карасай) свойственна обогащенность сульфидных руд тяжелым ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = 15,0 - 18,0\text{‰}$), а бугуньского типа — легким ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = -14,8\text{‰}$) изотопами серы. Промежуточные значения по изотопным характеристикам серы занимают месторождения миргалимсайского ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = +0,4\text{‰}$) и шалкиинского ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = +10,0\text{‰}$) типов.

На месторождениях Каратау установлено отчетливое влияние окислительно-восстановительного режима рудоотложения на изотопное фракционирование серы. Теоретические исследования [Sakai, 1968; Ohmoto, 1972; Рай, Омото, 1977; и др.] также свидетельствуют о существенной зависимости изотопного состава серы минералов, кристаллизующихся в обстановке равновесной гидротермальной системы, от физико-химических (Eh, $f\text{O}_2$, $f\text{S}_2$, pH и др.) и термодинамических (главным образом, T) условий процесса, предопределяющих соответственно содержание в растворах соединений серы разной валентности (H_2S , H_2S^- , S^{2-} , SO_4^{2-} , NaSO_4^- , KSO_4^-) и величины их констант изотопных равновесий. В соответствии с теоретическим анализом на каратауских месторождениях различных типов изотопный состав сульфидной серы закономерно изменяется по мере эволюции окислительно-восстановительного потенциала рудообразующих систем (рис. 69). Тяжелая и однородная сера присуща оруденению ачисайского типа ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = 15,0\text{‰}$), сформировавшемуся в наиболее восстановительных условиях ($\lg f\text{O}_2 = -40$). Она обязана своим происхождением сероводороду, возникшему в результате полного восстановления сульфатов эвапоритов в закрытой системе при катагенетическом преобразовании отложений («пластового» восстановления, по В. И. Виноградову [1981]). Облегченная сера ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = +0,4\text{‰}$) с большим разбросом изотопных отношений [$\delta^{34}\text{S} = (-23,7) - (+14,1\text{‰})$] характерна для оруденения миргалимсайского

Таблица 7. Изотопный состав серы сульфидов свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений каратауского металлогенического комплекса

Металлогенический тип	Месторождение	Минерал	Кол-во опред.	Изотопный состав серы, ‰			
				Мин.	Макс.	Диапазон вариации	Среднее
1	2	3	4	5	6	7	8
Ачисайский	Ачисай	Галенит	15	+7,3	+18,7	11,4	+15,0
		Сфалерит	11	+7,3	+18,7	11,4	+14,7
		Пирит	2	+15,2	+16,8	1,6	+16,0
		Пирит	2	+16,5	+16,7	0,2	+16,6
	Карасай	Галенит	6	+16,0	+20,1	4,1	+18,0
		Сфалерит	4	+16,0	+19,7	3,7	+17,6
		Пирит	1	+20,1	—	—	+20,1
		Пирит	1	+17,2	—	—	+17,2
	Смена	Галенит	4	+5,8	13,4	7,6	+9,4
		Галенит	4	+5,8	13,4	7,6	+9,4
Катынка-малый	Катынка-мал	Галенит	4	-2,3	+18,7	21,0	+11,1
		Пирит	1	+2,4	18,7	16,3	+14,5
	Пирит	1	-2,3	—	—	-2,3	
Миргалимсайский *	Миргалимсай *	Галенит	64	-23,7	+14,2	37,9	+0,2
		Пирит	26	-13,8	+7,3	21,1	-0,5
		Сфалерит	27	-23,7	+14,2	—	-1,1
		Сфалерит	11	+1,5	+7,3	5,8	+4,6
	Бозбутақ	Галенит	4	+10,8	+12,7	1,9	+11,9
		Галенит	3	-0,4	+10,4	10,8	+3,4
Шалкинский	Шалкия	Галенит	29	+7,2	+14,0	6,8	+10,0
		Сфалерит	13	+7,2	+14,0	6,8	+9,7
		Пирит	6	+8,0	+12,1	4,1	+10,2
		Пирит	10	+8,2	+13,6	5,4	+10,3
Аксуранбайжансайский **	Аксуран	Галенит из пластовых тел	13	-19,8	+25,9	45,7	
		Галенит из секущей залежи	7	+8,0	+25,9	17,9	+19,1
	Байжансай **	Галенит	6	-19,8	-9,9	9,9	-14,4
		Галенит	20	-23,0	+22,4	45,4	
		Галенит из пластовых тел	3	+17,9	+22,4	4,5	+20,6
		Галенит из цемента брекчий	3	-0,4	-0,2	0,2	-0,3
Дарбаза	Галенит из секущей залежи	13	-23,0	-4,0	19	-13,1	
	Пирит	1	-19,5	—	—	-19,5	
Интрузивный	Карасай	Галенит	5	-18,6	-5,2	13,4	-12,5
		Галенит	3	+0,6	+1,2	0,6	+0,9

1	2	3	4	5	6	7	8
Сулейман-сайский	Сулейман-сай	Галенит	6	-22,6	-11,3	11,3	-15,5
Бугуньский	Бугунь	Галенит	5	-26,5	-9,0	17,5	-14,8
Карасуйский	Карасу	Галенит	4	-27,6	-7,1	20,5	-19,2

* С учетом результатов Ю. В. Богданова и М. Н. Голубчиной [1971].

** С учетом результатов Ф. И. Кукова и Д. А. Лесной [1982].

типа, образовавшегося в менее восстановительной обстановке ($\lg fO_2 = -36$) при избытке сульфатов. Повышенно восстановительные условия рудоотложения на месторождениях шалкиинского типа ($\lg fO_2 = -39$) по сравнению с миргалимсайским обусловили более тяжелый изотопный состав серы из руд ($\delta^{34}S_{\text{ср}} = +10,0\%$), приближающийся к

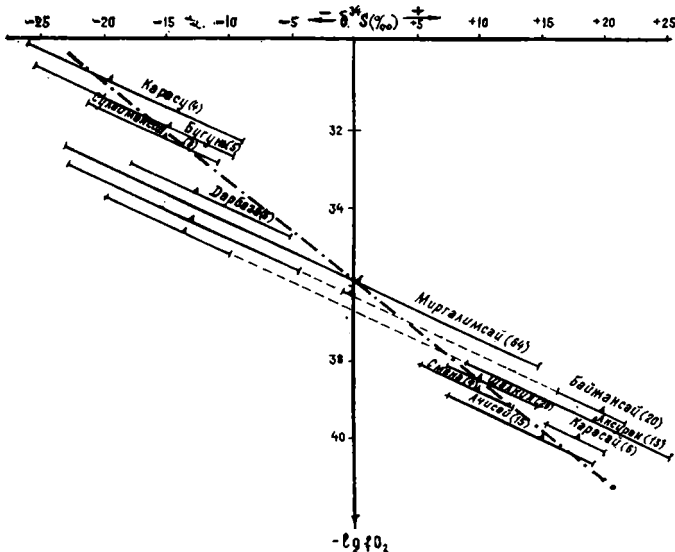


Рис. 69. Вариации изотопного состава серы сульфидов свинцово-цинковых месторождений Каратау в зависимости от физико-химических условий рудоотложения.

По В. И. Фомичеву и Н. И. Замятину

ачисайскому типу оруденения. Легкая сера ($\delta^{34}S_{\text{ср}} = -14,8\%$), по изотопному составу близкая к экзогенно-эпигенетической [Виноградов, 1981], свойственна оруденению бугуньского типа, сформировавшемуся в более окислительной среде ($\lg fO_2 = -32$) при циклично повторяющихся окислительно-восстановительных процессах.

Для месторождений байжансайской группы, как и в целом для объектов миргалимсайского типа, отмечаются как положительные, так и отрицательные значения $\delta^{34}S$, присущие ачисайскому и бугуньскому типам, что обусловлено, возможно, разными источниками серы и широ-

ким диапазоном вариаций физико-химических условий рудоотложения при образовании сингенетических и гидротермально-метасоматических руд, отличающихся также изотопным составом свинца.

Напротив, месторождения шалкиинского типа характеризуются близостью изотопного состава серы для различных рудных минеральных ассоциаций при узком диапазоне его вариаций ($\delta^{34}\text{S}=7,2-14\text{‰}$), что свидетельствует о стабильности физико-химических условий рудоотложения и едином источнике серы для всех типов руд. Результаты изотопных исследований дали основание Ф. И. Жукову и Д. А. Лесному [1982] считать источником серы терригенно-карбонатные толщи девона.

Таблица 8. Изотопный состав серы в сокристаллизующихся минералах

Месторождение	Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$, ‰		$\Delta\delta^{34}\text{S}$, ‰
	Сфалерит	Галенит	
Шалкия	+10,53	+8,70	1,83
	+10,27	+8,60	1,67
	+9,27	+8,43	0,64
Миргалимсай *	+5,60	+1,60	4,00
	+4,25	+1,35	2,95
	+3,00	+1,00	2,00
Ачисай	$\pm 16,80$	+15,50	1,30
Карасай	+20,10	+16,00	4,10

* Усредненные данные Ю. В. Богданова и М. Н. Голубчиной [1971].

На месторождении Миргалимсай с четкой зональностью оруденения, обусловленной изменением окислительно-восстановительного потенциала среды, отмечается обогащение тяжелым изотопом серы сфалерита внешней (сфалеритовой), образовавшейся в более восстановительных условиях зоны ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}}=+4,6\text{‰}$), по сравнению с галенитом средней (барит-галенитовой) зоны ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}}=2,2\text{‰}$). Баритовые руды внутренней (кварц-баритовой) зоны отличаются тяжелым изотопным составом сульфатной серы, варьирующим, по результатам наших исследований и по данным Ю. В. Богданова и М. Н. Голубчиной [1971], в узком диапазоне ($\delta^{34}\text{S}=19,4-28,9\text{‰}$). Эти руды возникли в наиболее окислительной обстановке с участием сульфатов морских вод девонского бассейна и осадочных эвалоритов.

Результаты наших исследований изотопного состава серы на месторождении Миргалимсай хорошо согласуются с данными Ю. В. Богданова и М. Н. Голубчиной [1971] и подтверждают вывод о возникновении сульфидной серы путем биогенной редукции сульфатов с выделением пирита в ранние стадии диагенеза, а галенита и сфалерита — в течение как диагенеза (прожилково-вкрапленные руды), так и катагенеза (жильные тела).

Средние значения изотопных отношений серы сульфидов для разных месторождений оказались близки к изотопному составу суммарной серы первичного рудообразующего раствора, определенному по изотопным характеристикам серы сокристаллизующихся сульфидов (табл. 8) графическим способом с использованием температурной зависимости коэффициента разделения изотопов α для сульфидной пары сфалерит—галенит [Pinckney, Raftar, 1972]. Такое совпадение указывает на однокомпонентность соединений серы в растворе. Сфалерит от совместно

образовавшегося галенита из эпигенетических сростков отличается более тяжелым изотопным составом серы с вариацией разности $\Delta\delta^{34}\text{S}$ от 1,3 до 4‰, что свидетельствует о колебании температур гидротермально-метасоматического рудообразования от 150 до 380°C.

Серя баритов исследованных месторождений и рудопроявлений каратауского металлогенического комплекса резко обогащена тяжелым изотопом ^{34}S (табл. 9). Изотопный состав ее колеблется в узком диапазоне — от 14,4 до 28,9‰, в среднем составляя 22,7‰, что близко к значению $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов морских вод.

Изотопные исследования серы руд месторождений каратауского

Таблица 9. Изотопный состав серы баритов месторождений и рудопроявлений каратауского металлогенического комплекса

Месторождение, рудопроявление	Кол-во опред.	Изотопный состав серы, ‰			$\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}}$
		Мин.	Макс.	Диапазон вариаций	
Миргалимсай *	13	+19,4	+28,9	9,5	+24,8
Мухамед	2	+22,5	+24,6	2,1	+23,6
Акшешек	2	+19,1	+20,0	0,9	+19,5
Баялдыр	1	+27,0	—	—	+27,0
Караунгур	1	+22,6	—	—	+22,6
Бозкоен	3	+15,6	+16,4	0,8	+15,9
Амансай	1	+19,4	—	—	+19,4
Карагаш-тыкан	1	+14,4	—	—	+14,4
Акбулак	2	+21,5	+25,2	3,7	+23,4
Иткарыпчок	2	+20,9	+21,1	—	+21,0
Аргайлы	2	+25,0	+25,8	—	+25,4

* Учтены данные Ю. В. Богданова и М. Н. Голубчиной [1971]. Все остальные определения выполнены Н. И. Замятым по образцам В. В. Кулинича.

комплекса и реставрация изотопного состава серы первичных растворов указывают на преимущественно коровой (эвалоритовый) ее источник. На месторождении Миргалимсай изотопный состав суммарной серы раствора гидротермально-метасоматического этапа оказался сходным с метеоритным ($\delta^{34}\text{S}_E = +0,4\text{‰}$), что не исключает возможности наличия нижнекорового или верхнемантийного ее источника в эпигенетические стадии рудообразования.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА

Для месторождений Каратау, по данным систематических исследований, проведенных Ф. И. Жуковым и др. [1978, 1980, 1982], характерен близкий изотопный состав углерода рудовмещающих карбонатных пород с узким диапазоном вариаций. Значения $\delta^{13}\text{C}$ изменяются на месторождениях Миргалимсай — от (−4,8) до (+0,4‰), среднее — 1,2, Шалкия — от (−5) до (+2,0‰), Байжансай — от (−4,8) до (+1,2‰) и Аксуран — от 0,3 до 1,0‰. Отмечается существенное обогащение легким изотопом $\delta^{12}\text{C}$ (на 2—4‰) богатых руд по сравнению с безрудными и слабоминерализованными карбонатными отложениями. Значения $\delta^{13}\text{C}$ на Шалкие уменьшаются от (−1,2) — (+2,0)‰ в безрудных ($\text{C}_{\text{рб}} <$

$<0,1\%$) до -5% в рудоносных доломитах ($C_{рб} > 0,8\%$), а на месторождении Миргалимсай — соответственно от $(-0,8) - (+0,4)$ до $(-1,2) - (-4,8)\%$ [Жуков и др., 1982]. Менее четко эта тенденция проявлена на Байжансае, где значения изотопных отношений углерода изменяются от $(-2) - (+1,2)\%$ в слабоминерализованных известняках до $(-1) - (-4,8)\%$ в рудах. Уменьшение значений $\delta^{13}C$ в рудах в отличие от рудовмещающих карбонатных пород свойственно и другим стратиформным месторождениям, например рудникам Томпсон-Темперлин (верховье долины Миссисипи) и Хилл (Южный Иллинойс) [Хейл и др., 1977].

Аналогичное «облегчение» изотопного состава углерода по сравнению со слабоминерализованными карбонатными породами присуще и кальциту из кальцит-галенитовых прожилков и жил. Разница значений в жилах и в известняках составляет на месторождении Миргалимсай $0,2 - 2,4\%$, на Байжансае — 1% [Жуков и др., 1978, 1982]. В целом для прожилков кальцита отмечается сходный с рудами изотопный состав углерода.

Изотопный состав углерода безрудных и слабоминерализованных карбонатных отложений пород месторождений каратауского комплекса близок к значениям $\delta^{13}C$ морских известняков позднего девона — раннего карбона [Галимов и др., 1975].

«Облегчение» изотопного состава углерода в богатых рудах и жилах кальцита связывается с участием в процессе рудообразования органического вещества, характеризующегося резкой обогащенностью изотопом ^{12}C . В частности, на месторождении Миргалимсай органический углерод имеет резко пониженные значения $\delta^{13}C$, колеблющиеся в пределах $(-23,3) - (-25,5\%)$ [Жуков и др., 1982]. При взаимодействии углеродистого материала с поступающим рудоносным раствором наряду с восстановлением сульфатов образуется CO_2 как продукт окисления органического вещества: $SO_4^{2-} + 2C_{орг}^0 \rightarrow S^{2-} + 2CO_2$. Углекислый газ, наследующий легкий изотопный состав органического углерода, участвует наряду с продуктами растворения карбонатных пород в отложении вторичного изотопно облегченного кальцита гидротермально-метасоматических рудных ассоциаций.

МЕСТО МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРАТАУ В РЯДУ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ И КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Месторождения Каратау близки к стратиформным месторождениям других регионов, находящимся в терригенно-карбонатных и карбонатных формациях (Казахстан, Средняя Азия, США, Канада, Китай, Ирландия и т. п.). В отдельных регионах рудоносные формации содержат весьма незначительное количество калийных вулканитов (трахибазальты, трахилипариты и их туфы) и редко диагностируемые горизонты туфодоломитов. Геолого-геофизические исследования, проведенные в последние годы, показали, что во многих регионах продуктивные формации часто приурочены к континентальным рифтовым структурам. В этих структурах практически ценные концентрации руд тяготеют к впадинам осевых и приосевых частей рифтов. Позднее впадины оформляются как синклинальные структуры (Акужская и другие в Каратау, Жаильминская в Успенской зоне). Несмотря на значительный вертикальный размах и многоэтажность оруденения, во всех регионах, как и

в Каратау, практически ценные скопления руд локализованы в узких стратиграфических интервалах, где они приурочены преимущественно к кремнисто-карбонатным образованиям, обогащенным углеродистым веществом. Другая закономерность, отмечаемая многими исследователями, заключается в максимуме концентраций «жильных» или морфологически сложных рудных скоплений на урвне стратифицированных пластовых залежей. Общим для всех регионов является пятиэлементный парагенезис — цинк, свинец, барий, железо, марганец, сквозными — промышленные концентрации свинца, цинка, часто бария. Железо и марганец в значительных количествах встречаются в рудоносных формациях с макровулканизмом (Атасуйский район в Казахстане). Значительные концентрации фтора выявлены только в тех палеорифтах, где установлен щелочной габбро-пироксенитовый интрузивный магматизм, более поздний относительно рудоносных формаций (Иллинойс-Кентукки в Мидконтиненте, Бугуньский и Ирисуйский районы в Каратау). Как отмечает Дж. Мейнорд [1985], в ряде регионов с признаками вулканогенного происхождения руд наблюдается такая зональность от оси спрединга к периферии: железо — марганец — барий. В этом зональном ряду из каратауских месторождений в барневой зоне находится Миргалимсайское рудное поле, во внешней — Шалкиинское, а во внутренней (осевая часть Туркестанского трога) следует предполагать присутствие скоплений марганца и окисного железа. Заслуживает внимания и еще одна закономерность, подчеркнутая Дж. Мейнордом. Она касается ангидритовой минерализации, часто проявленной вблизи активных гидротермальных источников. Подтверждение этой закономерности мы находим в Каратау, где к западу-северо-западу от Миргалимсайского месторождения установлены значительные концентрации ангидрита, а выявленные в последние годы ангидритовые проявления на юго-восточном фланге Шалкиинского месторождения позволяют ожидать (по минералогическим данным Н. М. Митряевой) наличия эпигенетического оруденения. Следует отметить еще одно положение в дискуссионном вопросе образования рудных залежей. Ряд исследователей указывают на существенные различия между син- (пластовыми) и эпигенетическими (морфологически сложными, метасоматическими) рудами. В последних заметно возрастает температура рудообразования, а состав становится более сложным. В них, в отличие от сингенетических, увеличивается количество свинца, серебра, бария, меди, а в отдельных регионах — ртути. По доступным анализу результатам изучения изотопов свинца выделяются три группы месторождений. Первая группа охватывает месторождения с аномальным свинцом J-типа (Мидконтинент, Забайкалье). Ко второй группе принадлежат месторождения со свинцом В-типа — модельный возраст рудного свинца на 150—200 млн. лет древнее вмещающих пород (Каратау, Текелийский район). Третья группа представлена месторождениями, модельный возраст свинца в которых одинаков с модельным возрастом свинцов вмещающих пород (Атасуйский район). По многочисленным определениям в рудах пластовых и морфологически сложных залежей преобладает коровая сера. Дискуссионны источники рудного вещества. На современной стадии изученности стратиформного оруденения в карбонатных формациях ни геологические, ни аналитические (в основном изотопная геохимия) материалы пока не позволяют дать однозначного ответа на этот вопрос. Одни исследователи считают рудное вещество мантийным или коровым, другие связывают образование рудных залежей с процессами химического выветривания и седимен-

тогенеза или с конвективными движениями морской воды (захороненных рассолов), выступающей в роли гидротермальных растворов, экстрагирующих и переотлагающих рудные компоненты пород.

