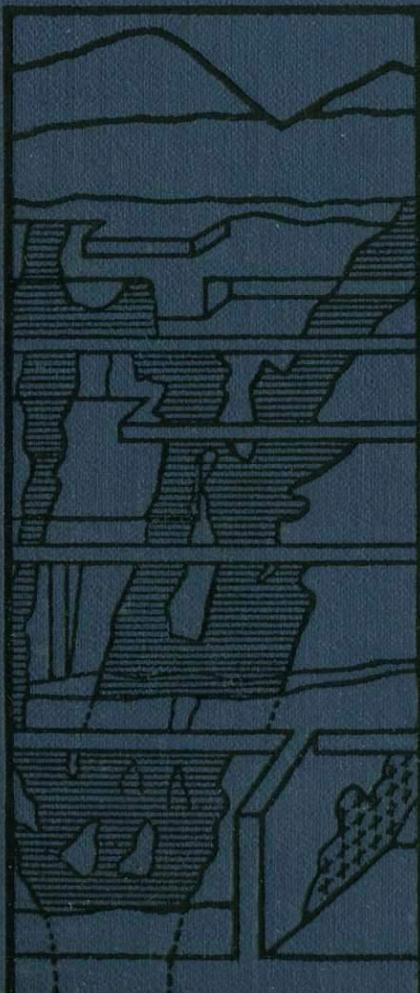


ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОГО КАРАМАЗАРА



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

553.042
F36

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОГО КАРАМАЗАРА

192



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1972



Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. Коллектив авторов.
М., «Недра», 1972, 440 с.

Западный Карамазар представляет собой часть одного из наиболее сложных по геологическому строению и важных горнорудных районов Средней Азии. В геологическом развитии его выделяются два этапа — геосинклинальный и платформенный. К первому отнесены образования от силурийских до пермских, ко второму — более молодые. В составе геосинклинальных образований большую роль сыграли продукты вулканической деятельности и внедрение магматических масс.

Почти все оруденение Карамазара сформировано в конце геосинклинального этапа. Образовались минеральные ассоциации широкого диапазона температур. Наиболее важны сульфидные среднетемпературные месторождения. Долгоживущие разломы глубокого заложения разбили территорию на крупные тектонические блоки: Северный, Центральный, Южный, горы Моголтау. Геологические особенности строения этих блоков предопределили появление в каждом из них специфической минерализации. Месторождения Западного Карамазара и гор Моголтау группируются в девять рудных полей: а) рудные поля в зоне Окурдаванского и Мирзарабатского разломов — Кансайское, Чокадамбулакское, Чорухлайровское, Рудный пояс гор Моголтау; б) рудные поля Центральной зоны редкometальных разломов — Такелийское, месторождение Учоак, Токмакская минерализованная зона, Канцжольское.

В описании геологии рудных полей и месторождений особое внимание уделяется вопросам их генезиса, закономерностей размещения оруденения, методам детального прогнозирования.

Таблиц 37, иллюстраций 101, список литературы — 188 названий.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

К. Л. БАБАЕВ, А. Н. БАЛАШЕВ, В. Н. ВЕРХОВ, Ф. И. ВОЛЬФСОН, Ю. А. ДЬЯКОВ,
В. А. КОРОЛЕВ, Н. В. НЕЧЕЛЮСТОВ, В. Д. САЗОНОВ, А. А. СЕСКУТОВ, А. В. СТЕПАНЕНКО,
В. Ф. ЧЕРНЫШОВ, О. Х. ШАХБАЗИДИ, П. А. ШЕХТМАН, Ю. С. ШИХИН,
С. Б. ЭРГАШЕВ

Ответственные редакторы

П. А. ШЕХТМАН, М. Н. ВЛАСОВА

ПРЕДИСЛОВИЕ

Карамазар — крупнейший горнорудный район Средней Азии. За годы Советской власти здесь открыты и разведаны сотни месторождений, построены десятки рудников. В результате проведенных исследований собран обширный материал, представляющий научный вклад в учение о рудных месторождениях и имеющий важное практическое значение. На рудных полях Карамазара разработаны методы структурного анализа условий размещения эндогенных руд и крупномасштабного прогнозирования.

В настоящем издании впервые систематизированы результаты многолетних геологических исследований большей части этого уникального рудного района. Описывается геологическое строение рудных полей Западного Карамазара, освещаются различные вопросы генезиса месторождений и вопросы, отражающие современные теоретические представления о его геологии и рудоносности. В отдельной книге В. А. Тарасовым описано Курусайское рудное поле.

В составлении монографии приняли участие отдельные исследователи Карамазара и авторские коллективы геологоразведочных экспедиций Управления геологии Совета Министров ТаджССР и научно-исследовательских институтов. Сбор и обобщение материалов по Карамазару для подготовки к печати проведен в отделе методики геологоразведочных работ САИГИМС под руководством П. А. Шехтмана и М. И. Власовой.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КАРАМАЗАРЕ

Закономерности образования и размещения гидротермальных месторождений Карамазара обусловлены историей геологического развития этого района, входящего как составная часть в Кураминскую структурно-фациальную зону.