Как показывает опыт изучения стратиформных месторождений в карбонатных и терригенно-карбонатных формациях, основными поисковыми критериями для них являются пока литолого-стратиграфический и тектонический. Рудные объекты Каратау — не исключение из рассмотренного ряда стратиформных месторождений. Они особенно близки к месторождениям Мидконтинента (В. М. Крейтер, М. П. Русаков, И. И. Князев и др.). Из казахстанских объектов они ближе всего к месторождениям Атасуйского района, расположенным на одном стратиграфическом уровне и в одинаковой геотектонической позиции. Это сходство стало еще более заметным в последние годы, когда в Каратау выявлено широкое распространение барита. Сближает их, как это видно на примере Жайрема и Миргалимская, и характер зональности. В то же время месторождения этих двух регионов различаются по минеральному составу руд, более сложному, с более широким набором примесных элементов на атасуйских месторождениях, а также по развитию в этом районе промышленных скоплений железа и марганца, пока не известных в Каратау. Однако в рудоносных отложениях хребта встречены горизонты пород с содержанием до 4—8% марганца и скопления гидроксидов железа — так называемые «бурые пятна», расположенные, как и железные руды Атасуйского района, в верхах фамена. Различаются они по степени проявления вулканизма; в Каратау синхронный с рудонакоплением макровулканизм не установлен, если не считать слойков туфов, туффитов и небольшого количества пирокластического матернала в доломитах и кремнях, тогда как в Атасуйском районе в рудоносных отложениях помимо туфов и туффитов известны покровы субшелочных основных эффузивов. Эти два района различаются и по изотопному составу рудного свинца. В Атасуйском районе модельный возраст рудного свинца соответствует возрасту рудоносных толщ, в то время как рудный свинец каратауских месторождений относится к В-типу, т. е. его модельный возраст (кембрий) значительно древнее возраста рудовмещающих пород (фамен — турне). По Н. Г. Сыромятникову [1986], это может быть обусловлено замедлением накопления ураногенных изотопов свинца в глубинно-коровом источнике в результате выноса из него урана в процессе глубокого метаморфизма допалеозойских пород. На вероятность такого процесса указывают повышенные отношения $^{208}\text{Pb}/(^{206}\text{Pb} + ^{207}\text{Pb})$ рудных свинцов и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ их источника, а также вычисленные значения μ_2 (в среднем 6,1) источника свинца, что близко к значению μ_2 для нижней коры, принимаемому в модели плюмботектоники. Гомогенный изотопный состав свинца каратауских месторождений, контрастно отличающийся от изотопного состава свинца вмещающих карбонатных пород, не позволяет рассматривать их как осадочные и свидетельствует о существовании для них единого источника рудного вещества. Гомогенность изотопов свинца противоречит варианту экстракции «свободного» свинца из подстилающих рудоносные отложения гетерогенных по составу красноцветных терригенных пород. Учитывая степень изменения этих пород, практически не реально также представление о формировании рудных залежей за счет переотложения освобожденного свинца при разложении обломочного материала. Если считать связь атасуйских месторождений с вулканизмом доказанной, то по аналогии с ними наиболее реально допустить такую связь и для свинцо-

во-цинковых месторождений Каратау, которая должна рассматриваться как более отдаленная.

Обогащение эпигенетических рудных скоплений медью, серебром, золотом, фтором, иногда редкими землями и появление в преобразованных стратифицированных рудах новых минеральных ассоциаций, скорее всего, обязано пермо-триасовому щелочному базальтоидному магматизму (ирисуйский комплекс), с которым в прилегающих к Каратау районах ассоциируют заметные концентрации этих элементов.

Таким образом, стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях девона — карбона хр. Каратау могут рассматриваться как полихронные и полигенные.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Результаты изучения бариево-свинцово-цинковой и свинцово-цинковой минерализации герцинского цикла Каратауской рифтовой зоны позволяют наметить следующие основные закономерности в ее размещении. Главной структурой, контролирующей промышленно ценные скопления бария, свинца и цинка, является Туркестанский трог, ориентированный в северо-западном, каратауском, направлении (см. рис. 8). В сопряженном с ним Ачисайском трого северо-восточного, антикаратауского, простирания локализуется незначительная (5—10%) часть свинца, цинка и бария. Эти две основные рудоносные структуры отличаются также по характеру оруденения. В Шалкия-Миргалимсайском трого широко развита стратифицированная гидротермально-осадочная рудная минерализация, с которой связаны основные концентрации свинца, цинка и бария. В Ачисайском трого эта минерализация проявлена слабо. В основном здесь распространены гидротермально-метасматические руды бария, свинца и цинка, образование которых, по представлениям авторов, обязано регенерации гидротермально-осадочных рудных скоплений. Наиболее интенсивно рудное вещество переотлагалось в районах сопряжения Туркестанского трога с Ачисайским в Центральном Каратау и с Чаткало-Кураминской рифтовой зоной на юго-востоке региона. Видимо, к такому типу структур сопряжения относится и Байжансайский район.

В главной Туркестанской троговой рудоконтролирующей структуре промышленное оруденение находится в основном в осевой и приосевой зонах. Эти структуры трассируются разломами, пермо-триасовыми щелочными магматитами и скоплениями стратифицированных бариевых и свинцово-цинковых руд, тяготеющих (по предварительным данным) к впадинам, расположенным вдоль осевой и приосевой зон.

Значительно сложнее обстояло дело с выявлением внутритроговых закономерностей локализации оруденения. Для выяснения этого вопроса проведены тектонофациальные исследования (по методике Е. И. Паталахи [1985]), охватившие в основном структурно-формационную зону Большого Каратау. Установлено, что крупные разрывы типа Акуюк-Котурбулакского, Баялдырского и других выражены на поверхности сериями разрывных нарушений, шарнирами вертикальных флексур, зонами примитивного расланцевания, эмбрионального кливажа и повышенной деформированности пород (тектонофации группы В) северо-западной ориентировки. С ними в целом согласно простирание осей складок, прослоев, свит. Тектонофациальные исследования позволили выявить также широкое развитие северо-восточных тектонических зон повышенной ак-

тивности, не обнаруживаемых обычными методами геологического картирования. Мобильные тектонические зоны относятся к типу скрытых, вязких разрывов. Они отчетливо выделяются зонами повышенной деформированности пород (тектонофаии группы В) и четко фиксируются поперечными флексурными перегибами: северо-западных структур, изменениями ориентировки осей складок с северо-западного на северо-восточное, участками резкой ундуляции шарниров северо-западных складок с образованием седловидных перегибов, зонами повышенной трещиноватости и сгущений мелких разрывов, а также прямолинейными контактами разновозрастных пород, ориентированных под прямым углом к преобладающему северо-западному простиранию отложений. Установленные тектонофаиальным анализом в девон-каменноугольных образованиях поперечные тектонические зоны являются отражением глубинных разломов фундамента. Они наблюдаются в географических полях и отчетливо проявляются на космоснимках. Эти тектонические зоны повышенной активности редко сопровождаются разрывами сплошности пород. Они отмечаются в виде зон полосчатости, кливажа, течения вещества в сочетании с пликативными дислокациями флексурного типа. Северо-восточные разрывы почти полностью отсутствовали на геологических картах Каратау, особенно мелких, региональных масштабов. Между тем многими исследователями (М. А. Абдулкабирова, Т. Б. Саргаскаев, Г. Н. Щерба и др.) они зафиксированы в соседних регионах, примыкающих к Каратау с северо-востока (Улутай-Чуйский срединный массив) и юго-запада (Сырдарьинский срединный массив). Тектонофаиальный анализ выявил широкое развитие в Каратау северо-восточных скрытых разломов с «шагом» в 2,5—3 км. Они располагаются параллельно Ачисайской троговой структуре, ответвляющейся под прямым углом от Шалкия-Миргалимсайского трога в центре Каратау. Наиболее значительный из них Биресекский разрыв, ограничивающий с северо-запада Ачисайский трог и контролирующий смену кремнисто-доломит-известняковой (кызылатинской) и глинисто-доломит-известняковой (биресекской) фаций. Амплитуда флексуобразного смещения по нему оценивается в 6—8 км. Другие крупные тектонические зоны этого типа — Шалкия-Саржаская, Бурабай-Кумыстинская, Бешарыкская, Каттыкамал-Турланская, Боролдайская, Киикбайсай-Даубабинская и др.

Гораздо слабее проявлены субмеридиональные и субширотные разломы. Субширотные тектонические зоны фиксировались лишь в геофизических полях и не отражались на геологических картах. Тектонофаиальными исследованиями они отчетливо выделяются в виде зон повышенной дислоцированности (тектонофаий группы В).

Для Каратау характерно расположение бариево-свинцово-цинковых и свинцово-цинковых рудопроявлений и месторождений в виде сближенных групп и компактных узлов. Локально-узловое распределение рудных скоплений и соответствующих им рудоносных впадин предопределяется концентрирами сопряжения разнонаправленных, в первую очередь северо-западных и северо-восточных тектонических зон глубокого заложения. Наиболее крупные месторождения и многие рудопроявления локализируются в местах сопряжения северо-восточных мобильных зон с разломами, ограничивающими троговые структуры и секущие их осевые части. Так, Биресекская тектоническая зона сопровождается ореолами повышенных содержаний рудогенных элементов и цепочкой рудопроявлений. В узлах пересечения ее с северо-западной Жертансай-Миргалимсайской и субширотной Таскомырской тектоническими зонами

располагается рудное поле месторождения Миргалимсай, а с Баялдырским разломом — Карагаштыканский рудный узел. В концентриках пересечения северо-западного Акуюк-Котурбулакского разлома, трассируемого в осевой зоне Туркестанского трога дайками лампрофиров и мелкими массивами сиенитов и габбро-пироксенитов ирисуйского пермотриасового щелочного комплекса, с северо-восточными Шалкия-Саржаской, Бурабай-Кумыстинской и Бешарыкской тектоническими зонами локализуются месторождения Шалкия, Бурабай-Жалгызагаш и Талап. При этом в Шалкинском рудном поле с указанными тектоническими зонами сопрягается субширотный Мырзатай-Актасбулакский разлом. В узлах пересечения северо-западного Баялдырского разлома с северо-восточными Жанкурганской, Ормакской и Кызылата-Тюетасской тектоническими зонами расположены Аккалпынский, Кенможе-Бозбутацкий и Тюетасский рудные узлы. К центру сопряжения северо-восточной Катынкамал-Турланской тектонической зоны, огибающей юго-восточный борт Ачисайского трога, с Баялдырским разломом приурочено месторождение Ачисай. В Юго-Восточном Каратау Аксуран-Байжансайское рудное поле приурочено к узлу сопряжения северо-западной Главной Каратауской, северо-восточной Балачаян-Аксуранской, широтной Акмурун-Байжансайской и меридиональной Мынчабырской тектонических зон. В концентриках пересечения северо-западного Абаил-Каирчактинского разлома с северо-восточными Мурзатай-Бугуньской и Карагаштыканской зонами дислокаций находятся Бугуньское и Каирчактинское рудные поля, а Западно-Леонтьевского с Боролдайским — Боролдайский рудный узел. В северных отрогах Таласского Алатау сохраняется аналогичный структурный контроль рудных скоплений. В концентриках пересечения северо-восточной Киикбайсай-Даубабинской тектонической зоны с Каракаузским и Жебаглинским разломами и Каракаузского с Кулан-Теректинским размещаются Каракаузский, Табылбулак-Даубабинский и Теректинский рудные узлы.

Не является исключением и бортовая северо-восточная (обнаженная) часть герцинской рифтогенной структуры. Здесь основные рудные объекты тасбулакского молассоидного медно-свинцово-цинково-марганцевого комплекса (месторождение Сулеймансай, рудопроявления Айдарлыбулак, Ушбулак, Акмамбетбулак, Тасбулак Медный) тяготеют к сопряжению крупных разрывов со стратифицированными горизонтами убогой минерализации. Например, месторождение Сулеймансай расположено в узле сопряжения субмеридионального Тамдинского, северо-восточного Сулеймансайского и северо-западного разломов.

Данные о структурно-тектоническом контроле бариево-свинцово-цинкового и свинцово-цинкового оруденения в общем согласуются с выводами и предположениями предыдущих исследователей Каратау. И. И. Князев [1960] допускал возможность приуроченности Центрального Каратауского рудного района к пересечению северо-западного глубинного разлома с «гипотетической» глубинной зоной разрывных нарушений северо-восточного простирания. Е. Е. Захаров [1960] пришел к выводу о локализации оруденения в тектонических зонах сопряжения блоковых структур, относимых им к структурам второго порядка.

Результаты исследований современного рудообразования в Красноморском рифте также показали связь рудоносных впадин с местами сопряжения приосевых северо-западных разломов с секущими северо-восточными [Континентальный и океанский рифтогенез, 1985]. В ста-

рейшем горнорудном регионе Мидконтинента, по сведениям одних исследователей [Рудные месторождения Соединенных Штатов, 1972], бариевое и свинцово-цинковое оруденение подчинено разломам, а по последним данным И. Рамбарга и П. Моргана [1984], в выделенные ими рифтовые структуры вписывается основная масса проявлений этого рудного региона. Таким образом, картина размещения оруденения здесь подобна той, которую мы наблюдаем в Каратау, Красном море и в других районах проявления стратиформного оруденения.

Акцентируя внимание на структурно-тектоническом контроле оруденения, авторы преследовали цель, с одной стороны, отметить неправильный методологический подход многих исследователей, игнорирующих или не выделяющих по разным причинам разломы или целые подвижные зоны (Ачисайский трог) северо-восточной ориентировки, с другой — показать, что концентры сопряжения тектонических зон и как следствие локально-узловое расположение месторождений и рудопроявлений являются главной и характерной особенностью Каратау. Эти концентры были участками мощной циркуляции различных по своей природе растворов, ареной кремне- и рудонакопления, а также последующей экстракции, переотложения и осаждения рудного вещества.

Выявленная закономерность приуроченности рудных полей к узлам сопряжения тектонических зон позволила выделить с учетом литостратиграфических, геохимических и других критериев ряд новых рудных узлов, в том числе перекрытых мощным чехлом мезозой-кайнозойских отложений, и классифицировать их по степени перспективности (см. рис. 8).

АЛЬПИЙСКИЙ ЦИКЛ

С ранней перми до позднего триаса на территории Каратауской рифтовой зоны осадки отсутствуют. На это время (60—70 млн. лет) приходится только слабый магматизм стадии заложения рифтогенных структур, подчиненный мелким щелевым раздвигам, наследующим простирающие осевых частей предшествующих рифтогенных построек. Особенность стадии заложения альпийского цикла заключается в проявлении пермо-триасовых калийных магматитов щелочно-базальтоидного и щелочно-габброидного комплексов. В виде прерывистой цепи мелких массивов и дайкообразных тел северо-западного простираения магматиты развиты в Туркестанском трогe. Относительно насыщена магматическими образованиями Чаткало-Кураминская рифтовая зона, особенно площадь ее сопряжения с Каратауской. По составу магматиты относятся к высококалийным разностям и принадлежат к двум комагматичным комплексам — пермскому щелочно-базальтоидному (даубабинскому) и пермо-триасовому щелочно-габброидному (ирисуйскому). Как базальтоиды, так и габброиды активно контактируют с девон-карбонными отложениями. Верхняя граница не установлена. Абсолютное время образования (по биотиту) щелочных базальтоидов даубабинского комплекса 252—287 млн. лет (пермь, по К. А. Абдрахманову и др. [1961]; К. И. Сатпаеву и др. [1963]), а габброидов и лампрофиров ирисуйского комплекса — 210—274 млн. лет (пермь — триас, по К. А. Абдрахманову и др. [1961]; Л. А. Мирошниченко [1982]). На основании результатов определения абсолютного возраста (с учетом состава пород) В. П. Компанейцев выделяет три интрузивных комплекса: ирисуйский мезократовый щелочно-габброидный (274—287 млн. лет), кулантауский меланократовый щелочно-габброидный (236—255 млн. лет) и акуюкский лам-

порфировых даек (210—227 млн. лет). Но он отмечает условность такого деления, и при обобщениях следует ограничиться одним пермо-триасовым ирисуйским комплексом, выделяя в нем две группы щелочно-габброидных пород — раннюю меланократовую и позднюю мезократовую. Эти группы при металлогеническом анализе нами рассматриваются в ранге субформаций щелочно-габброидной формации. Вторая стадия — проседания представлена узкой линейной Леонтьевской грабен-синклиналью, выполненной отложениями позднего триаса — средней юры, залегающими на карбонатных породах карбона. Леонтьевская грабен-синклиналь расположена в створе подобных структур, протягивающихся на юго-востоке за пределы Киргизии, а на северо-западе — в Тургай. Как отмечалось выше, А. А. Абдулип и Б. С. Цирельсон [1976] считают эти структуры рифтогенными и одноранговыми, а выполняющие их юрские отложения — продуктивно нефтеносными. В пределах Каратау они содержат битуминозные сланцы. К инверсионной стадии условно отнесены верхнеюрские терригенно-карбонатные и глинисто-карбонатно-конгломератные отложения.

Рудная минерализация установлена только в связи с магматическими образованиями. Среди вулканитов щелочно-базальтоидного комплекса встречаются редкие мелкие скопления магнетита с апатитом. Наиболее интенсивно оруденение проявлено в районах развития щелочно-габброидного комплекса. Это значительные концентрации железа и меди Ирисуйского месторождения, обогащенные железом и фосфором пироксениты Кулантауского массива, флюоритовая минерализация Бугуньского месторождения. В ассоциации с шонкнититами выявлены редкоземельные карбонатиты, а с щелочными сиенитами — скопления золота. Интересны, но не изучены штокообразные тела кимберлитового типа. В местах наложения пермо-триасовой фторной минерализации на позднедевонско-раннекаменноугольные карбонатные породы со стратиформным свинцово-цинковым оруденением образуются регенерированные рудные залежи свинца и цинка с флюоритом, содержащие, как правило, минералы меди, серебра и киноварь. Спорадические вкрапления и гнезда галенита встречаются в мергелях юрских отложений, бокситы — в пестроцветной глинистой формации верхнего триаса.

СТАДИЯ ЗАЛОЖЕНИЯ

Все проявления рудной минерализации альпийского цикла связаны с щелочным пермо-триасовым магматизмом стадии заложения, в которой выделены два металлогенических комплекса, четыре подкомплекса, семь типов (см. табл. 1).

Пермский щелочно-базальт-латитовый медно-фосфорно-железорудный комплекс (даубабинский)

К. А. Абдрахманов [1965] и В. П. Компанейцев [1982] в щелочно-базальт-латитовом комплексе выделяют две фазы вулканизма. Первая фаза представлена лавами и пирокластолитами щелочных пироксеновых и лейцитовых базальтов, вторая — латитовыми порфирами, их пирокластами и субвулканическими сиенит-порфирами. Вулканизм даубабинского комплекса проявлен только в Чаткало-Кураминской зоне. По устойчивой ассоциации с рудной минерализацией этот комплекс состоит из двух пермских подкомплексов.

Щелочно-базальтовый фосфорно-железородный подкомплекс (нижнедаубабинский)

Подкомплекс объединяет вулканы первой фазы — щелочные пироксеновые и лейцитовые базальты, тефриты, лейцитовые трахитовые порфиры и пироксеновые лейцититы, выполняющие кальдеру проседания. Мощность вулканогенных образований до 2 км. По литогеохимическим данным, щелочные пироксеновые и лейцитовые базальты обогащены цезием (18), рубидием (2), скандием (6), церием (11), лантаном (4), фтором (10), фосфором (2), хлором (8), барием (2) и свинцом (3). В щелочных пироксеновых базальтах развиты жилы и прожилки мощностью от сантиметров до 0,5—0,7 м, сложенные апатитом и магнетитом. Призматические кристаллы апатита длиной до 20 мм приурочены к зальбандам жил, центральные части которых состоят из мелкозернистого магнетита с зернами апатита. На отдельных участках апатит-магнетитовое оруденение представляет собой штокверк мелких прожилков. Среди вулкаников нижнедаубабинского подкомплекса выявлено около десятка локальных аномалий. Основная масса аномалий не проверена. В фосфорно-железных рудах присутствует до 0,1% меди и до 1% титана. Содержание фтора в апатите 3—3,5%.

Латит-порфировый медный подкомплекс (верхнедаубабинский)

В ассоциации с субвулканическими пироксен-роговообманковыми сиенит-порфирами среди латитовых порфиров встречаются мелкие локальные зонки пропилитизации с пирит-халькопиритовой минерализацией (сиенит-порфировый медный тип). Содержание меди достигает 0,4—0,6%, серебра — первые граммы на тонну. Пириты повсеместно золотосны. Латит-порфировые субвулканические постройки, сложенные породами, обогащенными флогопитом, и расположенные среди туфов с грубыми обломками щелочных базальтов, весьма перспективны на выявление специфических полезных ископаемых австралийского типа.

Пермо-триасовый щелочно-габброидный редкоземельно- фосфорно-медно-железородный комплекс (ирисуйский)

К ирисуйскому щелочно-габброидному комплексу отнесены щелочные интрузивные образования двух групп — меланократовой и мезократовой. Меланократовая группа состоит из щелочных пироксенитов, псевдолейцитовых пород и шонкинитов (Кулантауский массив). Мезократовая группа представлена в основном монцонитами и щелочными сиенитами. Интрузивные массивы (Ирису, Каинды, Жетымсай) имеют изометричную, иногда вытянутую штокообразную форму, часто с элементами концентрической зональности. Профилирующая рудная минерализация — медно-железородная, фосфорно-железородная, редкоземельная и фторная. Подчиненное значение имеет золотое и кобальтовое оруденение.

В ирисуйском металлогеническом комплексе выделены два пермо-триасовых подкомплекса и пять типов (см. табл 1).

Металлогеническая специализация этого подкомплекса выявлена в результате исследований, проведенных в последние годы по программе комплексного изучения Каратау. Выполненные работы позволили установить новые типы оруденения, связанные с щелочными габброидами.

Щелочно-пироксенитовый редкоземельно-фосфорно-железородный тип (кулантауский)

По В. П. Компанейцеву, щелочные пироксениты, развитые в Кулантауском массиве (размер в плане 600×1200 м), по составу и петрохимическим характеристикам аналогичны щелочно-ультраосновным породам Северного Казахстана (Красномайский, Барчинский и другие массивы). К щелочным пироксенитам приурочена богатая акцессорно-вкрапленная магнетит-апатитовая минерализация. Содержание апатита в отдельных «пятнах» достигает 10—15%, железа — 15—20%. В таких минерализованных щелочных пироксенитах повышены концентрации стронция (30), скандия (2), олова (4), ванадия (2) и свинца (6). В зоне выветривания щелочных пироксенитов широко распространен вермикулит. В отдельных полях, обогащенных вермикулитом, концентрируется до 10—20% апатита. Массивы кулантауского типа представляют интерес не только для выявления промышленных скоплений вермикулита, но и комплекса сопутствующих компонентов, таких, как фосфор (апатит) и железо (слаботитанистый магнетит).

Щелочно-пироксенитовый редкоземельно-фосфорный тип

Тип представлен карбонатитами, образующими серии мелких сблизженных жил в щелочных пироксенитах. По В. П. Компанейцеву, они состоят из мелкозернистого агрегата доломита с апатитом, плагиоклазом, роговой обманки и биотита. Отношение карбонатной части к силикатной от 2 : 3 до 1 : 5. В карбонатитах присутствуют редкие земли цериевой группы.

*Щелочно-сиенит-пироксенитовый
золото-редкоземельный тип*

Проявления золото-редкоземельной рудной минерализации зафиксированы пока только в Северо-Западном Каратау. Это поля гидротермально измененных, преимущественно альбитизированных терригенных пород с жилообразными скоплениями кварца и карбонатов, обогащенными золотом и редкими землями. Основная масса установленных рудных проявлений этого типа приурочена к верхней подсвите переслаивания среднедевонской тюлькубашской свиты, включающей горизонты пород с повышенным содержанием (до 1,2%) органического вещества. Характерным представителем золото-редкоземельного типа являются минерализованные метасоматиты и кварц-карбонатные жилы, расположенные в районе развития даек шонкинитов и мелких штоков щелочных пород. Рудное поле тяготеет к крылу брахисинклинали, разбитой крутопадающими разломами субширотного и северо-западного простирания

на ряд блоков. Вертикальные смещения по разломам достигают 200—400 м.

Вмещающие терригенные отложения подсвиты переслаивания тьюл-кубашской свиты состоят из трех пачек: нижней, зеленоцветной песчано-сланцевой, средней, сероцветной алевролит-песчаниковой, и верхней, пестроцветной песчано-сланцевой. Все пачки содержат маломощные горизонты темно-серых углисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев. Мощность подсвиты 1200 м. По данным спектро-золотометрического анализа, алевролиты, алевролиты и углисто-глинистые сланцы содержат золота от 12 до 150 кларков. Среднее содержание золота в породах подсвиты переслаивания 20 мг/т. Из магматических образований широко развиты дайки шонкинитов. Протяженность отдельных даек достигает 3—4 км, мощность — 8—12 м. В северной части рудного поля откартированы два штокообразных тела площадью 0,3 км², сложенных в основном серпентинизированными пироксенитами и сиенитами. По строению эти тела близки к кимберлитовым трубкам. Абсолютный возраст биотита из даек 210—220 млн. лет (нижний — средний триас). К западу от минерализованных зон вскрыты граниты карбонового кызылдыханского комплекса. Около 15% площади рудного поля занимают метасоматиты, подчиненные зонам разломов, участкам их сопряжения и осложнениям складчатости. Наиболее распространены кварц-карбонат-альбитовые и альбит-карбонатные метасоматиты, реже — фуксит-кварц-доломитовые, альбитовые и серицит-кварцевые. Первичный карбонат в метасоматитах — доломит, вторичный — кальцит. В полях метасоматически измененных пород часто встречаются кварц-карбонатные, карбонатные, кварцевые и кварц-баритовые жилы и зоны штокверкового прожилкования. Мощность и протяженность жил варьируют в широких пределах. Карбонаты в жилах — анкерит, сидерит, доломит, кальцит в ассоциации с альбитом и фукситом. Из рудных минералов в кварц-карбонатных и карбонатных жилах присутствуют пирит пентагондодекаэдрической и кубической огранки, гематит, редко самородное золото, халькопирит, циркон, апатит, ксенотим, анатаз, рутил и сфен. В зоне окисления развиты гетит, лимонит, халькозин, куприт, малахит, гидрокислы марганца, пленочное и дендритовидное золото. Основная масса золота концентрируется в жилах, связана с пиритом и с продуктами его окисления — гетитом и лимонитом. Для пирита характерно высокое содержание кобальта (1%, кобальтпирит). В незначительном количестве присутствуют никель (0,03%), молибден (0,008%) и серебро (до 2 г/т). В рудах повышены содержания меди (до 0,3%), вольфрама (до 0,3%), мышьяка (до 0,5%), бария, стронция и фосфора (до 1%), редких земель иттриевой и цериевой групп. В метасоматически измененных породах золото также сконцентрировано в пирите. В отличие от жил пирит в метасоматитах распространен ограниченно, и, как следствие, значимые содержания золота встречаются редко. Как и жилы и зоны штокверкового прожилкования, метасоматиты, особенно содержащие доломит, выделяются повышенными концентрациями редких земель (иттрия, скандия, лантана и др.). По Л. А. Мирошниченко, рудные проявления золото-редкоземельного типа по скоплениям золота не выходят за рамки небольших объектов, пригодных для старательской добычи. Потенциальные перспективы этого типа, принадлежащего к карбонатитовому ряду, заключаются в редкоземельной минерализации. Не менее интересны как определенный вид минерального сырья штоки щелочных пироксенитов кимберлитового типа.

Что касается природы рудной минерализации, то наиболее приемлемы экстракция и переотложение материала вмещающих пород послемагматическими растворами щелочно-пироксенит-сиенитовых интрузий, обогащенных редкими землями. Руднометасоматический процесс проявился до внедрения ниже-среднетриасовых шонкинитовых даек, пересекающих как различные по составу метасоматиты, так и минерализованные жильные тела.

**Мезократовый щелочно-габбродный
фтор-медно-железородный подкомплекс**

К этому подкомплексу отнесена медно-железородная, фторная и эпизодически проявленная никель-кобальтовая минерализация, ассоциирующая со сложными по составу массивами щелочных интрузивных пород. В отличие от меланократовой группы интрузивных пород в мезократовой появляются монзониты, в сиенитах уменьшается количество роговой обманки и пироксена, они становятся более лейкократовыми; широко развиты богатые флогопитом пироксениты и дайки шонкинитов. Однако в отдельных массивах (все они небольших размеров) трудно провести четкую границу между этими двумя интрузивными группами, поэтому выделение металлогенического подкомплекса в известной мере условное. Следует также отметить качественную однотипность рудных элементов мелано- и мезократовой групп. Различия имеются только в количественном их накоплении. В связи с этим уместно акцентировать внимание на фторной минерализации. В процессе комплексного изучения Каратау, особенно на его завершающей стадии, нами неоднократно подчеркивалась необходимость поисков практически ценных скоплений флюорита в этом регионе. Основанием для таких предложений служила в основном структурно-геологическая и металлогеническая аналогия Каратау с Мидконтинентом, где наряду со свинцово-цинковой минерализацией широко распространено фторное сруденение (район Иллинойс-Кентукки). Это недостающее флюоритовое звено в рудоносности Каратау было найдено в Бугульском районе. Незначительные скопления флюорита зафиксированы в Юго-Восточном и Центральном Каратау. В отличие от представлений ряда американских геологов, согласно которым фторная минерализация является составной частью бариево-свинцово-цинкового оруденения, локализованного в карбоне (миссисипский уровень), по нашим данным, флюоритовая минерализация в девон-карбонных отложениях Каратау связана с пермо-триасовым щелочным магматизмом альпийского рифтогенного цикла и значительно оторвана по времени от бариево-свинцово-цинкового оруденения, проявленного в герцинском цикле.

*Щелочно-габбродно-сиенитовый скарново-
медно-железородный тип (ирисуйский)*

Рудные проявления этого типа известны в Таласском Алатау, в районе сопряжения Чаткало-Кураминской и Каратауской рифтогенных зон. Здесь они повсеместно приурочены к скарнированным контактам сложного по составу Ирисуйского массива щелочных пород. Отдельные аномальные зоны, установленные в этом районе (в частности, аномалия вблизи ст. Тюлькубас), по своей природе аналогичны Ирисуйской и

интерпретируются как минерализованные контактовые образования щелочных и интрузивных пород. Магнетитовые руды повсеместно обогащены медью, кобальтом, серные колчеданы — золотом и серебром.

Месторождение Ирису

Месторождение находится в северо-западных отрогах Таласского Алатау. Медно-железородное оруденение приурочено к магнезиальным и известковым скарнам в зоне контакта Ирисуйского щелочного массива с визейской карбонатной толщей. По литологическому составу она подразделяется на три подъяруса, условно отнесенных к нижнему, среднему и верхнему визе. В юго-восточной части площади месторождения выделяются нерасчлененные карбонатные образования верхнего визе—среднего карбона (рис. 70). Нижневизейские отложения представлены

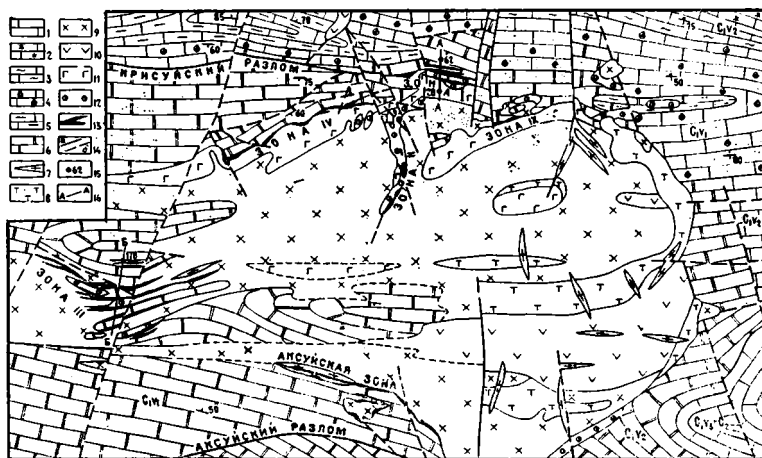


Рис. 70. Схематическая геологическая карта Ирисуйского месторождения. По В. И. Ходымчуку и С. В. Тихонову:

1—5 — известняки: 1 — тонкозернистые мраморизованные, 2 — органогенно-детритовые грубослоистые, 3 — глинистые, 4 — слоистые с линзами кремней, 5 — органогенные; 6 — мраморы; 7 — дайки сиенитов; 8 — сиениты; 9 — монзониты; 10 — шонкиниты, фергуситы, сиениты; 11 — пироксениты; 12 — скарны пироксен-гранатовые и гранатовые; 13 — рудные тела; 14 — тектонические разломы: установленные (а) и предполагаемые (б); 15 — разведочные скважины и их номера; 16 — линии геологических разрезов

мелкозернистыми, органогенно-детритовыми и глинистыми известняками с желваками и линзами кремней (мощность около 800 м). В южной части отдельными скважинами среди них вскрыты доломиты, песчаники и алевролиты с прослоями туффитов и туфов. Средневизейские образования состоят из серых органогенно-детритовых известняков с прослоями светлых кремней, темно-серых мелкозернистых слабодолмитизированных известняков с желваками и прослоями черных кремней, светло-серых мелкозернистых грубослоистых известняков (мощность около 850 м). Породы верхнего визе — полосчатые доломитистые известняки и мелкозернистые доломиты (мощность до 450 м) — обнажаются севернее и западнее месторождения в ядрах и на крыльях синклинальных структур. К нерасчлененным отложениям верхнего визе — среднего карбона относятся мраморизованные известняки (мощность около 600 м). Верхнепалеозойские карбонатные отложения на большей части

месторождения перекрыты верхнеогеновыми конгломератами, красноцветными глинами и палевыми известняками, общая мощность которых резко возрастает в западном направлении от 2—3 до 450 м.

Основной структурный элемент рудного поля — Машатская синклиналь — характеризуется широтным простираем и крутопадающими крыльями (60—85°). Из разрывных нарушений наиболее крупными являются Ирисуйский и Аксуйский широтные разломы. Нижне-среднекаменноугольные отложения прорваны в ядре Машатской синклинали Ирисуйской щелочно-габброидной интрузией. Она прослеживается в широтном направлении на 9 км при ширине до 4 км. Восточный фланг обнажен на площади 2,5×4 км, а вся остальная часть к западу погребена под неогеновыми конгломератами. По данным магнитометрии, интрузивный массив круто погружается на юго-запад. Сложен он пироксенитами, шонкинитами, фергуситами, монцонитами, биотит-пироксеновыми сиенитами и лейкократовыми сиенитами. Намечается такая обобщенная последовательность формирования интрузивных пород: пироксениты — шонкиниты — монцониты — лейкократовые сиениты. Дайки представлены порфирированными сиенитами, граносиенитами, бостонитами, щелочными лампрофирами. В контактовых зонах Ирисуйского массива образовались мраморы, тремолитовые роговики, магнезиальные (шпинель-флогопит-кальцит-форстеритовые, шпинель-кальцит-диопсидовые) и известковые (гранатовые, пироксеновые и пироксен-гранатовые) скарны и апоскарны (эпидотовые, хлоритовые [Абдрахманов, 1965]). Ширина ореола контактовых изменений до 350 м. Известковыми скарнами сложены пластообразные залежи в контактах щелочных габброидов и сиенитов с известняками и жильные тела в зонах разрывов. Оруденение развито в скарнах северного и южного обрамления Ирисуйского массива, реже проявлено в эндоконтакте среди метасоматически измененных сиенитов, монцонитов, шонкинитов и пироксенитов, еще реже — в слабоизмененных карбонатных и интрузивных породах. Рудные тела в основном пластообразной и линзовидной формы, залегают, как правило, согласно с интрузивными контактами и с напластованием известняков. Оруденение прослежено с перерывами в северном контакте Ирисуйского массива на 3 км (рудные зоны I, II, IV, IX), а в южном — на 4 км (рудные зоны III и Аксуйская). Наиболее крупные I и III рудные зоны.

Основное рудное тело зоны I располагается в контакте пироксенитов с карбонатной толщей. Длина тела 760 м, мощность 10—113 м, падение крутое (80—85°) на юг (рис. 71). Среднее содержание железа 43,2%. Рудное тело прослежено по падению на 700 м, но на глубине, как и другие крупные рудные залежи месторождения, не оконтурено.

Рудная зона III состоит из десяти протяженных рудных тел, локализующихся на контактах Ирисуйского массива и его апофиз с карбонатными породами. Рудные тела имеют согласно с напластованием известняков субширотное простираем и крутое (50—85°) падение на север; длина их от 200 до 1750 м, мощность от 5 до 33 м с раздувами до 95 м (рис. 70, 71). В самой крупной рудной залежи (протяженность по простираем 1750 м, по падению 770 м, мощность до 95 м), приуроченной к северному контакту монцонитовой апофизы с известняками, сосредоточено 40% запасов руд (100 млн. т, среднее содержание железа — 48,7%).

Рудное тело зоны IV находится в крутопадающем, залегающем субсогласно с напластованием пород контакте пироксенитов с известняками. Оно прослежено на 1700 м. Мощность от 2 до 27 м. Западный фланг

рудного тела развернут на 90° к северо-западу вслед за плоскостью интрузивного контакта. Среднее содержание железа 49,5%.

Главные рудные минералы рудных тел — магнетит и халькопирит, второстепенные — кобальтсодержащий пирит и пирротин. В подчиненном количестве встречаются маггемит, кобальтин, сфалерит и галенит, более редки пентландит, арсенопирит, кубанит, тетрадимит, леллингит,

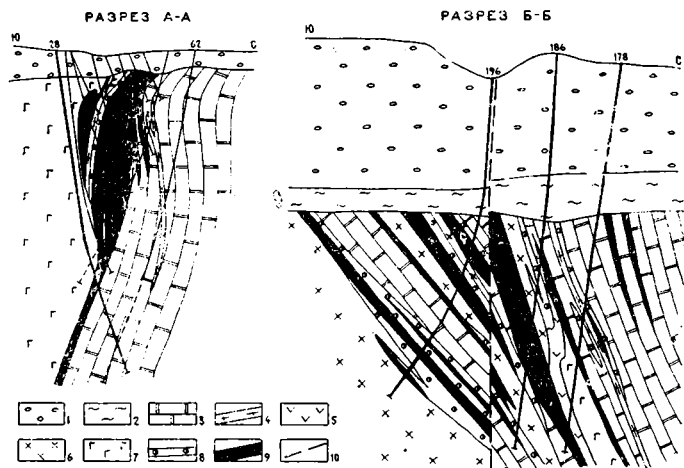


Рис. 71. Геологические разрезы I (А—А) и III (Б—Б) рудных зон Иркусйского месторождения. Составил В. М. Шербак по материалам ПГО Южказгеология:

1 — конгломераты; 2 — красноцветные глины; 3 — мраморизованные известняки; 4 — дайки сиенитов; 5 — шонкиниты, фергуситы; 6 — монзониты; 7 — пироксениты; 8 — скарны пироксен-гранатовые; 9 — руды; 10 — тектонические разломы

ильваит, самородный висмут, титаномагнетит. Распространенные нерудные минералы — кальцит, доломит, флогопит, диопсид, гранат, эпидот, хлориты. Текстуры руд массивные, брекчиевидные и вкрапленные. Содержание железа в рудах 43—56,5%, кобальта — 0,02—0,034, марганца — 0,1—0,6%. В магнетитовом концентрате присутствуют никель (0,006—0,013%) и окись титана (0,3—0,4%). Постоянные спутники пирита, пирротина и халькопирита — золото, серебро, селен и теллур. Из вредных примесей в магнетитовых рудах отмечаются (%): P_2O_5 — 0,04—0,11; мышьяк — 0,001; висмут — 0,0003 (в магнетитовом концентрате 0,01—0,02); цинк — 0,03—0,09; свинец — 0,08—0,2; в довольно ощутимом количестве — сера (около 3,5%). По содержанию SiO_2 и Al_2O_3 руды месторождения малокремнисты и малоглиноземисты. Магнетитовый концентрат содержит до 1% MgO .

Железо в рудах представлено преимущественно окислами, главным образом магнетитом (93—96%), в меньшей степени оно связано с сульфидами — пиритом, пирротинном, халькопиритом (3—6%) и с силикатами (до 3%). Во всех рудных зонах содержание железа выдержано по простиранию, падению и склонению. В слабо проявленной на месторождении зоне окисления содержание железа практически не меняется по сравнению с первичными рудами. Медь распространена в магнетитовых рудах неравномерно. В наибольшем количестве она содержится в рудных зонах I и IV. Содержание меди по месторождению почти такое же, как на некоторых месторождениях медно-порфирового типа. Связана она с сульфидами, в основном с халькопиритом. Несмотря на то, что

медь присутствует в основном в магнетитовых рудах, корреляционной связи ее содержания с железом не устанавливается. В околорудных метасоматитах меди 0,01—0,07%. Основной концентрат меди в метасоматитах — флогопит. Запасы разведанных железных руд (250 млн. т при среднем содержании железа 47,7%) могут быть существенно увеличены (до 400 млн. т) за счет потенциально перспективной рудной зоны в восточном контакте Ирисуйского массива, фиксирующейся в геофизических полях четкой магнитной аномалией, а также за счет доразведки флангов и глубоких горизонтов рудных залежей. Практическую значимость месторождения повышают вермикулитовые руды, развитые в рудном поле.