В формировании Карамазарского рудного района отчетливо выделяются два основных этапа: геосинклинальный и постгеосинклинальный (платформенный). Наиболее детально и полно изучен первый этап. Геологические образования его могут быть объединены в один структурный этаж, формирование которого характеризуется определенной направленностью процессов осадконакопления, магматизма и тектоники. Этот этаж включает осадки, накопившиеся в период от силурийского до пермского времени. В процессе накопления выделяются три стадии, причем каждой из них соответствует образование одного структурного яруса.

Нижний ярус образуют отложения силурийского возраста, представленные сильно дислоцированными сланцами, роговиками и гнейсами, а также каледонские гранитоиды, местами превращенные в гнейсы. Осадочные толщи силурийского возраста имеют облик типичных геосинклинальных образований. Они характеризуются большой мощностью, широким площадным распространением при малой изменчивости фаций, а также линейным типом складчатости и интенсивным метаморфизмом.

Отложения второго структурного яруса залегают несогласно на силурийских осадочных толщах и каледонских гранитоидах. Они включают осадки нижнего девона — среднего карбона. Низы этих толщ обнажаются на отдельных участках гор Моголтау и Калканата и представлены грубо- и среднеобломочными относительно маломощными осадками нижнего — среднего девона. В некоторых участках известняково-терригенные отложения второго структурного яруса начинаются со среднего (хр. Окуртау) или верхнего девона (водораздельная часть Кураминского хребта). К средней части второго яруса относятся мощные карбонатные толщи пород.

Осадконакопление, начиная с конца раннего карбона, сопровождалось вулканической деятельностью, и в среднекаменноугольное время осадочные породы постепенно и практически полностью

сменились эфузивами среднего состава. Извержения лав происходили на всей территории Кураминского хребта и в сопредельных районах по крупным глубинным разломам северо-западного или широтного простирания, либо возникшим вновь, либо подновленным.

Особенно большую роль в геологической жизни района этого времени сыграли крупные разломы северо-западного простирания — Кумбельский, Кенкольский и Арашанский, отделившие Кураминскую структурно-фацальную зону, которая в дальнейшем развивалась самостоятельно.

В течение среднекаменоугольной эпохи накопились мощные толщи эфузивных пород среднего и кислого состава, чередующиеся с редкими маломощными прослоями осадочных пород.

Максимальная активизация магматических процессов обусловила внедрение в среднекаменоугольное время гранитоидной магмы. Крупные выходы гранитоидов вытянуты параллельно возникшим линейным складкам близширотного простирания и приурочены к ядрам антиклиналей. Внедрение огромных магматических масс наложило отпечаток на все дальнейшее развитие Карамазара и прилегающих к нему площадей. Оно обусловило общее повышение жесткости земной коры и возникновение анизотропии толщ, слагающих район.

Третий структурный ярус геосинклинального этапа развития сформировался в течение позднекаменоугольного и частично пермского времени. Для этого этапа характерно: периодическое возобновление магматической деятельности, выразившейся в образовании эфузивных толщ и интрузивов в связи с активизацией тектонических процессов; развитие наложенных мульд, основание которых часто сложено осадочными породами, и заполнение их эфузивами в основном кислого и среднего состава; образование многочисленных разрывов; формирование субвулканических интрузий с возникновением кольцевых структур.

В пределах Карамазара некоторые центры вулканической деятельности (рис. 1) приурочиваются к периферическим частям наложенных мульд. Последние обычно имеют изометричную форму и заполнены вулканическими образованиями, мощность которых в их центральных частях не превышает 2—2,5 км. Возраст мульд по заполняющим их породам определяется как позднекаменоугольный (Токмакская, Тавакская, Алмалыкская и Бабайобская мульды) и пермский (Такелийская, Самгарская, Майликатанская и Кумбельская мульды). В. А. Арапов (1965) в Кураминском хребте выделяет пять мульд проседания: Ташкескенскую, Адрасманскую, Лашкерекскую, Камчикскую и Кугалинскую. Иногда наблюдается совпадение площадей распространения верхнекаменоугольных и пермских образований, в большинстве же случаев они разобщены (рис. 2). Наложение продуктов пермского вулканализма на верхнекаменоугольные образования отчетливо устанавливается в Майликатанской, Кумбельской и Тавакской мульдах.

Пространственное размещение мульд определяется строением жесткого основания, на котором они образовались, и прежде всего положением региональных разломов, разбивших территорию Карамазара на отдельные блоки. Верхнекаменноугольная вулканическая деятельность приурочена к зонам линейных разломов.