Все исследователи единодушны в мнении о контактово-метасоматическом происхождении месторождения. Этот вывод подкрепляется многочисленными фактами: приуроченность оруденения строго к контактам или зонам трещиноватости в интрузивных и карбонатных породах, постепенные переходы от прожилково-вкрапленных руд через брекчиевидные к массивным, тесная ассоциация с магнезиальными скарнами, замещение магнетитом минералов скарнов, известняков и интрузивных пород, метасоматическая зональность и многое другое.

Щелочно-сиенитовый фторный тип (бугуньский)

Бугуньский тип представлен флюоритовой минерализацией, ассоциирующей с мезократовыми щелочно-габброидными интрузиями присуйского комплекса (P_2-T_1). Флюоритовое оруденение развито в ореолах воздействия щелочно-сиенитовых массивов и дайковых полей щелочных сиенит-порфиров и сиенит-аплитов по всему разрезу девон-каменноугольных отложений каратауского комплекса. Наиболее интенсивно оно проявлено в турнейских карбонатных породах Джандарлинского и Бугуньского рудных полей, слабее — в фаменских (Кальпесай) и визейских (Джетьесай) сложениях. В случаях наложения флюоритизации на стратифицированные горизонты седиментогенной бариево-свинцово-цинковой минерализации образуется полигенное барит-сфалерит-галенитовое флюоритовое оруденение (Бугуньское рудное поле). Флюоритовые скопления обогащены редкими землями, молибденом, а регенерированное сфалерит-галенитовое оруденение — медью, золотом, серебром и кобальтом. Сходство состава оруденения и геологических особенностей проявления сближает бугуньский тип с флюоритовыми и флюорит-полиметаллическими месторождениями рудного района Иллинойс-Кентукки в Мидконтиненте. Основные представители типа — Бугуньское и Джандарлинское месторождения.

Бугуньское месторождение

Месторождение расположено в борту Леонтьевского трога. Рудовмещающими являются турнейские карбонатные отложения аксайской и балатурланской пачек (рис. 72). Последняя пачка разделена на четыре подпачки (снизу вверх): 1) переслаивающиеся темно-серые пелитоморфные и белые мраморизованные известняки, доломиты (мощность 60—100 м); 2) белые мраморизованные известняки (мощность 50—60 м); 3) массивные доломиты с редкими прослоями мраморизованных известняков (мощность 25—60 м); 4) тонкослоистые мраморизованные известняки и доломиты (мощность 20 м). Рудное поле находится в Каскыр-

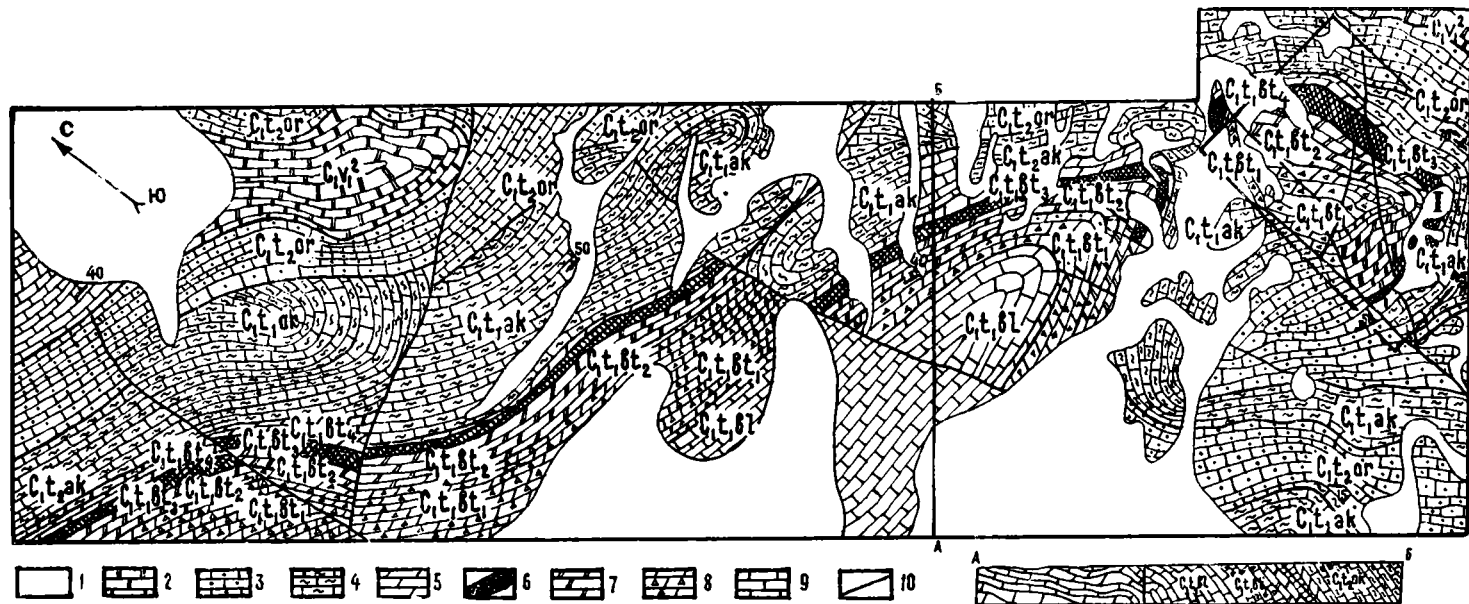


Рис. 72. Схема геологического строения Бугуньского рудного поля. По М. М. Джанаеву:

1 — четвертичные отложения; 2 — пачка мраморизованных известняков нижнего визе; 3—9 — стратифицированные пачки турне: 3 — оргалысайская, 4 — аксайская, 5—8 — балатурланская (подпачки: 5 — четвертая, 6 — третья флюоритоносная, 7 — вторая, 8 — первая), 9 — бельмазарская; 10 — тектонические нарушения

сайской антиклинали с крутым (40—60°) северо-восточным и пологим (20°) юго-западным падением крыльев. Широко развиты нарушения взбросового и сбросо-сдвигового типов с амплитудами горизонтальных смещений до 500—600 м. Особенностью рудного поля является мраморизация пород, трассирующая не вскрытую эрозией интрузию. По аналогии с Джандарлинским месторождением в Таласском хребте флюоритовая минерализация, регенерация и образование полигенного флюорит-барит-галенитового оруденения связываются с постмагматическими растворами предполагаемой щелочно-сиенитовой интрузии.

Основные скопления фтор-бариево-свинцовых руд сосредоточены в замке Каскырской антиклинали (участок Восточно-Бугуньский). Монофлюоритовая минерализация более интенсивно проявлена в доломитовой подпачке балатурланской пачки. Она широко развита на юго-востоке, в центральной части рудного поля (участок Каскырсай-Бугуньский) и значительно слабее — на севере (участок Кенестюбе).

На Восточно-Бугуньском участке фтор-бариево-свинцовая минерализация приурочена к доломитам третьей и мраморизованным известнякам второй и четвертой подпачек балатурланской пачки, а также к кремнистым известнякам аксайской в контакте с углеродистыми известняками оргалысайской пачки. Оруденение локализуется в основном в межпластовых зонах брекчий, в цементе обломков карбонатных пород. Рудные тела обособляются в виде мелких, согласно залегающих линз с секущими ответвлениями в выпуклых изгибах крутопадающих пликтивных осложнений замка Каскырсайской антиклинали. Они имеют в плане серповидную форму, сравнительно небольшую длину и мощность (3—6, иногда 13 м) при значительной протяженности на глубину. Отмечено кулисообразное расположение залежей. Содержание флюорита в них достигает 5%, барита варьирует от 2,5 до 10%. Сфалеритовая минерализация практически отсутствует — содержание цинка в рудах составляет 0,001—0,01%. Редкие секущие рудные залежи располагаются вдоль субмеридиональных и северо-восточных разрывов в мраморизованных известняках и доломитах (рис. 73).

Основной рудный минерал — галенит, встречающийся в виде прожилков, гнезд, вкраплений и агрегативных скоплений в кварц-флюорит-кальцит-баритовых образованиях. Пирит представлен двумя генерациями. Сингенетичный пирит I развит в карбонатных породах в виде тонкой сыпи идиоморфных зерен. Пирит II присутствует в рудных телах. С ним часто ассоциирует золото I. К редким эпигенетическим сульфидам относятся халькопирит, теннантит и сфалерит. Эпизодически отмечаются аргентит, штернберgit, штрмейерит и золото II. В рудах широко распространены флюорит, барит и кальцит. Зона окисления проявлена слабо. Среди гипергенных минералов наиболее развиты церуссит, англезит, лимонит, гетит, в меньшей степени — малахит, халькозин, ковеллин, вторичное золото. Основные элементы-примеси — серебро и сурьма.

На участке Каскырсай-Бугуньский турнейские карбонатные породы мраморизованы особенно интенсивно в призматической части антиклинали, в которой наиболее широко проявлена и флюоритизация. Флюоритовая минерализация установлена в доломитовой подпачке балатурланской пачки (C₁t₁b₁₃) в виде послонной рассеянной вкрапленности, прожилков, мелких гнезд и агрегативных скоплений флюорита. Распространенные текстуры руд — полосчатая и прожилково-вкрапленная. Стратифицированный горизонт бедной фторной минерализации мощностью 40—

70 м прослежен по всему рудному полю на 11 км от Восточно-Бугуньского (на юго-востоке) до Кенестюбинского (на северо-западе) участка. В нем обособливаются залежи и субсогласно залегающие линзы более богатых руд. Основные концентрации флюорита находятся на юго-восточном фланге участка, примыкающем к Восточно-Бугуньскому. Здесь в доломитовой подпачке выявлено протяженное (1,7 км) мощное (30 м)

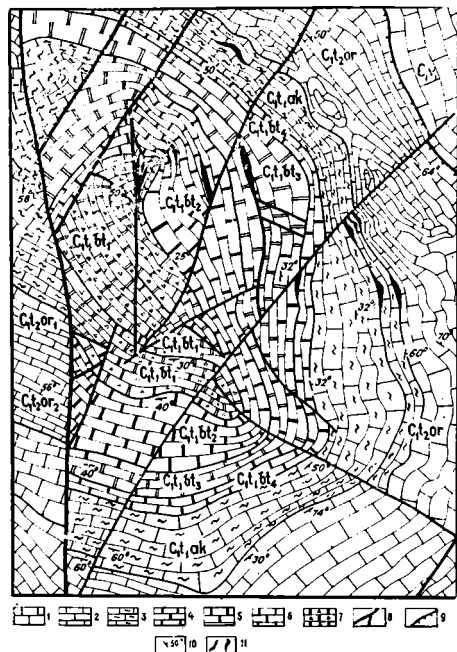


Рис. 73. Геологическая карта Восточно-Бугуньского рудопоявления.

По Н. П. Ильющенко:

1—3 — известняки: 1 — массивные нижневизейские, 2 — слоистые оргальсайской пачки, 3 — комковатые аксайской пачки; 4—7 — карбонатные отложения балатурланской пачки: 4 — известняки и доломиты тонкослоистые, мраморизованные четвертой подпачки, 5 — доломиты с прослоями известняков третьей подпачки, 6 — известняки белые, мраморизованные второй подпачки, 7 — известняки, мраморизованные известняки и доломиты первой подпачки; 8 — разрывные нарушения; 9 — падвиги; 10 — элементы залегания пород; 11 — рудные тела

пластовое тело с содержанием плавикового шпата 2,4—36,0% (в среднем 6,35%). К северо-западу интенсивность минерализации резко ослабевает, и на участке Кенестюбе отмечены лишь маломощные (от 0,5 до 2 м) линзовидные тела с содержанием флюорита от 6,1 до 10,9%. Кроме флюорита в минерализованных доломитах широко распространены барит и кальцит, реже встречаются арагонит, пирит, галенит.

Джандарлинское месторождение

Месторождение расположено в северных отрогах Таласского Ала-тау. По данным А. К. Кадушкина [1954], рудное поле сложено турнейскими известняками, смятыми в синклинальную складку северо-восточного простирания с крутым (50—80°) юго-восточным и более пологим (45—50°) северо-западным крыльями. На юге синклиналь срезается субширотным Аксуйским разломом. Отходящий от него рудоконтролирующий субмеридиональный Джандарлы-Ушкенсайский разлом косо сечет приосевую часть синклинали. Известняки в локальных участках мраморизованы, местами превращены в сахаровидные мраморы. В зоне Аксуйского разлома распространены дайки щелочных сиенит-порфиров и сиенит-аплитов. Выявлены две рудные зоны — субмеридиональная флюорит-кальцитовая и примыкающая к ней с юга широтная флюорит-кальцит-кварцевая. В субмеридиональной зоне, контролируемой Джандарлы-Ушкенсайским разломом, наиболее интенсивно проявлена флюо-

ритизация и сопровождающая ее кальцитизация. Длина рудной зоны 750 м, мощность до 120 м. В ней установлено пять крутопадающих линзовидных тел флюорита. Наиболее крупное — кальцит-флюоритовая залежь — прослежено по простиранию на 180 м при мощности до 120 м. Размеры остальных рудных тел от 35×25 до 90×60 м. Содержание флюорита от 5—10 до 32,6%. Кальцит-флюоритовые руды содержат обильную вкрапленность пирита (1,7—7,7%). Постоянно присутствует кварц (1,2—15,3%), реже встречается барит, эпизодически отмечаются галенит и магнетит. Основные элементы-примеси — редкие земли. Субширотная зона контролируется Аксуйским разломом. К узлу сопряжения ее с Джандарлы-Ушкенсайским разломом приурочена крупная флюорит-кальцит-кварцевая залежь, вытянутая в широтном направлении на 1400 м. Ширина залежи достигает 300 м. В отличие от рудной зоны Джандарлинского месторождения рудное тело этого участка сложено в основном кварцем (до 90%) с флюоритом, пиритом, молибденитом и шеелитом.

Щелочно-лампрофировый пропилиново-медно-никелево-кобальтовый тип (чимбастауский)

Представителем этого типа является единственное в Каратау мелкое рудопроявление Чимбастау. Медно-никелево-кобальтовая минерализация тяготеет к контактам дайки щелочных лампрофиров, секущей карбонатно-терригенные отложения кокджотской серии. Выявлено четыре мелких гнездообразных рудных скопления в пропилилизированных породах. Размеры гнезд: длина — 1,5—2 м, ширина — 0,1—0,5 м, по падению они прослеживаются на 0,7—1,8 м. Среднее содержание в них кобальта 0,28%; никеля — 0,26%; меди — 1,12%; мышьяка — 0,79%. Основные первичные рудные минералы — халькопирит, кобальтин и герсдорфит, вторичные — эригрин, азурит, малахит и халькозин. Элементы-примеси руд — серебро, висмут, таллий.

СТАДИЯ ПРОСЕДАНИЯ

После длительного перерыва в осадконакоплении первые осадочные отложения появляются в верхнем триасе и представлены маломощной (50 м) тафро- или рифтогенной триас-юрской пестроцветно-глинисто-бокситоносной формацией [Геология и металлогения Каратау, 1986]. В стадийности рифтогенных структур эти образования условно отнесены к стадии проседания альпийского рифтогенного цикла. В металлогенической систематике пестроцветно-глинисто-бокситоносная формация соответствует металлогеническому комплексу.

Верхнетриасовый пестроцветно-глинистый бокситоносный комплекс

Бескарбонатный красноцветно-аргиллитовый бокситовый тип (каратауский)

Большинство бокситопроявлений Каратау расположено в Караунгурской бокситоносной зоне, протягивающейся с юго-востока на северо-запад вдоль юго-западных склонов хр. Боролдайтату полосой шириной около 5 км. В зону входят месторождение бокситов Кутурган и бокситопроявления Тамшибулак, Жамансары, Жиланды, Теренсай, Караунгур,

Балыкчи. На размытой поверхности карбонатных пород палеозойского фундамента и древних корях выветривания залегают красноцветные некарбонатные бокситоносные породы верхнетриасовой наутской свиты, перекрытые глинисто-карбонатными породами верхней юры и песчано-конгломератовыми толщами нижнего мела. По условиям образования бокситы Караунгурской зоны относятся к осадочным (переотложенным), а по морфогенетическим признакам — к карстовому и карстово-котловинному типам.

Кутурганское рудное поле

В Кутурганском рудном поле находятся месторождение Кутурган и бокситопроявления Тамшибулак, Теренсай, Жамансары и др. Бокситы и бокситовые породы встречены в котловино- и ложбинообразных впадинах древнего рельефа длиной 2—2,5 км и шириной от 0,2 до 1,0 км и более. Раннемезозойские глыбовые движения отразились в рельефе фундамента появлением грабенообразных замкнутых впадин, выполненных триасовыми, юрскими и меловыми осадками. Бокситоносная наутская свита сложена красноцветными некарбонатными аргиллитоподобными глинами, аргиллитами, аллитами и бокситами. На ней залегают пачка глинисто-карбонатных пород верхней юры — афанитовые «фарфоровидные» известняки с прослоями и линзами комковатых известняковистых глин. Это отложения засоленных озер, что подтверждается находками солоноватоводных моллюсков. Глинисто-известняковая пачка с размывом перекрывается азатбашской свитой — красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами. Продуктивный горизонт, состоящий из бокситов и аллитов, протягивается в меридиональном направлении на 1800 м. Как правило, бокситы подстилаются и перекрываются прослоями аллитов и сналлитов мощностью от 1 до 8 м. Бокситы выделяются только по результатам химических анализов. Согласно ГОСТ 972—74, они соответствуют маркам от Б-2 до Б-6 с преобладанием второго сорта марки Б-4. Макроскопически бокситы — плотные каменные, рыхлые землистые и глинистые породы темно-коричневого цвета с некоторыми вариациями в тонах. Характерная особенность пород верхнетриасового пестроцветно-глинистого бокситоносного комплекса состоит в повышенных фоновых содержаниях свинца и цинка, превышающих кларки этих элементов в земной коре и бокситах мира в несколько раз, иногда даже на один порядок. Суммарное содержание свинца и цинка часто превышает 1%.

В морфологическом отношении месторождение Кутурган до последнего времени относили к карстово-долинному типу. По нашим данным, кутурганские бокситы являются делювиально-пролювиальными осадками, сохранившимися на склонах эрозионно-карстовых котловин. До накопления осадков верхней юры район месторождения Кутурган был низкогорьем с относительными превышениями 50—120 м. Рудные тела находятся на западном и южном склонах древней Кутурганской депрессии. Выявлена связь бокситов с верхними частями склонов. В нижних частях склонов обнаружены только аргиллитоподобные глины с кремниевым модулем 0,83—0,89. К настоящему времени сохранились лишь фрагменты бокситовых залежей, а большая часть депрессии заполнена глинисто-карбонатными отложениями верхней юры, которые ложатся на породы наутской свиты с размывом и угловым несогласием. Руды Кутургана подразделяются на бокситовые глины, глинистые бокситы и

каменистые бокситы. К бокситовым глинам относятся плотные аргил-литоподобные глины красно-коричневого, розово- и буровато-красного цвета с редкими железистыми бобовинами и включениями каолинита. Бобовины в большинстве случаев рыхлые, землистые. Как правило, кремниевый модуль бокситовых глин колеблется от 0,9 до 1,6, редко до 2,0. В глинистых бокситах количество бобовин возрастает до 15%. Кремниевый модуль их от 2,0 до 3,5. Кремнистые бокситы отличаются довольно высокими содержаниями глинозема (кремниевый модуль более 4,0), высокой железистостью (Fe_2O_3 более 20%), плотностью, типично бобовыми структурами. Крупные бобовины имеют зональное строение, центральная часть их обычно непрозрачная, железистая, а оболочки сложены агрегатом гиббсита (бемита) с примесью каолинита. Выделяются две стадии формирования пород бокситоносного горизонта — седиментная и диагенетическая. Седиментные признаки наиболее ярко выражены для бокситовых глин. Показатели диагенетической стадии — бобовые структуры, характерные для глинистых и каменистых бокситов. Основной минерал глинозема — гиббсит (тонкодисперсный, скрыто- и мелкокристаллический). Второй бокситообразующий минерал — бемит, встречается в тесной ассоциации с гиббситом, каолинитом и окислами железа. Содержание бемита достигает 10% и возрастает в кровле рудного тела. Широко распространен в бокситовых рудах и породах месторождения Кутурган крупно- и мелкопластинчатый каолинит. Гиббситовые руды развиты только в центральной части месторождения, по периферии они сменяются гиббсит-бемитовыми, гиббсит-каолинитовыми, бемит-каолинитовыми и гиббсит-бемит-каолинитовыми рудами. Минерал железа — гематит, гидрогематит, магнетит, титана — рутил и анатаз (1,0—2,6%). Кварц (до 1,5%) отмечается в виде окатанных зерен и угловатых обломков. Незначительную примесь составляют циркон, корунд, серицит, турмалин, алунит, тихвинит.