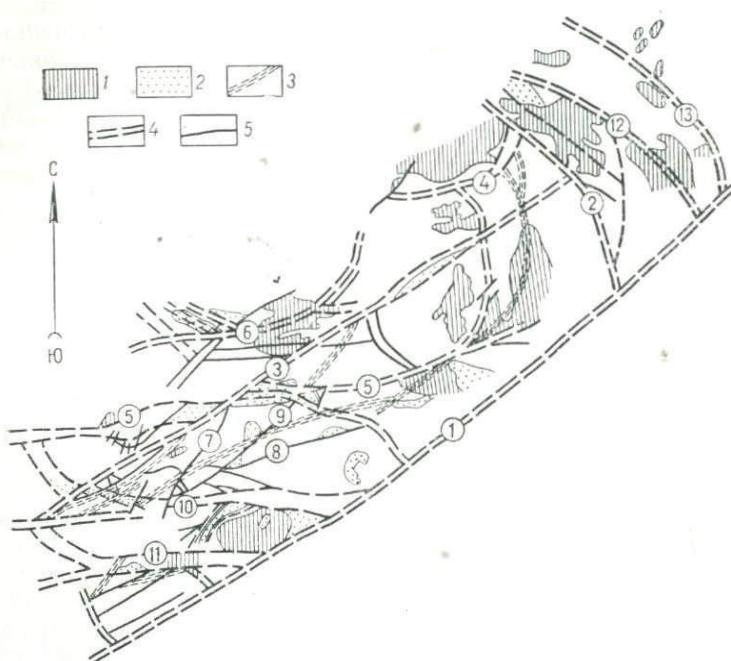


Рис. 1. Схема расположения главных разломов

1 — тела малых и субвулканических интрузий; 2 — жерловые фации верхнепалеозойских эфузивов; 3 — дайковые пояса; 4 — разломы глубокого заложения; 5 — разрывные нарушения

Разломы (цифры на схеме в кружках): 1 — Северо-Ферганский; 2 — Кумбельский; 3 — Железный; 4 — Майлекатанский; 5 — Баштавакский; 6 — Ангренский; 7 — Канджольский; 8 — Бирюзовый; 9 — Тарыэканский; 10 — Окурдаванский; 11 — Мирзарабатский; 12 — Кенкольский; 13 — Арашанский

Пермский вулканизм проявлялся в пределах мульд изометричного очертания, обычно с концентрическим строением, подчеркивающимся кольцевыми и радиальными дайками. К этому времени относится также становление массивов субвулканических интрузий, занимающих значительные площади в пределах мульд. Характерным для магматизма этого возраста является увеличение щелочности пород, тесная взаимная связь эфузивной и интрузивной деятельности, а также четкая приуроченность магматических проявлений к зонам долгоживущих разломов.

Наиболее поздние магматические образования Карамазара — дайки регионального распространения, слагающие протяженные

пояса, обычно пересекающие все ранее отмеченные отложения. Особенно широко дайки развиты в приводораздельной и южной частях Кураминского хребта северной части гор Моголтау; они образуют пояса северо-восточного направления (см. рис. 1). Развиты дайки и в зонах глубинных разломов широтного простирания. Представлены они разнообразными породами от гранит-порфиров и фельзит-порфиров до диабазовых и лабрадоровых порфиридов.

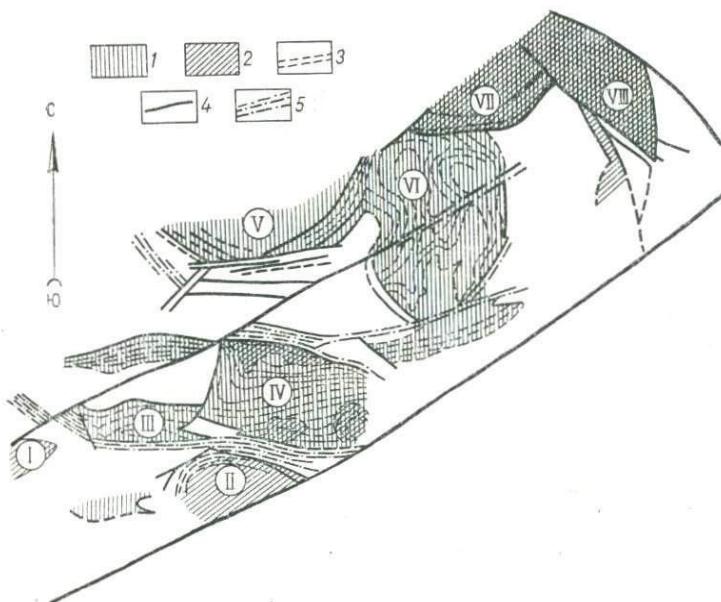


Рис. 2. Схема расположения наложенных мульд

1 — верхнекаменноугольные наложенные мульды; 2 — пермские наложенные мульды; 3 — изолинии донной поверхности мульд; 4 — тектонические нарушения; 5 — сколовые зоны

Мульды: I—Такелийская; II—Самгарская; III—Токмакская; IV—Тавакская; V—Алмалыкская; VI—Бабайобская; VII—Майлекатанская; VIII—Кумельская

Геосинклинальный этап развития Карамазара завершился проявлением тектонических движений по разломам, сопровождавшихся интенсивной и многообразной гидротермальной деятельностью.

Последовавшая денудация привела к пенепленизации района, и в юрское время здесь в небольших разобщенных мульдах накапливались маломощные угленосные осадки, которыми начинается верхний структурный этаж, соответствующий платформенному этапу развития. Помимо юрских, он включает осадки мелового и палеогенового возраста. Неогеновые и древнечетвертичные отложения мощностью до нескольких километров заполняют своеобразные грабен-синклинали (Ферганскую, Мирзарабатскую и Ан-

ренскую). После отложения этих пород весь район был слабо изогнут в складки близширотного простираия; возникли также многочисленные, часто полого залегающие разрывные нарушения типа надвигов. Однако они не сопровождались проявлением каких-либо магматических или постмагматических образований.

Общие сведения о гидротермальных месторождениях Карамазара

Все практически важное оруденение Карамазара сформировано в конце геосинклинального этапа развития района. В это время здесь образовались многочисленные месторождения и рудопроявления цветных, редких, благородных и черных металлов и других полезных ископаемых. Минеральные ассоциации, включающие концентрации свинца, цинка, меди, вольфрама, мышьяка, серебра, золота, железа и других металлов, возникали в широком диапазоне температур. Наиболее высокотемпературными рудными минералами являются преимущественно кислородные соединения, среднетемпературными — сульфиды и низкотемпературными — фториды, сульфаты и др. Руды наиболее важных месторождений сформировались в среднетемпературных условиях и представлены в основном сульфидами.

Последовательность образования минералов в пределах отдельных месторождений и рудных полей Карамазара изучена достаточно детально. Гидротермальный же процесс в целом остается еще в полной мере невыясненным. До сего времени идут оживленные дискуссии о возрасте оруденения, продолжительности и стадийности гидротермального процесса.

Большая группа исследователей (Абдуллаев и др., 1958; Карпова, 1943_{1,2}; Наследов, 1934, 1935₃ и др.) придерживается мнения о разновозрастном и многоэтапном образовании гидротермальных месторождений в Карамазаре. Они полагают, что гидротермальный процесс возобновлялся многократно в течение всего геосинклинального периода развития района, хотя большинство гидротермальных месторождений образовалось в наиболее поздние этапы этого развития.

А. В. Королев (1935), Ф. И. Вольфсон, И. П. Кушнарев, Л. И. Лукин, Л. В. Хорошилов (1958) и другие приходят к заключению, что формирование промышленного оруденения металлов произошло после внедрения всех интрузивных образований на завершающем этапе геосинклинального развития Карамазара. По мнению этих исследователей, все многообразие гидротермальных месторождений, начиная от скарнов и вплоть до кварцевых, карбонатных, баритовых и флюоритовых жил, возникло в ряду последовательных стадий единого этапа. Это подтверждается многочисленными пересечениями магматических пород, включая наиболее молодые дайки диабазового порfirита, жилами гидротермальных образований. Исключения составляют пегматиты, частично до-

рудные скарны, некоторые безрудные зоны окварцевания и серicitизации, а также жилы кварца, кварц-турмалиновые, кварц-карбонатные и кварц-полевошпатовые, образовавшиеся до внедрения даек диабазового порфирита. С ранним этапом геосинклинального развития, возможно, связано также проявление некоторых скарнов.

Гидротермальный процесс, обусловивший все многообразие месторождений Карамазара, изучался многими геологами. Основываясь на личных наблюдениях и данных других исследователей, авторы приходят к выводу, что все гидротермальные образования Карамазара включают двенадцать главных минеральных ассоциаций, которые могут быть условно приняты за отдельные стадии (от более ранних к поздним): 1) магнезиальные скарны, 2) безрудные известковые скарны, 3) скарново-магнетитовая, 4) скарново-галенит-сфалеритовая, 5) скарново-молибденит-халькопиритовая, 6) скарново-шеелитовая, 7) арсенопирит-халькопирит-висмутин-золотая, 8) кварц-гематитовая с сульфидами, 9) кварц-барит-флюорит-галенит-сфалеритовая, 10) серебряная, 11) кальцит-кварц-флюорит-сульфидная, 12) кальцитовая. Относительный возраст перечисленных ассоциаций обосновывается их пространственными взаимоотношениями, а в целом ряде случаев непосредственными взаимными пересечениями.

Формировались гидротермальные образования, очевидно, в конце пермского или в раннетриасовое время, так как многочисленные жилы различных минеральных ассоциаций пересекают наиболее поздние кварцевые сиенит-порфиры и гранит-порфиры, абсолютный возраст которых около 260 млн. лет (определения произведены в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР калий-argonовым методом), а наиболее ранние минеральные ассоциации, представленные скарнами, проявлены в породах различного возраста, вплоть до пермских.

Главная масса скарнов залегает в известняках среднего девона — нижнего карбона (второй ярус), а в районе месторождения Курусай скарны заместили известняковые гальки в пермских конгломератах. Верхняя возрастная граница определяется перекрытием всех гидротермальных образований отложениями юры и мела.

Роль разломов в формировании района

Из приведенной выше краткой характеристики геологического строения Карамазара отчетливо выявляется большая роль разломов в истории формирования этого района, особенно в конечные стадии геосинклинального развития. Крупные долгоживущие разломы глубокого заложения разбили территорию на блоки, различающиеся режимами осадконакопления, проявлениями магматизма и развитием специфических минеральных ассоциаций. Все это и предопределило закономерности размещения оруденения

в Карамазаре. Наиболее четко выделяются крупные тектонические блоки, ограниченные разломами субширотного и северо-западного простираций. В пределах блоков развиты более мелкие разломы, которые играют особо важную роль в размещении оруденения.