Кроме Курганского месторождения в рудном поле установлено пять бокситопроявлений, из которых наиболее характерны Тамшибулак и Теренсай. На Тамшибулаке рудное тело расположено в грабенообразной депрессии северо-западного простирания длиной около 3 км и шириной 300—500 м. Рудное тело залегает на глубине 20—40 м и представлено бокситовыми глинами с редкими бобовинами. По кремниевому модулю это аллиты. Количество глинозема в аллитах не превышает 38,5%. Средние содержания (%): глинозема — 27,6; кремнезема — 24,2; Fe_2O_3 — 14,4. Основные рудообразующие компоненты аллитов — каолинит (40—60%), гиббсит (10—25%), гетит и гематит (15—25%). В отличие от некарбонатных бокситов Кутургана бокситовые породы Тамшибулака и бокситы в карстовых воронках на разделяющем Кутурганское и Тамшибулакское проявления приподнятом блоке характеризуются повышенной карбонатностью из-за наложенной кальцитизации. На участке Теренсай бокситовые породы образуют линзовидную залежь длиной 700 м и шириной до 200 м. Бокситы — каменистые, с обломочно-бобовой структурой. Количество бобовин до 30%. Вверх по разрезу количество бобовин уменьшается. Основной бокситообразующий минерал — бемит. Другие проявления Караунгурской бокситоносной зоны, как правило, приурочены к небольшим карстам в известняках.

Проявления бокситов в Центральном Каратау

В начале 50-х гг. Г. И. Крылов и Г. В. Сакулина в районе г. Кен-тау обнаружили три участка с бокситоподобными породами — Атабай,

Бокситовый и Кантаги. Из них только на участке Бокситовый горными выработками вскрыты аллиты. Бокситовые породы расположены в карстовой воронке диаметром 25 м, мощность их до 7,5 м. Макроскопически это красноцветные крупно- и мелкобобовые каменистые бокситоподобные породы. Бобовины состоят преимущественно из гематита. Промежутки между бобовинами заполнены криптозернистым и вермикулитообразным каолинитом. Встречаются агрегаты кальцита. Возможно, что эти существенно железисто-каолинитовые породы являются продуктами деградации бокситов. Химический состав пород: Al_2O_3 — менее 24%, SiO_2 — более 32%, Fe_2O_3 — от 16,6 до 51,5%. Возрастное положение бокситовых пород Центрального Каратау неясно. К верхнетриасовому пестроцветно-глинистому бокситоносному комплексу они отнесены нами условно.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ АЛЬПИЙСКОГО ЦИКЛА И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ПОЛИГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Вся рудная минерализация альпийского рифтогенного цикла, за исключением бокситов, приурочена к пермо-триасовому щелочно-габброидному ирисуйскому комплексу. Основной металлогенический профиль создают железо, медь, фтор, фосфор и редкие земли. Подчиненное значение имеют серебро, ртуть, кобальт, никель, золото, свинец, цинк и барий. Из числа основных компонентов часть железа и фосфор концентрируются в магматическом этапе в виде скоплений аксессуарно-вкрапленного слаботитанистого магнетита и фторалпатита (Кулантауский массив). Все другие рудные элементы и значительное количество железа являются производными послемагматического этапа. С этим этапом связаны относительно крупные скопления железа и меди в скарнах Ирисуйского месторождения и перспективы выявления практически ценных скоплений фтора, редких земель и некоторых других полезных ископаемых в ассоциации с щелочными субвулканическими образованиями даубабинского и штоками кимберлитоподобных пород ирисуйского комплексов. Большой Каратау с его традиционным бариевым и свинцово-цинковым, преимущественно фаменским оруденением обоснованно можно отнести к новой в Казахстане пермо-триасовой фторной провинции. Не меньший интерес представляют редкие земли, особенно в полях альбит-карбонатных и карбонатных метасоматитов карбонатитового ряда, содержащих минералы редких земель. Постоянные спутники сульфидной, в основном медной и серноколчеданной минерализации, — кобальт, никель, серебро, золото, свинец, цинк и барий. Наряду с фтором и редкими землями специфику рудным проявлениям альпийского цикла придает ртуть — прямой индикатор послемагматического этапа пермо-триасового щелочно-габброидного магматизма. Ртуть фиксируется как в минеральной форме (киноварь), так и в виде примесного элемента в минералах (сфалерите, блеклых рудах).

Щелочной магматизм и рудная минерализация проявлены в Большекаратауской и Чаткало-Кураминской рифтогенных зонах. Они наследуют структурные закономерности, установленные для оруденения каратауского девон-карбонного металлогенического комплекса предшествующего герцинского рифтогенного цикла. В наиболее изученной Большекаратауской зоне щелочной магматизм и оруденение (фторное, редкоземельное, медное) локализуются, как в фамене бариево-свинцово-цинковое, в троговых структурах (Туркестанской, Ачисайской, Байжан-

сайской). В пределах этих структур как магматизм, так и послемагматические процессы подчинены осевым и приосевым частям с максимальной концентрацией в узлах сопряжения с тектонически активными зонами антикаратауского направления. Совмещенность рудоконтролирующих структур герцинского и альпийского циклов порождает различные комбинации разновозрастного оруденения и регенерацию рудного вещества предшествующего цикла. Следствием таких совмещений является формирование полигенных месторождений [Петровская, 1986]. Временной разрыв между доминирующим в герцинском цикле фаменским стратиформным бариево-свинцово-цинковым оруденением и пермо-триасовой минерализацией альпийского цикла составляет в Каратау около 100 млн. лет. В качестве примеров полигенных рудных образований можно привести барит-галенит-сфалерит-флюоритовые рудные тела бугуньского типа, наличие киновари, флюорита, молибденита и серебряной минерализации на свинцово-цинковых месторождениях Таласского Алатау. Отдельные исследователи (Н. М. Митряева, В. И. Фомичев, Ю. С. Париллов) связывают с альпийским циклом возникновение кварц-баритового «ядра» (с медью и серебром) на Миргалимсае и формирование зональности этого месторождения за счет переотложения сингенетичных фаменских цинково-свинцово-баритовых руд. С этих позиций Миргалимсай рассматривается как полигенное месторождение. По схеме экстракции и переотложения стратифицированного свинца и цинка, видимо, образовались агрегативные колчеданно-свинцово-цинковые руды в термокарстах ачисайского типа, содержащие эпизодически аномальные концентрации золота, повышенные количества ртути и фтора. Все эти компоненты полигенных руд чужды для стратифицированного свинцово-цинкового оруденения в девон-карбонных отложениях Каратау. Они представляют собой профилирующую послемагматическую минерализацию щелочно-габброидного комплекса альпийского цикла. Уместно отметить, что габбро-пироксениты, габброиды, монцониты, сиениты с повышенной и существенно калиевой щелочностью — явление нередкое в структурах, подобных Каратауской, где они также часто пространственно совмещены с проявлениями фаменской стратиформной бариево-свинцово-цинковой минерализации. Они известны в рудных полях Успенской, Аксоран-Акжальской и Уралбайской палеорифтовых зон Центрального Казахстана. Щелочные пироксениты, габброиды и сиениты отмечаются в районах распространения свинцово-цинковой, бариевой и фторной минерализации в карбонатных отложениях карбона Мидконтинента. В настоящее время пока нет однозначного объяснения такому факту сочетания определенного по составу и близкого по химизму интрузивного магматизма с определенным по составу, механизму отложения и геохронологическому уровню накопления оруденением. Частая совмещенность альпийской и герцинской рудной минерализации в Каратау — следствие унаследованности магмо- и рудоконтролирующих структур рифтогенных циклов.

ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПЕРСПЕКТИВ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ И ЭПОХИ

Каратау принадлежит к полициклическим рифтогенным структурам. Каждый цикл выделяется своим составом рудной минерализации, своими масштабами рудных накоплений и потенциальными перспективами металлогенических комплексов (см. табл. 1). В соответствии с историей тектонического развития в Каратау выделяются такие металлогенические циклы и эпохи:

Раннепротерозойское протоплатформенное основание	Раннепротерозойская металлогения
Байкальско-каледонский рифтогенный цикл:	Байкальско-каледонский металлогенический цикл:
стадия заложения	байкальская металлогеническая эпоха
стадия проседания	раннекаледонская металлогеническая эпоха
стадия инверсии	позднекаледонская металлогениче- ская эпоха
Герцинский рифтогенный цикл:	Герцинский металлогенический цикл:
стадия заложения	раннегерцинская металлогеническая эпоха
стадия проседания	среднегерцинская металлогеническая эпоха
стадия инверсии	позднегерцинская металлогениче- ская эпоха
Альпийский рифтогенный цикл:	Альпийский металлогенический цикл:
стадия заложения	раннеальпийская металлогеническая эпоха
стадия проседания	среднеальпийская металлогеническая эпоха

Особенности рудоносности и продуктивности оруденения на более детальном уровне рассматриваются в ранге металлогенических периодов и этапов.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Породы раннего протерозоя развиты в небольшом по площади Безсазском блоке. По М. А. Касымову, это фрагмент древней рифтогенной зоны, фиксированной нижнепротерозойскими метабазами, метагабброидами и метагипербазитами. Потенциально перспективным является только один стратиформный кремнистый фосфорно-никелево-железородный тип итмурунского метабазальтового никелево-железородного

комплекса. В этом типе представляют интерес повышенные содержания никеля до 0,5% в железисто-кремнистом горизонте основания метаморфической сланцевой толщи. Никель концентрируется в магнетите (0,2—0,6%), мартите (до 0,9%) и лимоните (до 1,1%). В магнетите присутствуют (%): кобальт — 0,21; хром — 0,2—0,4; ванадий — до 0,62; цинк — 0,17. На поверхности в железных рудах никелевых минералов не обнаружено. Никеленосный железисто-кремнистый горизонт прослеживается на несколько километров при максимальной мощности 20—30 м.

БАЙКАЛЬСКО-КАЛЕДОНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Байкальская металлогеническая эпоха. Этой эпохе свойственна в основном золото-серебряная и золоторудная минерализация, проявленная в Осевом Каратау.

Верхнерифейский металлогенический период характеризуется относительно высокой вулканической деятельностью и широким развитием базальтоидов и липаритов повышенной калийности. В кайнарском трахибазальт-трахилипаритовом золото-серебряном комплексе возможны накопления золота в стратиформном базальт-трахибазальт-углеродисто-сланцевом цинково-золоторудном типе. Масштабное обогащение золотом углеродисто-сланцевых отложений предполагается преимущественно в связи с более поздней золоторудной минерализацией кумыстинского комплекса. Породы с повышенной углеродистостью в этом типе выступают в роли геохимического барьера. Выявление таких участков сопряжено с трудностями ввиду значительной глубины прогнозируемого сопряжения золоторудной минерализации с благоприятными для отложения золота углеродистыми сланцами. Наряду с золоторудной минерализацией в этом типе проявлено колчеданно-полиметаллическое оруденение, локализующееся среди вулканитов с пачками доломитов и углеродисто-кремнистых сланцев. Специальных работ по оценке такого оруденения не проводилось, хотя в отдельных случайных пересечениях зафиксированы значимые концентрации цинка, свинца и других компонентов на мощности в несколько метров (ядро Булакбетской антиклинали в верховьях р. Чаян). В кайнарском комплексе заслуживают также оценки экструзии трахилипаритового состава, преобразованные на значительных площадях в кварц-серицит-турмалиновые метасоматиты, сопровождающиеся шлиховыми потоками золота.

В субщелочном граносиенитовом золото-серебряном комплексе скопления золота и серебра (со свинцом, цинком и медью) приурочены к зонам березитизированных граносиенитов (субщелочной граносиенитовый березит-золото-серебряный тип) и к местам сопряжения этих зон с карбонатными породами бакырлинской свиты (субщелочной граносиенитовой апокарбонатно-колчеданно-золото-серебряный тип). Оба металлогенических типа этого комплекса перспективны на выявление золоторудных скоплений. Диапазон поисков ограничен полями развития редких мелких массивов субщелочных пород. Не исключается формирование золотоносных колчеданов в карбонатных породах как стратиформных залежей, связанных с вулканизмом. Это предположение подкрепляется повышенной золотоносностью колчеданных проявлений в предшествующем вулканогенном кайнарском комплексе, а также аналогией с другими районами Казахстана, где с субщелочными вулканита-

ми ассоциируют стратиформные месторождения колчеданных руд с золотом, серебром, свинцом, цинком и медью. Сложная морфология рудных залежей, возможно, является результатом динамометаморфизма и разлизования, усложнивших первичную стратификацию. При положительном решении изменятся масштабы (в сторону увеличения) рудных скоплений, критерии их поисков и методы оценки. Общая невысокая перспективность золотоносных верхнерифейских комплексов на современном методологическом уровне поисков предопределяется небольшими площадями выходов рудоносных магматических пород на поверхность.

Вендский металлогенический период отличается развитием пестроцветных формаций и весьма слабым калийным вулканизмом. В косшокинском песчано-сланцевом золоторудном комплексе перспективен стратиформный углеродисто-сланцево-золоторудный тип. Обогащение золотом углеродисто-сланцевых отложений предполагается за счет освобождения и переротложения золота сингенетичных пиритов в термополюх надинтрузивных зон.

Разноречивы представления о золотоносности куюкского флишoidalного золоторудного комплекса. По дополнительным материалам золоторудные проявления приурочены в основном к горизонтам туфопесчаников в зоне Главного Каратауского разлома. В местах интенсивных динамометаморфических преобразований на базе первично золотоносных туфопесчаников возникают скопления золота. Принимая во внимание литогеохимический контроль золоторудной минерализации, следует рекомендовать целенаправленное изучение золотоносности горизонтов туфопесчаников в зоне воздействия Главного Каратауского разлома.

В Малом Каратау, в чичканском туфокарбонатно-аргиллит-кремнистом свинцово-цинковом комплексе есть все предпосылки к выявлению практически ценных стратиформных скоплений свинца и цинка в горизонте переслаивания углеродисто-кремнистых сланцев, кремнистых аргиллитов, доломитов и известняков с прослоями кислых эффузивов повышенной калийности. Эта продуктивная породно-рудная ассоциация в сочетании со стратифицированностью оруденения является важным аргументом в пользу потенциальной рудоносности чичканского комплекса.

Раннекаледонская металлогеническая эпоха. В Каратау раннекаледонская металлогения проявилась наиболее мощно. С этой эпохой связаны в основном концентрации литофильных элементов — фосфора, ванадия, бария, фтора, редких земель. Особенность эпохи — доминирующее развитие стратиформного оруденения.

Кембро-ордовикский металлогенический период охватывает рудоносную углеродисто-кремнисто-карбонатную формацию чулактау-курумсаковского комплекса, состоящего из двух подкомплексов — чулактауского и курумсаковского. В нижнекембрийском чулактауском доломит-кремнистом фосфорном подкомплексе сосредоточены основные запасы промышленных фосфорных руд. На основе геолого-структурных и фациальных критериев, а также анализа имеющихся материалов в фосфоритовом бассейне Малого Каратау выделены следующие площади: весьма перспективные, перспективные и с неясными перспективами. Первоочередным является Джанатасский рудный район, прогнозируемые запасы которого составляют 4,0 млрд. т руды и 2,95 млрд. т фосфатно-кремнистых сланцев. Вторыми на очереди стоят Джиланский (прогнозные запасы фосфоритов — 1,2 млрд. т, фосфатно-кремнистых сланцев —

1,2 млрд. т) и Аксайский районы (Аксай-Тьесайский участок с прогнозными запасами 0,6 млрд. т), в третьем — Чулактауский район (прогнозные запасы — 0,16 млрд. т). В этом районе заслуживают первоочередной оценки месторождения Арбатас, Тамды, Насынколь, Сулеймансай и другие, сложенные высококачественными контактово-метаморфизованными фосфоритами (P_2O_5 до 35%).

Перспективные запасы фосфоритов всего бассейна превышают 15 млрд. т, или 3,5 млрд. т пятиоксида фосфора.

Нижне-среднекембрийский курумсаковский углеродисто-кремнистый бариево-молибден-ванадиевый подкомплекс отличается от чулактауского более разнообразной рудной минерализацией, проявленной в Осевом Каратау. На современном эрозионном срезе поиски крупных скоплений молибден-ванадиевых руд в баласаускандыкском типе этого комплекса исчерпаны. Не изучены форма и характер распределения повышенных концентраций тантала и некоторых других примесных элементов молибден-ванадиевых руд. Потенциально перспективным является оруденение, развитое в верхней части разреза подкомплекса, в зоне перехода углеродисто-глинисто-кремнистых отложений в известняково-доломитовые. На этом уровне представляют интерес бариевое оруденение карагузского типа и свинцово-цинковая минерализация (район Боролдайских гор). Обогащенные барием участки приурочены к горизонту переслаивания известняков, доломитов, кремнистых доломитов и аргиллитов. Свинцово-цинковые аномалии тяготеют к углеродисто-кремнистым доломитам. Перспективы железных (сидеритовых) руд абаильского типа ограничиваются только Абаильским полем и связаны с доразведкой флангов (в основном северо-западного) и глубоких горизонтов рудной зоны. Запасы сидеритовых руд могут быть увеличены до 100—150 млн. т. В соробинском типе заслуживают доизучения метаморфогенные скопления меди в углеродистых сланцах Северо-Западного Каратау.

В *ордовикском периоде* представляет интерес стратиформный кремнисто-известняково-аргиллитовый бариевый тип камальского комплекса. По масштабам бариевой минерализации этот тип — один из наиболее перспективных на выявление практически ценных скоплений баритовых руд в основании камальской свиты. В другом, кремнисто-аргиллит-медно-марганцево-железородном, типе камальского комплекса повышенные концентрации меди связаны с контактово- и динамометаморфическими преобразованиями первично меденосных углеродисто-кремнистых сланцев. По предварительным данным, метаморфогенное медное оруденение в этом типе не будет превышать размеров рудных проявлений или мелких месторождений. Рекомендация на доизучение преследует своей целью только проверить представление отдельных исследователей о наличии в углеродисто-кремнистых отложениях залежей медноколчеданных руд.

Позднекаледонская эпоха. Каких-либо обнадеживающих данных по выявлению практически ценных скоплений руд не получено.

ГЕРЦИНСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Раннегерцинская металлогеническая эпоха. Потенциально перспективных комплексов в металлогенической эпохе не установлено. Многочисленные проявления метаморфогенной железной, редко бариевой и марганцевой минерализации, приуроченной к молассоидам тьюлькубашской свиты, практического интереса не представляют.

Среднегерцинская металлогеническая эпоха. Это эпоха интенсивной бариево-свинцово-цинковой минерализации, с которой связаны все разведанные к настоящему времени месторождения бариевых и свинцово-цинковых руд. Основная масса практически ценных скоплений свинца, цинка и бария находится в Туркестанском трого, прослеженном в пределах Каратау на 300—350 км при ширине от 10 до 25 км (см. рис. 8). Акуюк-Майдантальская рудная площадь занимает только 0,1 длины этого трого. Такое соотношение позволяет говорить о широких, далеко не исчерпанных перспективах этой структуры. Отрицательным фактором является значительная мощность мезозой-кайнозойских отложений, перекрывающих продуктивные отложения. Второй рудоносной структурой, вмещающей богатые, но небольшие по масштабам месторождения колчеданно-свинцово-цинковых руд, является Ачисайский трог, ориентированный почти под прямым углом к Туркестанскому трого. Третья, небольшая по размерам рудоносная троговая структура, по предварительным данным, намечается вдоль Главного Каратауского разлома. В этой структуре расположена Байжансайская группа свинцово-цинковых и колчеданно-свинцово-цинковых месторождений, заметно уступающих по размерам рудным объектам Ачисайского трого. Во всех рудоносных троговых структурах установленные или прогнозируемые практически ценные скопления руд приурочены к узлам сопряжения разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания. Из 28 рудных узлов 20 приходится на Туркестанский трог. Количество рудных узлов в этой структуре увеличится после дополнительных исследований части трого, находящейся юго-восточнее месторождения Миргалимсай. Как и северо-западная, юго-восточная часть трого является перспективной для поисков ценных скоплений свинца, цинка и бария.