Крупные долгоживущие, глубинные разломы северо-западного простирания (Кумбельский, Кенкольский, Арашанский и др.) ограничивают Кураминскую зону с северо-востока. Разломы широтного простирания (см. рис. 1) определяют границы зоны с севера и с юга и разделяют территорию на крупные блоки. Такими разломами являются Ангренский, Баштавакский, Окурдаванский и Мирзарабатский. Ангренский разлом отделяет Кураминский хребет от Ангренской депрессии, Баштавакский разлом в центральной части Карамазара разделяет два крупных блока. Окурдаванский разлом проходит по южным предгорьям Кураминского хребта и также является межблоковым. Наконец, Мирзарабатский разлом предполагается вдоль северного предгорья хр. Моголтау.

Наиболее крупными внутриблочными разломами являются северная ветвь Окурдаванского разлома, разлом Рудного пояса Моголтау, Майликатанский и др.

В целом в пределах Карамазара удается выделить три тектонических блока широтного простирания: 1) Северный — между Ангренским и Баштавакским разломами, 2) Центральный — между Баштавакским и Окурдаванским и 3) Южный — между Окурдаванским и Мирзарабатским разломами; самостоятельный блок образуют горы Моголтау. Геологические особенности строения этих блоков предопределили появление в каждом из них специфической минерализации.

Северный блок

По геологическому строению выделяются две резко отличные части — западная и восточная. Западная часть сложена в основном образованиями, относимыми к нижнему структурному ярусу. Преобладают сланцы силурийского возраста, каледонские гранитоиды, а также известковистые отложения нижнего девона — нижнего карбона. В восточной части блока развиты в основном породы второго и третьего структурных ярусов — гранитоиды и эфузивно-осадочные образования верхнекаменноугольного, в меньшей мере пермского возраста. Эффузивы концентрируются в Алмалыкской, Бабайобской и Майликатанской мульдах изометричного очертания. Отсюда следует, что западная часть Карамазара в поздне-, а возможно, и в среднепалеозойское время была подвержена относительно устойчивому поднятию, сопровождавшемуся, очевидно, размывом ранее образовавшихся толщ. В отличие от западной части на востоке района в позднепалеозойское время широко проявилась магматическая деятельность. Многочисленные гипабиссальные и суббулканические тела внедрялись вдоль тектонически ослабленных зон. Такими нередко являлись краевые части мульд и глубинные разломы широтного простирания.

Для рассматриваемого тектонического блока характерно широкое развитие интрузивов верхнекаменноугольного возраста, так называемых гранитоидов гушсайского типа (Васильковский, 1952), отсутствующих в других блоках, и наличие полей гидротермально измененных пород, в том числе вторичных кварцитов. В пределах блока наблюдается определенная приуроченность медных, свинцово-цинковых, флюоритовых и некоторых других месторождений к краевым частям мульд. Золоторудные месторож-

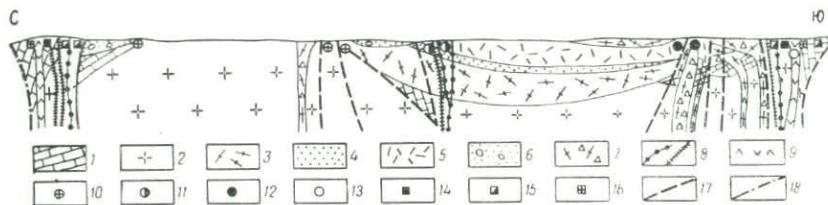


Рис. 3. Схема размещения эндогенных рудных месторождений в Караминском хребте (разрез)

1 — известняки верхнего девона — нижнего карбона; 2 — гранодиориты среднего карбона; 3 — дакитовые порфириты и кварцевые порфириты верхнего карбона; 4 — осадочные образования верхнего карбона; 5 — кислые эфузивы верхнего карбона; 6 — осадочные образования пермского возраста; 7 — кварцевые порфириты, кислые лавы и лавобrekчики пермского возраста; 8 — даики кислого и основного состава регионального распространения; 9 — сиенито-диориты, сиениты, диориты и монцониты пермского возраста. Месторождения: 10 — свинцово-цинковые, серебряные и мышьяковые; 11 — свинцово-цинковые; 12 — медно-висмутовые; 13 — медно-порфировые; 14 — скарново-магнетитовые; 15 — скарново-свинцово-цинковые; 16 — шеелитовые; 17 — разломы; 18 — тектонические швы, ограничивающие зоны разломов глубокого заложения

ления концентрируются в краевой части устойчивого поднятия и пространственно тяготеют к разломам северо-восточного простирания, в пределах которых также размещается ряд свинцово-цинковых месторождений. В зоне Баштавакского разлома располагаются многочисленные свинцово-цинковые месторождения, связанные со скарнами (рис. 3).

Наблюдается пространственная приуроченность некоторых типов месторождений к многофазным и субвулканическим интрузивным телам, а также к жерловым фациям эфузивов. Так, свинцово-цинковые месторождения в западной части Карамазара приурочены к полям развития интрузивов и даек, а на востоке района — к жерловым фациям среднекаменноугольных эфузивов и к краевым частям субвулканического тела. Флюоритовые месторождения тяготеют к областям регионального распространения даек, а медные — к телам малых интрузий сиенитов и сиенито-диоритов. Для некоторых месторождений литологический фактор играет главенствующую роль. Так, для локализации свинцово-цинкового оруденения в западной части Северного блока наиболее благоприятными являются скарны, развитые на контакте известняков с силикатными породами.