С неоднократным подновлением разломов (уходящих своими корнями глубоко в фундамент) в рудных узлах широко распространены местные надвиги, меж- и внутрислоевые нарушения, разноамплитудные смещения и вторичная складчатость, сильно осложняющие структуры рудных полей и создающие трудности при разведке. Большое значение при выявлении потенциальных перспектив имеют стратиграфо-литологические рудоносные уровни (этажи). Из десяти стратиграфических уровней проявления бариевой и свинцово-цинковой минерализации практически ценные скопления руд установлены только на четырех: франском, акшешекском — барий (сопутствующие — медь, свинец, цинк, марганец); нижнефаменском, дарбаза-катынкамальском — барий (сопутствующие — свинец, цинк); верхнефаменском, шалкия-миргалимсайском — цинк, свинец, барий; нижнетурнейском, ачисайском — свинец, цинк. По концентрации цинка, свинца и бария резко выделяется верхнефаменский, шалкия-миргалимсайский уровень, на котором расположены наиболее крупные месторождения свинцово-цинковых и бариевых руд (Миргалимсай, Шалкия и др.). С этим уровнем связываются основные перспективы масштабных накоплений свинца, цинка и бария в Каратау. Несколько выше стратифицированных свинцово-цинковых руд в верхнем фамене предполагается проявление марганцевой минерализации. На франском и нижнефаменском уровнях расположены редкие среднемасштабные месторождения бария (Акшешек, Коккия), а на нижнетурнейском — колчеданно-свинцово-цинковые руды (Ачисай). По потенциальным перспективам эти уровни значительно уступают верхнефаменскому как по барию, так и по свинцу и цинку.

Масштабность бариевого и свинцово-цинкового оруденения тесно связана с литологическим составом вмещающих подформаций. Преобладающее количество рудных проявлений и все практически ценные скопления руд приурочены к фаменской кремнисто-доломит-известняковой (шалкия-миргалимсайской) подформации, развитой в Туркестанском трого. В латерально сменяющей ее известняково-мергелевой (турланской) подформации Ачисайского трого, минерализация не образует заслуживающих внимания рудных скоплений. Такая контрастная продуктивность литофаций выдвигает фаменскую кремнисто-доломит-известняковую (шалкия-миргалимсайскую) подформацию в ранг наиболее перспективных на выявление промышленных концентраций бария, свинца и цинка.

Не менее ярко выражены внутрifaциальные закономерности локализации промышленного оруденения. Все основные промышленные залежи свинца и цинка тяготеют к углеродисто-кремнисто-доломитовым ритмитам (Шалкия, Талап), а бариево-свинцово-цинковые — к углеродисто-известняково-доломитовым горизонтам (Миргалимсай). Значительные скопления бария, как правило, располагаются в существенно доломитовых микрофациях (Ансай, Коккия, Акшешек). Редкие скопления агрегативных кслчеданных свинцово-цинковых руд ачисайского типа находятся в разломах среди сероводородно-доломитовой микрофации. Обязательные члены микрофаций, высокопродуктивных на сингенетичное свинцово-цинковое оруденение, — кремнистые породы (кремни, кремнистые доломиты и известняки), обычно обогащенные органическим веществом (шалкиинский тип), редко железом и марганцем (миргалимсайский тип). Специфика кремнистых пород, трассирующей рудную минерализацию, заключается в наличии реликтов туфогенных образований. Наблюдаются спад сингенетичных накоплений свинца и цинка в направлении уменьшения кремнистости рудоносных микрофаций и соответственно смена крупномасштабного оруденения (шалкиинский и миггалимсайский типы) мелкомасштабной свинцово-цинковой минерализацией (теректинский, жусалинский и другие типы). Независимо от представлений о происхождении бариевых и свинцово-цинковых руд среднегерцинской эпохи одним из основных критериев, определяющих перспективность рудной минерализации, является микрофациальный контроль оруденения. На современной стадии изученности рудной зональности намечается возможность использования ее при оценке потенциальных перспектив рудных полей. По аналогии с Миргалимсайским рудным полем можно предполагать, что рудные залежи месторождений Шалкия и Талап принадлежат к одной из внешних зон с преобладанием цинка над свинцом (отношение свинца к цинку от 1 : 2 до 1 : 4). Обогащение свинцом и барием можно ожидать в осевой зоне Туркестанского трого.

Отмеченные выше структурные, стратиграфические, литофациальные, геохимические и другие критерии (повышенная кремнистость, углеродистость, сероводородность, рудная зональность и т. п.) потенциальной рудоносности — основные при прогнозировании, поисках и оценке рудных проявлений среднегерцинской металлогенической эпохи. По критериям потенциальной рудоносности наиболее благоприятен Туркестанский трог, с которым связываются поиски масштабных залежей свинца, цинка, бария и марганца.

Потенциальная рудоносность металлогенических комплексов среднегерцинской эпохи неравноценна. Основные перспективы выявления

рудных залежей связываются с верхнедевонско-среднекаменноугольным каратауским комплексом Большого Каратау. Синхронный по возрасту тасбулакский комплекс Малого Каратау практического интереса не представляет.

В *позднедевонском периоде* наиболее продуктивен фаменский шалкия-миргалимсайский подкомплекс, а в его пределах — шалкиинский и мигалимсайский типы. В шалкиинском типе кроме известных Шалкиинского, Бурабай-Жалгызагашского и Кайнарского рудных узлов перспективны Сузакский, Алтуайтский, Мынбулакский, Тахтамышский и другие, расположенные в приосевой зоне Туркестанского трога (см. рис. 8). Во всех узлах кроме выявленного стратифицированного свинцово-цинкового оруденения в верхнем фамене (месторождения Шалкия, Бурабай, Талап) и прогнозируемого на этом уровне (в зонах разломов) бариевого и свинцово-цинкового оруденения особого внимания заслуживает существенно баритовый со свинцом, цинком и медью акшешекский рудоносный уровень в подошве фаменских карбонатных отложений на границе с подстилающими туфоаргиллитами корпешской свиты. В Акуюк-Майдантальском районе, где находятся месторождения Шалкия, Бурабай, Талап, разведочными работами реализовано более 40% перспектив этой рудоносной площади. Оценка рудных проявлений и погребенных ореолов должна сопровождаться глубоким бурением до вскрытия красноцветов тюлькубашской свиты.

В мигалимсайском типе далеко еще не изучены перспективы Миргалимсайского рудного поля. В настоящее время это месторождение является уникальным по перспективным запасам баритовых руд. Геолого-разведочными работами не подтверждаются высказанные ранее предположения о концентрической зональности (в плане) размещения оруденения во втором ленточном горизонте. В изученных контурах эта зональность двухсторонне симметричная, открытая, не оконтурена с северо-запада и юго-востока по оси ленты. Остаются также нераскрытыми до конца перспективы нижележащих рудоносных уровней, где на сегодня известно только монобаритовое оруденение и есть предпосылки выявления медьсодержащих свинцово-цинковых руд.

Для поисков оруденения мигалимсайского типа наиболее благоприятен район сопряжения Туркестанского и Ачисайского трогов, особенно южная часть Турланского рудного узла, расположенного в месте пересечения разломов, ограничивающих соответственно северный и юго-восточные борта трогов (см. рис. 8). В аксуран-байжансайском типе, в одноименном с ним рудном узле, представляют интерес углеродистодоломитовые ритмы верхнего фамена (по М. М. Марфенковой) с рассеянной вкрапленностью галенита и сфалерита. По составу рудовмещающих пород и характеру оруденения они однотипны с шалкиинскими рудоносными отложениями. Перспективы аксуран-байжансайского рудного поля ограничены мелкими рудными залежами. В акшешекском типе на известных месторождениях (Акшешек) основное значение имеют сингенетичные скопления бария с повышенными содержаниями меди и марганца, приуроченные к основанию карбонатных отложений фамена. Непосредственно над пластовыми залежами барита известняки и доломиты содержат послойную вкрапленность галенита и сфалерита. Фрагменты оруденения акшешекского типа установлены в процессе глубинной геохимической съемки в Мынбулакском рудном узле в Северо-Западном Каратау. Учитывая многоярусность оруденения каратауского комплекса, есть все основания прогнозировать выявление рудной мине-

рализации акшешекского типа в рудных узлах Туркестанского трога — главной рудоконтролирующей структуры среднегерцинской эпохи в Каратау. Кроме существенно бариевых и свинцово-цинковых металлогенических типов в каратауском комплексе перспективен стратиформный кремнисто-известняковый марганцевый тип. Стратиформные скопления марганца известны в Байжансайском районе (Кызылсай), Юго-Восточном Каратау (Кайрчақты, Караунгур и др.), в северных отрогах хр. Каржантау (Джантеке). Ореолы марганца расположены по юго-западному борту Акуюкской синклинали. В Юго-Восточном Каратау в согласных пластообразных залежах наблюдается аналогичная атасуйской латеральная смена сидеритовой минерализации гематит-гаусманитовой. По разрезу марганцевое оруденение, как и в Атасуйском районе, находится в верхах верхнего фамена, выше залежей свинцово-цинковых руд. Специализированных работ на марганец в регионе не проводилось.

Раннекарбоновый период выделяется мелко-, редко среднемасштабными скоплениями богатых агрегативных свинцово-цинковых и колчеданно-свинцово-цинковых руд, развитых в Ачисайском троге и в Юго-Восточном Каратау, в месте сопряжения Большекаратауской и Чаткало-Кураминской рифтовых зон. К этому периоду принадлежат рудные проявления ачисайского и кашкарата-теректинского подкомплексов. В ачисайском подкомплексе главные перспективы богатых агрегативных руд связаны с одноименным колчеданно-свинцово-цинковым типом. Рудные проявления этого типа расположены в основном вдоль разломов, ограничивающих Ачисайский трог. До недавнего времени этому типу оруденения уделялось мало внимания. Анализ материалов и дополнительные исследования дают основание рекомендовать доразведку месторождения Смена и поиски в районе Джамаиктайской группы и месторождения 20 лет Октября. Необходима оценка глубоких горизонтов месторождения Карасай и слабо изученного рудопроявления Кокбасай. Перспективными являются юго-западная часть Бельмазарской и юго-восточное крыло Келенчекской синклиналей. Заслуживают доизучения на предмет выявления стратифицированных скоплений и богатых свинцово-цинковых руд турнейский, жусалинский и визейский теректинский типы в Юго-Восточном Каратау. Ранее здесь изучались только богатые залежи эпигенетических руд, имеющих ограниченные размеры. В связи с широким развитием в карбонатных отложениях стратиформного оруденения есть все основания рекомендовать целенаправленную переоценку рудоносности Юго-Восточного Каратау на турнейском, визейском и особенно фаменском уровнях, придавая особое значение коррективке в датировании рудовмещающих отложений.

Позднегерцинская металлогеническая эпоха. Позднегерцинская металлогения в Каратау проявлена весьма слабо. Представлена она золоторудной и танталониобиевой минерализацией, связанной с верхнекарбоново-нижнепермским байжансайским диабаз-гранит-порфировым комплексом. Редкие мелкие интрузивные массивы этого комплекса находятся в зоне Главного Каратауского разлома. В процессе комплексных металлогенических исследований в ассоциации с лейкогранитами выявлена кварц-мусковит-колумбитовая (с мышьяком и оловом) минерализация, требующая дальнейшего изучения и оценки. Все другие типы оруденения позднегерцинской металлогенической эпохи практического интереса не представляют.

Раннеальпийская металлогеническая эпоха. Основной металлогенический профиль эпохи образуют железо, медь, редкие земли, фтор и фосфор. Рудная минерализация ассоциирует с щелочно-базальтоидным магматизмом, проявленным в основном в Туркестанском трого и в районе сопряжения его с Чаткало-Кураминской рифтовой зоной. Потенциально перспективной в раннеальпийской эпохе является рудная минерализация пермо-триасового ирисуйского металлогенического комплекса. В этом комплексе реально увеличение запасов железных руд Ирисуйского месторождения за счет разведки магнитной аномалии в восточном контакте Ирисуйского массива и доразведки флангов и глубоких горизонтов рудных залежей. Более позднее проявление медной минерализации относительно магнетитовой и отсутствие корреляционной связи меди и железа позволяет предполагать в Ирисуйском рудном поле скопления меди в скарнах, обособленных от магнетитовых рудных тел. Неизученными остались аномалии в районе ст. Тюлькубас, где единичными скважинами вскрыты медно-магнетитовые руды в скарнах, аналогичные ирисуйским. Заслуживает самой серьезной оценки апатит-магнетитовая минерализация в щелочно-пироксенитовых массивах кулантауского типа, расположенных в районе Ирисуйского месторождения.

Бугуньский щелочно-сиенитовый фторный тип можно считать потенциально перспективным по зараженности, а местами и по заметному обогащению (Джандарлинское и Бугуньское рудные поля) флюоритом карбонатных пород верхнего девона и нижнего карбона. По геологической позиции флюоритовые проявления Каратау близки к месторождениям флюорита рудного района Иллинойс-Кентукки в Мидконтиненте. Большое значение нами придается редкоземельной минерализации карбонатитового типа, установленной в связи с щелочно-пироксенитовыми интрузиями. Основные перспективы выявления практически ценных скоплений редких земель связываются с щелочно-сиенит-пироксенитовым золото-редкоземельным типом ирисуйского комплекса. Следует также обратить внимание на кимберлитоподобные штоки и латит-порфирные вулканические постройки, которые близки к австралийскому типу.

Среднеальпийская металлогеническая эпоха. В этой эпохе, по К. С. Джумабаеву, наиболее перспективен район месторождения Кутурган, где в связи с установленной приуроченностью бокситов к склонам древних погребенных депрессий возможно обнаружение новых залежей. Имеются факты о наличии на месторождении Кутурган двух бокситоносных горизонтов: нижнего, с которым связано основное рудное тело, и верхнего, выполненного продуктами переотложения бокситов и бокситовых пород основного рудного тела. Не исключено, что при поисковом бурении бокситовые породы верхнего горизонта были ошибочно приняты за основное рудное тело и скважины останавливались в известняках верхней юры, которые макроскопически трудно отличить от палеозойских известняков. Дополнительные поисков-разведочные работы следует ориентировать на оценку краевых частей котловин, выполненных осадками верхней юры. Учитывая возможность наличия двух бокситоносных горизонтов, бурение необходимо вести до полной уверенности в подсечении пород палеозойского фундамента.

Из приведенной оценки потенциальной рудоносности металлогенических комплексов следует, что Каратау принадлежит к регионам с далеко не исчерпанными перспективами выявления практически ценных скоплений руд свинца, цинка, бария, фосфора, марганца, редких земель, фтора и других полезных ископаемых. Результаты исследований показали, что реализация этих перспектив методологически наиболее продуктивна при оценке конкретной геологической формации на весь комплекс парагенетически связанного с ней оруденения. При таком подходе в рудоносной геологической формации выявляются недостающие в парагенном ряду рудные звенья. Этими звеньями в каратауском металлогеническом комплексе являются марганец, фтор, в ярисуйском комплексе — редкие земли, в чулактау-курумсакском комплексе — свинец и т. п.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексные исследования, выполненные коллективом Института геологических наук им. К. И. Сатпаева, производственного геологического объединения Южказгеология и комбината «Ачполиметалл», позволили на новом этапе оценить рудоносность Каратауского металлогенического пояса. Установлено совмещение пояса с одноименной полициклической рифтовой структурой, проанализированы эволюция и масштабность оруденения рифтогенных циклов и стадий. Анализ металлогении региона на основе металлогенических комплексов (формаций), подкомплексов и типов, представляющих собой породно-рудные ассоциации в объеме геологических формаций, подформаций и горизонтов, свидетельствует о высокой продуктивности этого метода. В результате выделено профилирующее оруденение и намечена недостающая минерализация в парагенной ассоциации геологической и одноранговой с ней рудной формаций. Такой методологический подход позволил в начальной стадии анализа произвести районирование потенциально продуктивных металлогенических комплексов, а в последующем в сочетании со структурными, литологическими и другими факторами контроля оруденения наметить реализацию потенциальной рудоносности этих комплексов в истории развития Каратауской рифтогенной структуры. В байкальско-каледонском цикле преобладающее количество рудных проявлений металлогенических комплексов находится в Осевом Каратау — наиболее мобильной части рифтовой структуры. С зоной Осевого Каратау связывается поступление фосфора в раннекембрийское время и отложение его в шельфе Малого Каратау (чулактауский подкомплекс). После тектонической перестройки в герцинском цикле мощный процесс рудообразования проявился в Туркестанском трого, на который приходится высокопродуктивная часть каратауского бариево-свинцово-цинкового комплекса. В альпийском цикле в подновленных структурах Туркестанского трого и в месте сопряжения его с Чаткало-Кураминской рифтогенной зоной развита медно-железорудная и редкоземельная минерализация щелочных базальтоидных комплексов. Ведущую роль в контроле оруденения играли зоны тектонической активизации. Они трассировали рудоносные растворы, а участки сопряжения (рудные узлы) были концентрами максимальной циркуляции и промышленного накопления руд при благоприятной среде рудообразования.

Каратау принадлежит к регионам с широко развитой стратиформ-

ной минерализацией, с которой связаны практически ценные концентрации фосфора, ванадия, свинца, цинка, бария и ряда других рудных компонентов. Промышленные скопления этих элементов приурочены к отложениям ранних периодов стадий проседания байкальско-каледонского и герцинского рифтогенных циклов. Преобладающее количество рудных проявлений, в том числе основная масса стратиформных месторождений, находится в основании существенно карбонатных формаций среди углеродисто-кремнистых (месторождения ванадия), кремнисто-карбонатных (месторождения фосфора, бария) и углеродисто-кремнисто-карбонатных (месторождения свинца, цинка, бария) отложений. Оруденение многоярусное. Максимальное накопление рудных компонентов приходится на нижний кембрий (фосфор, ванадий, барий, прогнозируемые — свинец и цинк) и верхний девон (фаменский ярус — свинец, цинк, барий, прогнозируемые — марганец, фтор). На других рудоносных стратоемких уровнях значительны концентрации свинца и цинка в венде (чичканский комплекс) и нижнем карбоне (ачисайский подкомплекс), бария в нижнем ордовике (камальский комплекс). Оценка металлогенических комплексов показала, что потенциальные перспективы Каратау далеко не исчерпаны. Это касается традиционных для этого региона руд фосфора и особенно свинца и цинка, масштабные залежи которых начинают только выявлять. В последние годы Каратау стал бариевой провинцией. Кроме крупных скоплений бария в фамене ожидают своей оценки бариеносные горизонты ордовика и кембрия. Из числа нетрадиционных для этого региона рудных компонентов потенциально перспективны марганец, фтор, редкие земли, а также другие виды минерального сырья, связанные с пермо-триасовыми, рифейскими и вендскими металлогеническими комплексами.