Центральный блок

В геологическом строении этого блока участвуют среднекаменноугольные гранитоиды и эфузивы преимущественно верхнекаменноугольного, в меньшей мере пермского возраста; первые слагают западную и северо-восточную части блока, вторые выполняют Такелийскую, Токмакскую и Тавакскую мульды и подстилаются главным образом гранитоидами.

Такелийская мульда сложена пермскими осадочными породами и эфузивами среднего состава. Токмакская мульда в основном выполнена эфузивами верхнекаменноугольного возраста кислого и среднего состава. Наконец, Тавакская мульда сложена преимущественно верхнекаменноугольными и в меньшей мере пермскими эфузивами кислого состава.

В пределах Центрального блока необычайно широко распространены малые интрузии и дайки. Они концентрируются вдоль разломов глубокого заложения как ограничивающих блок, так и развитых внутри него. Дайки образуют пояса регионального распространения северо-восточного простирания; наиболее крупными из них являются Джеркамарский, Канимансурский, Такелийский и Токмакский (Абдуллаев, 1957). В северо-восточной части района чаще развиты дайки кислого и субщелочного состава, а в западной — основного состава. Характерно полное отсутствие в пределах этого блока субвулканических интрузий. Жерловые фации эфузивов развиты в основном по периферическим частям мульд, вдоль тектонически ослабленных зон.

Долгоживущие разломы глубокого заложения, ограничивающие Центральный блок с севера и юга, выражены многочисленными параллельными, реже секущими (по отношению к простиранию разломов) зонами раздробленных пород, множеством тел малых интрузий и даек, изменением пород (нередко высокотемпературным — скарнирование, турмалинизация и т. д.), а также многочисленными жильными гидротермальными проявлениями, часто имеющими промышленное значение. Ширина зон от 1 до 5 км. По простиранию они прослеживаются на 120—150 км.

В западной части Центрального блока глубинные разломы обычно разделяются на ряд ветвей широтного и северо-западного направлений, параллельных контурам этой части Кураминской зоны. Разломы северо-восточного простирания, обычно внутриблоковые, занимают секущее положение по отношению к вытянутости блоков и наложенным мульдам.

Гидротермами в пределах Центрального блока образованы свинцово-цинковые и магнетитовые месторождения, приуроченные к зонам разломов глубокого заложения, ограничивающих блок. Они сформированы на участках, где к разломам примыкают известняковые отложения, подвергнутые скарнированию. Свинцово-цинковые и серебряные месторождения образуют пояс, пересекающий весь Центральный блок в северо-восточном направлении.

В юго-западной части блока месторождения залегают среди известняков верхнего девона — нижнего карбона и в грубообломочных осадках пермского возраста, в центральной части — среди гранодиоритов среднекаменноугольного и, наконец, в северо-восточной части блока — в кислых эфузивах верхнекаменноугольного возраста. Следует отметить, что здесь же наблюдается и флюоритовая минерализация. Медно-висмутовые месторождения

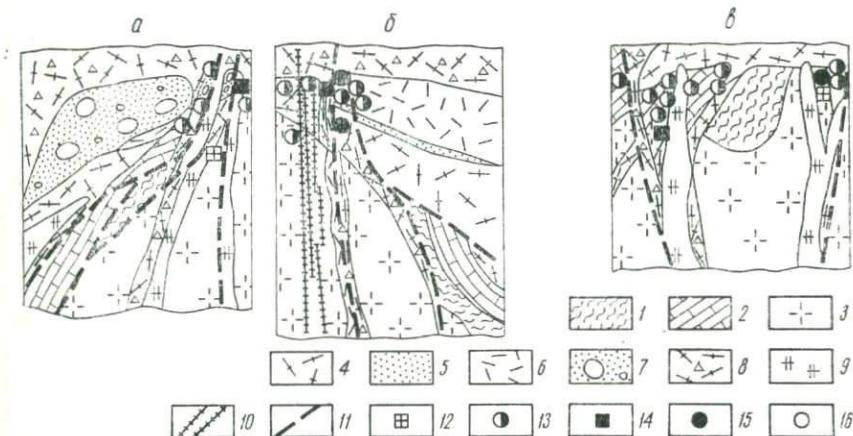


Рис. 4. Положение эндогенных рудных месторождений Карамазара в типовых разрезах

a — в краевых частях пермских мульд; *b* — в краевых частях верхнекарбоновых мульд; *c* — в зонах разломов глубокого заложения

1 — песчано-сланцевые отложения силура; 2 — известняки верхнего девона — нижнего карбона; 3 — гранитоиды среднего карбона; 4 — эфузивы акчинской свиты (C_3); 5 — осадочные образования сарысюнской свиты (C_3); 6 — эфузивы оясяйской свиты (C_3); 7 — осадочные образования шурбасайской свиты (P_1); 8 — эфузивы кизылнуринской свиты (P_2); 9 — гипабиссальные интрузии верхнепалеозойские; 10 — дайки регионального распространения; 11 — разломы. Месторождения: 12 — вольфрамовые; 13 — свинцово-цинковые; 14 — железорудные; 15 — медно-висмутовые; 16 — медные

располагаются по восточному обрамлению Тавакской мульды в зонах Окурдаванского и Баштавакского разломов. В юго-западной части блока по периферии мульды проявляется свинцово-цинковое и мышьяковое оруденение.