Каратауский металлогенический пояс по комплексу полезных ископаемых и потенциальным перспективам выявления новых промышленных месторождений занимает одно из первых мест среди рудных поясов Казахстана. Дальнейшая программа металлогенических исследований в Каратау ориентирована на продолжение работ в направлении изучения критериев реализации потенциальной рудоносности металлогенических комплексов. Основное внимание будет уделено стратиформному оруденению в рудоносных структурах и рудных узлах, установленных в процессе комплексных металлогенических исследований. Первоочередной такой структурой является Туркестанский трог, с которым связываются основные перспективы поисков масштабных накоплений свинца, цинка, бария, марганца и фтора в герцинском металлогеническом цикле.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдрахманов К. А.* Петрология и металлогения щелочных пород в Таласском Алатау. Алма-Ата, 1965. 134 с.
- Абдулин А. А.* Рифтогенные зоны и области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 1—9.
- Абдулин А. А.* О стратиформной минерализации Казахстана и направлении дальнейших исследований // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1985. № 5. С. 3—8.
- Абдулин А. А., Цирельсон Б. С., Быкадоров В. А.* Тектоника области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1976. 236 с.
- Алексеев В. А.* Геохимия стратифицированных свинцово-цинковых месторождений. Ростов, 1981. 256 с.
- Анкинович С. Г.* К вопросу об осадочно-метаморфическом происхождении свинцово-цинковых месторождений // Геология, горное дело, металлургия. Алма-Ата, 1956. С. 28—46.
- Анкинович С. Г.* Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1961. 272 с.
- Антоненко А. Н.* Глубинная структура земной коры Казахстана: (по сейсмическим данным). Алма-Ата, 1984. 276 с.
- Асаналиев У.* Закономерности размещения стратиформных месторождений Тянь-Шаня. Фрунзе, 1984. 289 с.
- Белевцев Я. Н.* Метаморфогенное рудообразование. М., 1979. 274 с.
- Богданов Ю. В., Голубчина М. Н.* Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Миргалымсайского свинцово-цинкового месторождения // Геол. рудн. месторождений. 1971. № 3. С. 61—70.
- Бродская Н. Г.* Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М., 1974. С. 198.
- Буртман В. С.* Талассо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 80. С. 128—151.
- Бушинский Г. И.* Древние фосфориты Азии и их генезис. М., 1966. С. 195.
- Буряк В. А.* Метаморфизм и рудообразование. М., 1982. 256 с.
- Виноградов В. И.* Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М., 1980. 192 с.
- Вотах О. А.* Введение в геотектонику. Новосибирск, 1985. 181 с.
- Галицкий В. В.* Геологический контроль свинцово-цинкового оруденения хребта Каратау (Южный Казахстан) // Производительные силы Южного Казахстана. Алма-Ата, 1966. Т. 1. С. 120—140.
- Геология и металлогения Каратау.* Алма-Ата, 1986. Т. 1. 240 с.
- Густафсон Л. Б., Уильямс Н.* Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах // Генезис рудных месторождений. М., 1984. Т. 1. С. 156—244.
- Додонова А. Т.* К истории формирования Талассо-Ферганского разлома // Тр. УГ и ОН при Совете Министров Киргизской ССР. 1962. Сб. 2. С. 11—20.
- Декембрийские* троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, 1985. 190 с.
- Еганов Э. А., Советов Ю. К.* Каратау — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск, 1979. 190 с.
- Жуков Ф. И., Лесной Д. А.* Изотопы серы и углерода в стратиформных месторождениях складчатых областей. Киев, 1982. 159 с.

- Захаров Е. Е.* Металлогения Каратау // Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1960. Т. 3. С. 380—417.
- Зорин Е. С.* Типизация свинцово-цинковых месторождений Каратау (Южный Казахстан) и особенности их прогнозирования // Принципы, методы и опыт прогнозирования месторождений свинца и цинка. М., 1977. С. 61—65.
- Зорин Е. С.* Особенности металлогении хр. Каратау (Южный Казахстан) // Металлогения Тянь-Шаня. Ташкент, 1979. С. 170—172.
- Ильин А. В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М., 1973. 159 с.
- Ильющенко М. И.* Геолого-геохимические особенности свинцово-цинкового оруденения ачисайского типа в Центральном Каратау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1973. № 5. С. 26—30.
- Князев И. И.* Гидротермально-измененные карбонатные породы // Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., 1954. С. 196—254.
- Князев И. И.* Закономерности распределения цинково-свинцового оруденения в Каратау (Центральный Казахстан) // Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960. С. 379—400.
- Козловский Е. А.* Кольская сверхглубинная скважина // В мире науки. 1984. № 3. С. 38—49.
- Колотухина С. Е.* Литология и фации карбонатной толщи верхнего девона и нижнего карбона хребта Каратау (Южный Казахстан) // Тр. ГИН АН СССР. 1956. Вып. 4. С. 75—160.
- Континентальный и океанический рифтогенез.* М., 1985. 221 с.
- Крейг Х.* Геохимия и происхождение рассолов Красного моря // Современное гидротермальное рудообразование. М., 1974. С. 96—100.
- Крейгер В. М.* К вопросу о принадлежности свинцово-цинкового оруденения хр. Каратау к типу Миссисипи-Миссури // Проблемы сов. геол. 1933. Т. 1. № 1.
- Лабазин Г. С.* О благоприятных для оруденения тектонических структурах хребта Каратау // Проблемы сов. геол. 1935. № 9, 10.
- Малахов А. С.* Геохимические критерии поисков скрытого оруденения на примере полиметаллических месторождений Каратау. Алма-Ата, 1984. 84 с.
- Максумова Р. М.* Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Фрунзе, 1980. 150 с.
- Металлогения Казахстана.* Алма-Ата, 1977—1983. Т. 1—10.
- Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма.* М., 1981. 300 с.
- Милановский Е. Е.* Рифтогенез в истории Земли: (Рифтогенез на древних платформах). М., 1983. 278 с.
- Милановский Е. Е.* Основные проблемы изучения рифтогенеза // Континентальный и океанический рифтогенез. М., 1985. С. 5—24.
- Мирошниченко Л. А.* и др. Стратиформное оруденение Казахстана / Мирошниченко Л. А., Митряева Н. М., Покровская И. В., Кондрашенков И. И., Паталаха Г. Б. // X Всесоюзное металлогеническое совещание. Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. Алма-Ата, 1983. Т. 1. С. 137—146.
- Мирошниченко Л. А.* и др. Стратиформное оруденение Казахстана / Мирошниченко Л. А., Митряева Н. М., Покровская И. В., Паталаха Г. Б. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1985. № 1. С. 62—70.
- Мишлин Е. Г.* Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М., 1986. 251 с.
- Митряева Н. М.* К вопросу о генезисе свинцовых месторождений хребта Каратау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1955. Вып. 21. С. 41—52.
- Николаев Н. И.* Тектоника и металлогения хребта Каратау (Южный Казахстан). // Тр. МГРИ. 1961. Т. 37. С. 159—176.
- Овчинников Л. Н., Масалович А. М.* Экспериментальные исследования гидротермального рудообразования. М., 1981. 212 с.
- Ознев В. Н.* О сдвигах в земной коре // Глубинные разломы. М., 1964. С. 29—34.
- Паталаха Е. И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М., 1985. 168 с.
- Парилов Ю. С.* и др. К условиям формирования свинцово-цинковых руд Каратау / Парилов Ю. С., Митряева Н. М., Фомичев В. И., Михалева В. А. // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1984. № 2. С. 13—23.
- Перельман А. И.* Геохимия эпигенетических процессов. М., 1968. 295 с.
- Попов В. В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М., 1980. 248 с.
- Попов В. М.* Рудообразующие геохимические фации и связанные с ними концентрации в карбонатных осадках свинца, цинка, барита и флюорита // Физические и химические процессы и фации. М., 1968. С. 126—133.
- Похвистнева Е. А.* Условия образования девонских красноцветных отложений хреб-

- та Каратау (Южный Казахстан)//Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 4. С. 74—85.
- Пуцаровский Ю. М.* Предисловие //Континентальный и океанский рифтогенез. М., 1985. С. 3—4.
- Рамберг И., Морган П.* Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов//XXVII Международный геологический конгресс. Тектоника. Секция С 07: Доклады. М., 1984. Т. 7. С. 78—109.
- Региональная металлогения центральной части Средней Азии.* Ташкент, 1979. 267 с.
- Рудные месторождения США.* М., 1972. 660 с.
- Севрюгин Н. Н.* и др. Уровни стратиформного оруденения в отложениях фамена и карбона хребта Большой Каратау/Севрюгин Н. Н., Киселев А. К., Федоренко О. А., Вилков Н. Е., Миронов А. И. Новые данные о закономерностях размещения полезных ископаемых в Южном Казахстане. Алма-Ата, 1979. С. 142—146.
- Смирнов В. И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений//Геол. рудн. месторождений. 1979. № 6. С. 3—15.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., 1982. 669 с.
- Смирнов В. И., Горжевский Д. И.* Месторождения свинца и цинка//Рудные месторождения СССР. М., 1978. Т. 2. С. 168—246.
- Стеценко В. П.* Свинцово-цинковые месторождения Южного Казахстана. М., 1979. 167 с.
- Сыромятников Н. Г., Мирошниченко Л. А., Илющенко Н. П.* О метаморфогенной природе свинцово-цинковых месторождений Каратау на основании изотопных и геохимических данных//Геохимия. 1978. № 4. С. 568—577.
- Таль-Вирский Б. Б.* Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М., 1982. 270 с.
- Тарасов А. В.* Процессы рудообразования в свинцово-цинковых месторождениях. Ташкент, 1979. 131 с.
- Тацинина М. В.* Изверженные породы Боролдаятау и Кулантау (хр. Каратау). Алма-Ата, 1951. 108 с.
- Федоренко О. А.* и др. О стратиформных проявлениях полиметаллов, медистых песчаников и марганца в турнейских отложениях Малого Каратау/Федоренко О. А., Киселев А. К., Силицын В. Н., Севрюгин Н. Н.//Новые данные о закономерностях размещения полезных ископаемых в Южном Казахстане. Алма-Ата, 1979. С. 147—149.
- Фомичев В. И.* Типы геохимических барьеров на стратиформных полиметаллических месторождениях Казахстана//Вестн. АН КазССР. 1981. № 2. С. 27—38.
- Фомичев В. И.* Руднометасоматическая зональность на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях в карбонатных толщах как показатель эволюции окислительно-восстановительного потенциала рудообразующих систем (на примере Казахстана)//Метасоматизм и рудообразование: Тезисы докладов V Всесоюзной конференции. Л., 1982. С. 61—62.
- Фомичев В. И.* Источники рудного вещества стратиформных свинцово-цинковых месторождений девон-карбонных мульд Казахстана//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1985. № 1. С. 70—76.
- Фомичев В. И., Шмонов В. М., Витовтова В. М.* Экспериментальное моделирование процесса рудоотложения на щелочном геохимическом барьере//Вестн. АН КазССР. 1983. № 7. С. 55—60.
- Холодов В. Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., 1973. 262 с.
- Чу-Илийский рудный пояс: Металлогения.* Алма-Ата, 1980. 230 с.
- Чухров Ф. В.* Некоторые вопросы генезиса месторождений в вулканогенных толщах//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 1. С. 5—18.
- Шатский Н. С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей//Совещание по осадочным породам. М., 1955. Вып. 2. С. 7—101.
- Щерба Г. Н.* Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1964. № 5. С. 15—33.
- Щерба Г. Н.* и др. Главные типы стратиформных месторождений Казахстана/Щерба Г. Н., Новохатский И. П., Сейфуллин С. Ш., Покровская И. В.//Минеральные месторождения. М., 1976. С. 33—47.
- Юшко С. А.* Минералогия свинцово-цинковых стратиформных месторождений Южного Казахстана. М., 1969. 151 с.
- Янишевский Е. М.* Свинцово-цинковое месторождение Сулеймансай в Казахстане. М.; Л., 1931. 34 с.
- Яшин А. Л.* Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. 39. № 5. С. 3—30.
- Bignell R. D.* Climate and rifting related to metallogenesis of the Red Sea precipitates//Geol. Ass. Spec. Pap. 1976. No 14.
- Miroshnichenko L. A., Syromiatnikov N. G., Fomitchev V. I.* a. o. Ore mater sources and formation peculiarities of stratiform deposits in Karatau//Proceedings of the Sixth Quadrennial IAGOD Simposium. Stuttgart, Germany. 1984. P. 155—159.

Keller J. P., Lidick E. J., Hinze W. I., Braithe L. W. The role of rifting in the tektonic development of the Midkontinent. US. //Tectonophysics. 1983. Vol. 94. P. 391—412.

Ohmoto H. Sistematics of sulfur ore deposits //Econ. Geol. 1972. Vol. 67, No 5. P. 551—578.

Pinckney D. M., Rafter T. A. Fractionation of sulfur isotopes during ore-deposition in the Upper Mississippi Volley Zinc-Lead District //Econ. Geol. 1972, Vol. 67. P. 315—320.

Sakai H. Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes //Geochem. J. 2. 1968. No 2. P. 29—49.

Shcherba G. N., Mukanov K. M., Milryayeva N. M. Oreformation in Atasu-type Deposits //V Quadrennial IAGOD Symposium. Germany, Stuttgart, 1980. P. 337—345.

Tatsumoto M. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio lead-207 to lead-206 //Science, 1976. Vol. 180. P. 1279—1283.

Taylor G. H. Carbonaceous matter: a guide to the genesis and history of ores //Soc. mining. geol. Japan. 1971. No 3. P. 283—288.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие. <i>Л. А. Мирошниченко</i>	3
--	---

Г л а в а 1

Общие сведения	5
Тектоническая позиция и рудоносность Каратау. <i>А. А. Абдулин, Л. А. Мирошниченко</i>	5
Глубинное строение и оруденение. <i>Л. А. Мирошниченко, В. Н. Любецкий</i>	14

Г л а в а 2

Металлогенические комплексы	20
Принципы выделения и систематика. <i>Л. А. Мирошниченко, В. И. Фомичев</i>	20
Протоплатформенное основание. <i>И. И. Бондаренко, И. В. Евлентьев</i>	36
Нижнепротерозойский метабазальтовый никелево-железорудный комплекс (итмурунский)	36
Нижнепротерозойский метагипербазит-габбровый железорудный комплекс (бессазский)	38
Байкальско-каледонский цикл. <i>Л. А. Мирошниченко</i>	38
Стадия заложения	39
Верхнерифейский трахибазальт-трахилипаритовый золото-серебряный комплекс (кайнарский). <i>Л. А. Мирошниченко, В. В. Овчинников</i>	39
Трахибазальт-трахилипаритовый золото-серебряный подкомплекс (нижнекайнарский)	40
Трахилипаритовый березит-свинцово-золото-серебряный тип	41
Трахибазальтовый пропилит-золото-медный тип	41
Базальт-трахибазальт-углеродисто-сланцево-карбонатный золоторудный подкомплекс (верхнекайнарский)	41
Базальт-трахибазальт-углеродисто-сланцевый цинково-золоторудный тип	42
Известняково-доломитовый бариево-свинцово-цинковый тип	44
Верхнерифейский субщелочной граносиенитовый золото-серебряный комплекс. <i>В. Я. Онищенко, В. В. Коптев, В. И. Кондиус, А. П. Ярцев</i>	45
Субщелочной граносиенитовый березит-золото-серебряный тип	47
Субщелочной граносиенитовый апокарбонатно-колчеданно-золото-серебряный тип	49
Субщелочной лейкогранитовый свинцово-висмутово-серебряный тип	51
Вендский песчано-сланцевый золоторудный комплекс (косшокинский). <i>Л. А. Мирошниченко, В. Н. Гронин, А. М. Ниценко</i>	52
Конгломератовый золоторудный тип (ранский)	52
Углеродисто-сланцевый золоторудный тип	52
Вендский туфокарбонатно-аргиллит-кремнистый свинцово-цинковый комплекс (чичканский). <i>В. И. Фомичев</i>	54
Углеродисто-кремнисто-доломитовый свинцово-цинковый тип (жартыбастауский)	55
Жартыбастауское рудное поле	55

Вендский флишоидный золоторудный комплекс (куюкский). <i>Н. П. Ильющенко</i>	55
Туфопесчаниково-золоторудный тип	56
Стадия проседания	56
Кембро-ордовикский углеродисто-кремнисто-карбонатный (со спилитами) бариево-ванадиево-фосфорный комплекс (чулактау-курумсаковский). <i>Л. А. Мирошниченко</i>	57
Нижнекембрийский доломит-кремнистый фосфорный подкомплекс (чулактауский). <i>В. Г. Сагунов</i>	57
Доломит-кремнистый фосфорный тип (жанатасский). <i>В. Г. Сагунов, Г. В. Страхов, С. Я. Баяхунова, А. П. Несипбаев, Г. Р. Вирт</i>	58
Доломитовый железо-марганцевый тип (тьесайский). <i>И. И. Бондаренко</i>	62
Нижне-среднекембрийский углеродисто-кремнистый бариево-молибден-ванадиевый подкомплекс (курумсаковский). <i>Л. А. Мирошниченко</i>	62
Углеродисто-кремнистый молибден-ванадиевый тип (баласаускандыкский). <i>Н. П. Ильющенко, В. К. Миллер</i>	65
Кремнисто-аргиллитовый бариево-медно-цинковый тип (соробинский) <i>А. Ф. Ковалевский, В. К. Миллер</i>	67
Месторождение Сороба	68
Доломитовый железорудный тип (абанльский). <i>И. И. Бондаренко</i>	69
Месторождение Абаил	70
Кремнисто-доломитовый бариевый тип (карагузский). <i>Н. Н. Севрюгин</i>	72
Месторождение Карагуз	72
Доломитовый свинцово-цинковый тип. <i>Л. А. Мирошниченко, В. В. Овчинников</i>	73
Среднекембрийско-среднеордовикский доломит-известняковый бариевый подкомплекс (кокбулак-шабактинский). <i>Н. П. Ильющенко</i>	74
Известняково-доломитовый бариевый тип (кокбулакский)	74
Кремнисто-доломитовый бариево-свинцово-цинковый тип (шабактинский)	74
Ранне-среднеордовикский кремнисто-аргиллитовый бариево-железо-марганцевый комплекс (камальский). <i>Л. А. Мирошниченко, В. В. Овчинников, А. В. Домбровский</i>	75
Кремнисто-известняково-аргиллитовый бариевый тип. <i>И. И. Бондаренко, А. В. Домбровский</i>	76
Кремнисто-аргиллитовый марганцево-железорудный тип. <i>И. И. Бондаренко</i>	77
Верхнеордовикский флишоидный медный комплекс (бешарыкский). <i>Л. А. Мирошниченко, Ф. Я. Валеев</i>	79
Песчаниковый медный тип	79
Стадия инверсии	80
Верхнеордовикский гранодиорит-гранитный вольфрам-молибденово-медный комплекс (малокаратауский). <i>Л. А. Мирошниченко, Н. П. Ильющенко</i>	80
Гранодиоритовый березит-молибденово-медный тип	81
Гранодиорит-граносиенитовый скарново-медно-железорудный тип	81
Гранитный скарново-вольфрамово-молибденовый тип	81
Особенности проявления оруденения байкальско-каледонского цикла. <i>Л. А. Мирошниченко</i>	82
Герцинский цикл. <i>Л. А. Мирошниченко</i>	86
Стадия заложения	86
Среднедевонский молассоидный (с трахибазальтами и трахилипаритами) бариево-железо-марганцевый комплекс (тюлькубашский). <i>В. И. Фомичев, Н. П. Ильющенко</i>	86
Конгломерат-песчаниковый (с трахибазальтами) бариево-железорудный подкомплекс	87
Песчаниковый железорудный тип	88
Конгломерат-песчаниковый бариевый тип	89
Алевролит-аргиллитовый (с трахилипаритами) марганцевый подкомплекс	89
Алевролитовый марганцевый тип	90
Стадия проседания	90
Верхнедевонско-среднекаменноугольный терригенно-карбонатный (с трахибазальтами) бариево-свинцово-цинковый комплекс (каратауский).	