Характерным для всех месторождений является наличие среди вмещающих пород горизонта, как бы экранирующего оруденение. При этом в различных участках роль такого экрана выполняют разновозрастные эфузивно-осадочные отложения. В западной части блока это подошва нижнепермских отложений, в центральной и восточной частях — эфузивы кизылнуринской свиты и, наконец, в зонах глубинных разломов — подошва верхнекаменноугольных отложений (рис. 4). Большое значение в распределении оруденения имеют внутриблоковые разломы преимущественно северо-восточного простирания, размещение малых интрузий,

даек и жерловых фаций эфузивов главным образом кислого состава; а также расположение краевых, наиболее подвижных частей наложенных мульд.

Южный блок

Этот блок ограничен с севера Окурдаванским глубинным разломом. Основными геологическими особенностями блока являются широкое развитие пермских вулканогенных образований и проявление наиболее молодых интрузивных пород пермского возраста — кварцевых порфиров, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, монцонит-порфиров и диорит-порфиров. В пределах блока развиты разломы северо-восточного и других направлений, связанные с вулканической деятельностью; они располагаются концентрически и радиально относительно центров извержения. Концентрические разрывы обычно падают к центру вулканических аппаратов и часто залечены наиболее поздними продуктами магматического расплава.

В Южном блоке выделяются две мульды — Такелийская и Самгарская, — выполненные пермскими эфузивно-осадочными отложениями и субвулканическими интрузиями. Они располагаются в восточной и западной частях блока (см. рис. 2), в то время как в центральной его части развиты интрузивные образования среднего карбона и эфузивы верхнего карбона, а также неогеновые и четвертичные отложения большой мощности (Мирзабатская и Дальверзинская депрессии).

Отмеченные особенности геологического развития, выразившиеся в интенсивном проявлении пермского вулканизма, наложили отпечаток на развитие гидротермального процесса, для которого характерно проявление ранних стадий минералообразования. В средних частях блока развито вольфрам-молибденовое и магнетитовое оруденение. В зонах же глубинных разломов, ограничивающих блок, образовались скарны с магнетитовым и свинцово-цинковым оруденением. Так, в Окурдаванском разломе отмечаются магнетитовая, вольфрамовая, висмутовая и свинцово-цинковая минерализации.

Основные факторы локализации оруденения

В размещении оруденения особенно важную роль играют разрывные нарушения. Крупные разломы, разделяющие блоки, насыщены высокотемпературными скарновыми образованиями. В других местах скарны не встречаются вообще. Внутри блоков гидротермальное оруденение также отчетливо контролируется разрывными нарушениями. В Центральном блоке свинцово-цинковое и серебряное оруденение тяготеет к разломам северо-восточного простирания. Разломы, ограничивающие наложенные мульды и разрывные нарушения, связанные с вулканической деятельностью,

также контролируют размещение месторождений свинца, цинка, меди и других металлов (Такели, Гудас, Чокадамбулак, Чукурджилга, Джеркамар и др.). В этих случаях совмещаются по крайней мере два фактора, благоприятных для локализации оруденения: наличие разломов и крайняя неоднородность вмещающих пород в краевых частях мульд. Золоторудные месторождения концентрируются исключительно в краевых частях древних поднятий. Магнетитовые месторождения приурочены к зонам глубинных разломов.

Влияние магматического фактора на размещение оруденения в Карамазаре выяснено еще недостаточно. Однако на месторождениях или в непосредственной близости от них обнажаются массивы кислых либо субщелочных интрузий и дайки различного состава наиболее позднего пермского возраста. Кроме пространственной связи и близости по времени образования, наблюдаются некоторые признаки родства поздних интрузий и гидротермального оруденения и прежде всего обогащение последних порций магмы рудными компонентами (Сморчков, 1960). Размещение минеральных комплексов различных стадий минерализации зависит от ряда факторов. Так, для локализации скарново-магнетитовых и скарново-галенит-сфалеритовых комплексов наиболее важными являются литологические факторы. Практически все месторождения этого типа залегают в известняках и доломитах верхнего девона — нижнего карбона и на контакте их с гранитоидами.

Карбонатные породы в Карамазаре обнажаются в пределах тектонических блоков, ограниченных разломами близширотного и северо-западного простираций. Таких разломов шесть. Три из них близширотного простирания — Окурдаванский, Мирзарабатский и Алтынтопканский — и три северо-западного — северная ветвь Окурдаванского, Рудный пояс Моголтау и Алмалыкский. Таким образом, в размещении оруденения, связанного со скарнами, структурный фактор имеет такое же большое значение, как и литологический. Разрывные нарушения широтного простирания контролируют размещение наиболее поздних малых интрузий, вокруг которых часто образуются скарновые зоны.

Учитывая отмеченные выше закономерности, следует считать перспективным для постановки глубинных поисков на свинцово-цинковое оруденение два района (рис. 5):

1) низовья р. Уткемсу в Мирзарабатской депрессии, где под ма-ломощным чехлом четвертичных образований несомненно имеется продолжение Окуртауской гряды известняков, которое пересекается Канджольским и Бирюзовым разломами;

2) продолжения к западу Чалатинской и к северу Курусайской известняковых гряд, перекрытых четвертичными отложениями. Скважина близ устья Сардобская встретила эти известняки, скарны и связанные с ними руды.