Л. А. Мирошниченко, В. И. Фомичев, В. В. Овчинников, А. Г. Кузнецhevский, Е. Т. Турсункулов	91
Франский туфоаргиллитовый медный подкомплекс (корпешский).	
Б. Б. Сюсюра, В. И. Фомичев	94
Туфоаргиллитовый медный тип	95
Фаменский кремнисто-доломит-известняковый серебряно-бариево-свинцово-цинковый подкомплекс (шалкня-миргалимсайский). Л. А. Мирошниченко, В. И. Фомичев, В. В. Овчинников, А. Г. Кузнецhevский, В. Н. Хижняк	96
Углеродисто-известняково-доломитовый марганцовисто-серебряно-бариево-цинково-свинцовый тип (миргалимсайский). В. В. Овчинников, В. И. Фомичев	100
Месторождение Миргалимсай. В. В. Овчинников, П. П. Сидоренко, И. Т. Альжанов, В. И. Фомичев, Д. И. Козенюк, Ю. И. Черкасов, Б. Б. Каниркульжаев	100
Месторождение Кантаги. Ф. Я. Валеев	109
Рудопроявление Туетас. Ф. Я. Валеев	110
Углеродисто-кремнисто-известняково-доломитовый свинцово-цинковый тип (шалкиннский). Н. М. Митряева, В. Н. Хижняк, В. И. Фомичев	111
Месторождение Шалкня. В. Н. Хижняк, В. В. Овчинников, Д. И. Козенюк, Н. М. Митряева	111
Месторождение Бурабай-Жалгызгааш. Л. И. Бачуля, Н. М. Митряева	118
Месторождение Талап. В. А. Литвин, В. С. Овсянников, Н. М. Митряева, В. В. Овчинников, А. Б. Власов	120
Месторождение Жетымсай. В. М. Щербак, В. И. Фомичев	123
Терригенно-доломит-известняковый цинково-свинцовый тип (аксуранбайжансайский). В. И. Фомичев	126
Месторождение Байжансай. В. И. Фомичев, Д. И. Козенюк, А. Н. Кузнецов	126
Месторождение Аксуран. Д. И. Козенюк, А. Н. Кузнецов, В. И. Фомичев	128
Месторождение Дарбаза	130
Туфоаргиллит-доломитовый марганцовисто-медно-свинцово-цинково-бариевый тип (акшешекский). А. В. Домбровский, Е. Т. Турсункулов	132
Месторождение Акшешек	132
Рудопроявление Корпеш	134
Кремнисто-известняковый марганцевый тип. Л. А. Мирошниченко, В. И. Фомичев	135
Фаменский известняково-мергелевый цинково-свинцово-бариевый подкомплекс (гурланский). В. И. Фомичев	137
Доломит-известняково-мергелистый цинково-свинцово-бариевый тип (катынкамальский). В. В. Овчинников, В. И. Фомичев, А. Р. Кислицын	138
Катынкамальское рудное поле	139
Турнейский известняково-доломитовый свинцово-цинковый подкомплекс (ачисайский). Л. А. Мирошниченко, В. И. Фомичев	143
Доломитовый колчеданно-свинцово-цинковый тип (ачисайский). В. И. Фомичев, М. И. Ильющенко	146
Месторождение Ачисай. М. И. Ильющенко, Н. П. Ильющенко, П. И. Довгаль, В. И. Фомичев	146
Месторождение Карасай	150
Месторождение Аралтау. А. Н. Кузнецов, В. И. Фомичев	150
Доломит-известняковый ртутно-фтор-бариево-свинцово-цинковый тип (жусалинский). В. И. Фомичев, В. М. Щербак	153
Месторождение Каракауз	153
Жусалинское рудное поле	154
Каиндинское рудное поле	155
Известняковый бариево-стронциевый тип (сарабаский). Ф. Я. Валеев	157
Визейский трахибазальт-доломит-известняково-терригенный бариево-свинцово-цинковый подкомплекс (кашкарата-теректинский). В. И. Фомичев, В. М. Щербак, Ф. Я. Валеев	157
Доломит-известняковый ртутно-бариево-свинцово-цинковый тип (теректинский)	158
Месторождение Теректы	158

Месторождение Кийкбайсай	160
Месторождение Визейское	161
Трахизальт-доломитовый барнево-медно-свинцово-цинковый тип (кашкаратинский)	162
Месторождение Кашкарата	162
Позднедевонско-нижнекаменноугольный молассоидный медно-цинково- свинцово-марганцевый комплекс (тасбулакский). <i>В. И. Фомичев,</i> <i>Н. П. Ильющенко</i>	163
Гравелит-песчаниковый свинцовый тип (сулеймансайский)	164
Месторождение Сулеймансай	164
Конгломерат-песчаниковый свинцово-марганцевый тип (тасбулакский)	166
Месторождение Тасбулак	166
Медисто-песчаниковый тип	167
Месторождение Тасбулак Медный	167
Стадия инверсии	168
Верхнекарбово-нижнепермский днабаз-гранит-порфировый золото-тан- талониобиевый комплекс. <i>Л. А. Мирошниченко</i>	169
Особенности формирования и закономерности размещения оруденения герцин- ского цикла	170
Литолого-фациальный контроль. <i>В. И. Фомичев, Л. А. Мирошниченко</i>	170
Ярусность оруденения и продуктивные стратоуровни. <i>В. И. Фомичев,</i> <i>Л. А. Мирошниченко, М. М. Марфенкова</i>	173
Руды. <i>Н. М. Митряева</i>	176
Гидротермально-метасоматические изменения. <i>В. И. Фомичев</i>	183
Рудообразующие растворы. <i>Ю. С. Парилов, Н. М. Митряева, В. И. Фомичев</i>	185
Геохимические барьеры. <i>В. И. Фомичев</i>	188
Изотопный состав свинца. <i>Н. Г. Сыромятников, О. Г. Кошевой</i>	193
Изотопный состав серы. <i>В. И. Фомичев, Н. И. Замятин</i>	197
Изотопный состав углерода. <i>В. И. Фомичев</i>	201
Место месторождений Каратау в ряду стратиформных свинцово-цинковых месторождений в терригенно-карбонатных и карбонатных формациях <i>Л. А. Мирошниченко, Н. М. Митряева</i>	202
Закономерности размещения оруденения. <i>Л. А. Мирошниченко, В. И. Фо- мичев, В. В. Овчинников, А. Г. Кузнецhevский, Н. Т. Кулкашев, В. Н. Хи- жняк</i>	205
Альпийский цикл. <i>Л. А. Мирошниченко</i>	208
Стадия заложения	209
Пермский щелочно-базальт-латитовый медно-фосфорно-железородный комплекс (даубабинский). <i>Л. А. Мирошниченко</i>	209
Щелочно-базальтовый фосфорно-железородный подкомплекс (нижне- даубабинский)	210
Латит-порфировый медный подкомплекс (верхнедаубабинский)	210
Пермо-триасовый щелочно-габброидный редкоземельно-фосфорно-медно- железородный комплекс (ирисуйский). <i>Л. А. Мирошниченко</i>	210
Меланократовый щелочно-габброидный редкоземельно-фосфорно-желе- зородный подкомплекс	211
Щелочно-пироксенитовый редкоземельно-фосфорно-железородный тип (кулантауский)	211
Щелочно-пироксенитовый редкоземельно-фосфорный тип	211
Щелочно-сиенит-пироксенитовый золото-редкоземельный тип	211
Мезократовый щелочно-габброидный фтор-медно-железородный под- комплекс. <i>В. М. Шербак, В. И. Фомичев, В. И. Ходымчук, М. М. Джа- наев, Н. П. Ильющенко</i>	213
Щелочно-габброидно-сиенитовый скарново-медно-железородный тип (ирисуйский)	213
Месторождение Ирису	214
Щелочно-сиенитовый фторный тип (бугуньский)	217
Бугуньское месторождение	217
Джандарлинское месторождение	220
Щелочно-лампрофировый пропилитово-медно-никелево-кобальтовый тип (чимбастауский)	221
Стадия проседания	221
Верхнетриасовый пестроцветно-глинистый бокситоносный комплекс. <i>К. С.</i> <i>Джумабаев</i>	221
Бескарбонатный красноцветно-аргиллитовый бокситовый тип (кара- тауский)	221

Кутурганское рудное поле	222
Проявления бокситов в Центральном Каратау	223
Особенности минерализации альпийского цикла и ее роль в формировании полигенных месторождений. <i>Л. А. Мирошниченко</i>	224

Глава 3

Оценка потенциальных перспектив металлогенических комплексов	226
Металлогенические циклы и эпохи. <i>А. А. Абдулин, Л. А. Мирошниченко, М. А. Чимбулатов, В. В. Овчинников, В. И. Фомичев, А. Г. Кузнецовский</i>	226
Раннепротерозойская металлогения	226
Байкальско-каледонский металлогенический цикл	227
Герцинский металлогенический цикл	229
Альпийский металлогенический цикл	234
Заключение. <i>Л. А. Мирошниченко</i>	236
Литература	238

Леонид Александрович Мирошниченко,
Виктор Васильевич Овчинников,
Виктор Иванович Фомичев и др.

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ҚАРАТАУ
Т о м 2. Металлогения

*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 *Д. С. Кунаев*,
кандидат геолого-минералогических наук *А. М. Мауленов*

Зав. редакцией *Т. Е. Каткова*
Художественный редактор *Л. Г. Мироненко*
Оформление художника *Н. Ф. Чурсина*
Технический редактор *Л. Ю. Уляницкая*
Корректор *Н. В. Азимова*

ИБ № 2103

Сдано в набор 13.03.87. Подписано в печать 21.09.87. УГ09229.
Формат 70×100¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Литературная гарнитура.
Высокая печать. Усл. п. л. 20,15. Усл. кр.-отт. 20,15. Уч.-изд. л. 21,66 (вклейка).
Тираж 1000. Заказ 64. Цена 4 руб.

Издательство «Наука» Казахской ССР
480100, Алма-Ата, ул. Пушкина, 111/113
Типография издательства «Наука» Казахской ССР
480021, Алма-Ата, ул. Шевченко, 28

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК ИМ. К.И. САТПАЕВА
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ЮЖНО-КАЗАХСТАНСКОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАРАТАУ

Редакторы: А.А. Абдулин, Л.А. Мирошниченко
Составители: Л.А. Мирошниченко, В.И. Фомичев, В.В. Овчинников, Н.Т. Кулкашев
1986 г.

СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ
КАРАТАУСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ



МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, ПОДКОМПЛЕКСЫ И ТИПЫ

Известняково-доломитовый свинцово-цинковый (ачисаевский)
Стратиформный доломитовый казначево-свинцово-цинковый (ачисаевский)
Стратиформный известняковый бариево-стронциевый (сарбаский)
Стратиформный доломит-известняковый ртутно-ртутно-бариево-свинцово-цинковый (мусалимский)
Кремнисто-доломит-известняковый серебряно-бариево-свинцово-цинковый (шаклян-миргалимский)
Стратиформный углеродисто-известняково-доломитовый марганцево-серебряно-бариево-цинково-свинцовый (миргалимский)
Стратиформный углеродисто-кремнисто-известняково-доломитовый свинцово-цинковый (шаклянский)
Стратиформный терригенно-доломит-известняковый цинково-свинцовый (аксаран-баймакский)
Стратиформный кремнисто-известняково-марганцевый
Стратиформный туфаргиллит-доломитовый марганцево-медно-свинцово-цинково-бариевый (ачисаевский)
Известняково-мергельный цинково-свинцово-бариевый (туркестанский)
Стратиформный доломит-известняково-мергельный цинково-свинцово-бариевый (катынгамалынский)
Туфаргиллитовый медный (марешский)
Стратиформный туфаргиллитовый медный
Массовый медно-цинково-свинцово-марганцевый (табулалынский)
Стратиформный медно-песчанниковый
Стратиформный конгломерат-песчанниковый свинцово-марганцевый (табулалынский)
Стратиформный граувакк-песчанниковый свинцовый (сулейменский)
Массовый (с трахибазальтами и трахиларитами) бариево-медно-марганцевый (теплекубинский)
Стратиформный аргиллитовый марганцевый
Стратиформный конгломерат-песчанниковый баритовый
Стратиформный песчанниковый железорудный

Гранодиорит-гранитный вагран-моллибденово-медный (малакартауский)
Гранодиоритовый везерит-моллибдено-медный (кочкарский)
Гранитный скарново-вольфрамово-моллибдено-железорудный
Флишидный медный (бешаркский)
Песчанниковый медный
Кремнисто-аргиллитовый бариево-медно-марганцевый (шаклянский)
Стратиформный кремнисто-аргиллитовый марганцево-железорудный
Стратиформный кремнисто-известняково-аргиллитовый бариевый
Углеродисто-кремнисто-карбонатный (со слюдами) бариево-ванадиево-фосфорный (чулактау-курмакский)
Доломит-известняковый бариевый (кабулак-шебактинский)
Стратиформный кремнисто-доломитовый бариево-свинцово-цинковый (шебактинский)
Стратиформный кремнисто-доломитовый бариево-свинцово-цинковый (сарбаский)
Стратиформный углеродисто-кремнистый моллибдено-ванадиевый (башакежанский)
Доломит-кремнистый фосфорный (чулактауский)
Стратиформный доломитовый медно-марганцевый (табулалынский)
Стратиформный доломит-кремнистый фосфорный (кынтасский)
Флишидный золоторудный (кучукский)
Стратиформный туфопесчанниковый золоторудный

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Карбонатно-терригенно-эвалоритовая
Гранитная (кызылджакская)
Карбонатно-терригенная
Известняково-эвалорит-песчанниковая (канджотская)
Конгломератно-тиллитовая (байконурская)
Карбонатно-песчанниковая

Терригенно-конгломератовая (кокубык-ахтубайская)
Известняковая (тогузбайская)
Алеврит-песчанниковая (вельшекарбайская)
Карбонатная (байкирликская)
Мезозойские (а) и неокрепленные каменно-мезозойские (б) отложения
Крупные разломы
Разрывные нарушения (а - карстовые на поверхности, б - скрытые, установленные по геологическим (в) и структурно-геологическим (д) данным)
Трогговые структуры
Граница выходов мезозойских отложений на поверхность

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДНЕНОСИТЕЛЕЙ

Свинец, Цинк, Медь, Золото, Серебро, Фосфор, Ванадий, Марганец, Барий, Тантал, Ниобий, Железо, Ковалит, Моллибден, Вольфрам, Фтор, Редкие земли.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ, ПОДКОМПЛЕКСОВ И ТИПОВ ПО ЦИКЛАМ И СТАДИЯМ РИФТОГЕНЕЗА

Цикл	Стадия	ОТНОСИТЕЛЬНОЕ НАКОПЛЕНИЕ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ															
		Большой и Осевой Каратау					Малый Каратау					СКОПЛЕНИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ					
ВРЕМЯ	МОЩНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ	Рb	Zn	Cu	Ag	Au	P	V	Mn	F	Ba	TR	Ta	W	Fe	Ni	Mo
Р ₁ db	2000	+	+	+	+	+											
С ₁ v	42-40	+	+	+	+	+											
С ₂ t	1335	+	+	+	+	+											
С ₃ fm	250-1600	+	+	+	+	+											
С ₄ fr	1950	+	+	+	+	+											
С ₅ o	1750	+	+	+	+	+											
С ₆ o	150	+	+	+	+	+											
С ₇ o	150	+	+	+	+	+											
С ₈ o	62-370	+	+	+	+	+											
С ₉ o	150	+	+	+	+	+											
С ₁₀ o	150	+	+	+	+	+											
С ₁₁ o	1000-2000	+	+	+	+	+											
С ₁₂ o	500	+	+	+	+	+											
С ₁₃ o	1000	+	+	+	+	+											
С ₁₄ o	1000	+	+	+	+	+											

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, ПОДКОМПЛЕКСЫ И ТИПЫ

Щелочно-габброидный редкоземельно-фосфорно-медно-железорудный (иршувский)
Щелочно-габброидно-свинцовый скарново-медно-железорудный (иршувский)
Щелочно-свинцовый фторный (бузский)
Щелочно-лампрофировый медно-никелево-побалитовый (чимбастауский)
Щелочно-свинит-пироксенитовый золото-редкоземельный
Щелочно-пироксенитовый редкоземельно-фосфорный
Щелочно-пироксенитовый редкоземельно-фосфорно-железорудный (чулактауский)
Щелочно-базальт-титановый медно-фосфорно-железорудный (деуэбинский)
Щелочно-базальтовый фосфорно-железорудный
Щелочно-свинит-порфирировый пропилитово-медный
Диваг-гранит-порфирировый золото-титаноцинистый (баймакский)
Гранит-порфирировый везеритово-золоторудный
Дивагитовый пропилитово-золоторудный
Лейкогранитовый грейбенито-титаноцинистый бариево-свинцово-цинковый (кашкартауский)
Трахибазальт-доломит-известняково-терригенный бариево-свинцово-цинковый (кашкартауский)
Стратиформный трахибазальт-доломитовый бариево-медно-свинцово-цинковый (кашкартауский)
Стратиформный доломит-известняково-ртутно-бариево-свинцово-цинковый (теректинский)

Рудные узлы:
1-Талдыкский, 2-Баласаулинский, 3-Малыкский, 4-Сузакский, 5-Алтайский, 6-Курмакский, 7-Шаклянский, 8-Бурабай-Малгагаевский, 9-Яныкертский, 10-Амбастауский, 11-Ташкентский, 12-Кайнарский, 13-Амурский, 14-Бурлинский, 15-Чарынский, 16-Ачисаевский, 17-Анкаланский, 18-Караульский, 19-Домикте-Буртаевский, 20-Тюптинский, 21-Аралозский, 22-Кочкарский, 23-Карагаштынский, 24-Миргалымский, 25-Караевский, 26-Котурбайский, 27-Туркестанский, 28-Притуркский, 29-Амурской, 30-Туркестанский, 31-Чимбастауский, 32-Талдыбулакский, 33-Аксаран-Баймакский, 34-Иршувский, 35-Вруновский, 36-Воробьевский, 37-Кашкартауский, 38-Карабастауский, 39-Кынтасский, 40-Сулейменский, 41-Теректинский, 42-Каракузский, 43-Деуэбин-Талдыбулакский, 44-Иршувский.

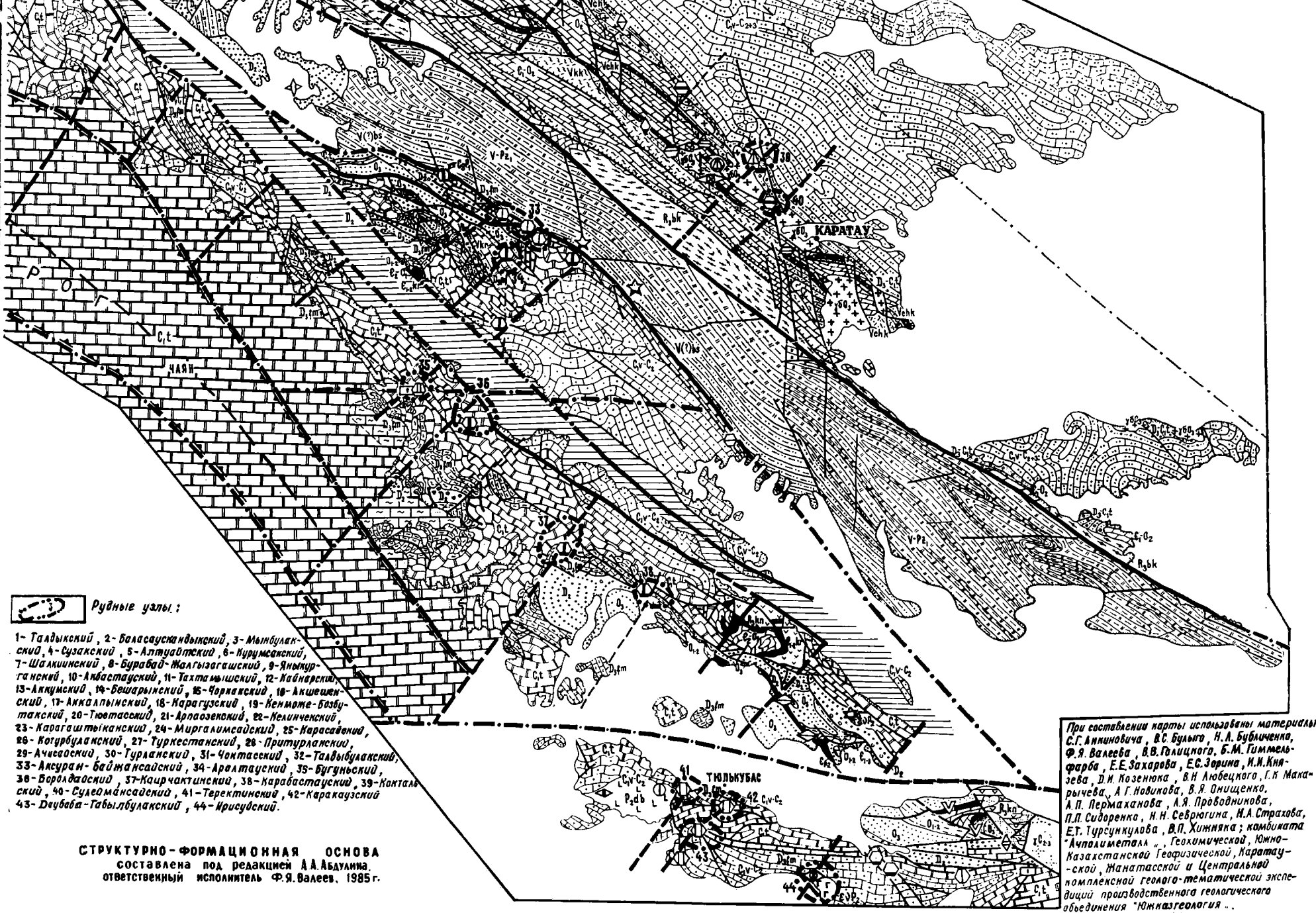


Рис. 8. Металлогенические комплексы Каратау