Большинство медно-висмутовых, свинцово-цинковых, серебро-цинковых и других жильных гидротермальных месторождений, об-

разованных в более поздние стадии минерализации, располагаются на участках искривления разломов северо-восточного и широтного простираний в местах интенсивного развития оперяющих нарушений. Важным элементом структурного контроля являются также дайки, малые интрузии и жерла древних вулканов, приуроченные

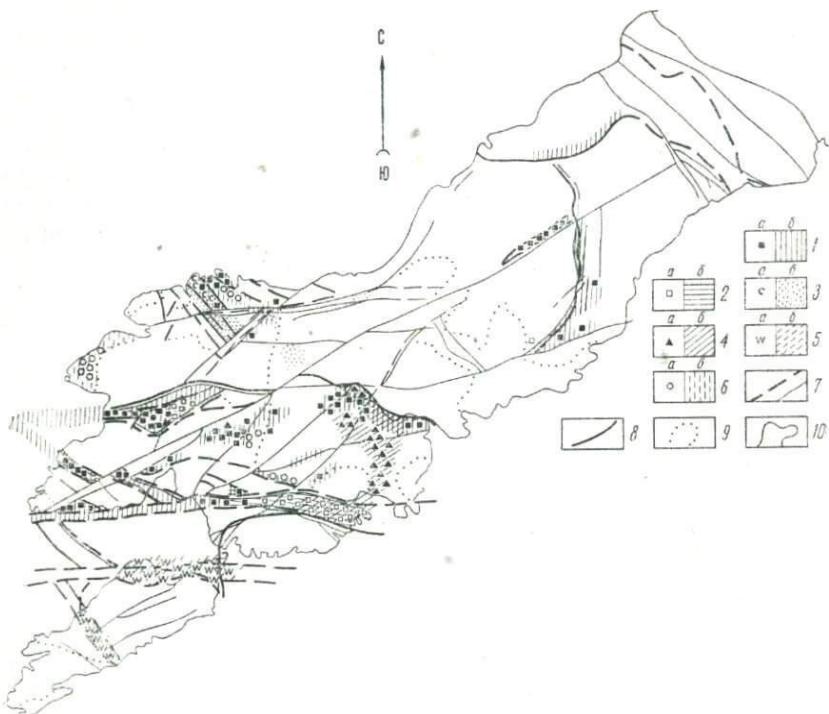


Рис. 5. Схема размещения оруденения в Карамазаре

Оруденение (а — известные месторождения и рудопроявления, б — перспективные площади): 1 — свинцово-цинковое; 2 — железное; 3 — медное; 4 — медно-висмутовое; 5 — молибден-вольфрамовое; 6 — золотое; 7 — разломы; 8 — тектонический контакт мульд; 9 — стратиграфический контакт мульд; 10 — граница выходов палеозойских образований

к разрывным нарушениям и создающие механически неоднородную среду, благоприятную для трещинообразования. Литологический контроль оруденения на этих месторождениях выражается в преимущественной приуроченности их к более кислым разностям пород различного возраста. Магматический контроль проявляется в пространственной связи месторождений с наиболее поздними кислыми и субщелочными интрузивами. Глубина эрозионного среза на площадях с установленным гидротермальным оруденением колеблется от 500 до 2000 м (Кушнарев, 1961).

Медно-висмуто-мышьяковое оруденение развивается в пределах узкой полосы северо-восточного простирания. При этом от месторождения Такели до верховьев р. Уткемсу развита преимущественно арсенопиритовая минерализация, а медно-висмутовая распространена к востоку от Тавакского плато. Рассматривая всю эту полосу как единую рудную зону, перекрытую на Тавакском плато, и учитывая глубину эрозионного среза, можно сделать вывод, что с глубиной медно-висмутовая минерализация сменяется медно-арсенопиритовой. Изложенные факторы в их совокупности, а также очень небольшой вертикальный размах висмутового оруденения позволяют предполагать, что наиболее перспективной для медно-висмутового оруденения является слабо эродированная полоса около Тавакского плато. Здесь проходит ряд дизъюнктивных нарушений северо-восточного простирания; имеются также экструзивные тела и многочисленные штоки кварцевых порфиров, вероятно, кизылнуринского возраста.

Свинцово-цинковое оруденение поздних стадий минерализации образует рудные концентрации в полосе, охватывающей краевую часть Тавакской брахисинклинали и крылья Самгарской и Такелийской брахисинклиналей в местах пересечения их разломами северо-восточного или субширотного простираций. Перспективными площадями для развития этой минерализации являются: 1) участок сочленения Тарыэканского и Бирюзового разломов; 2) участок к югу и западу от Такели, находящийся на продолжении Железного и Бирюзового разломов, а также Рудного пояса Моголтау, перекрытые чехлом четвертичных отложений мощностью до 200 м. Некоторые другие перспективные площади показаны на рис. 5.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Западный Карамазар составляют юго-западная оконечность Кураминского хребта и горы Моголтау. Северная его граница проходит от урочища Умбетты в горном массиве Калканата в юго-восточном направлении до перевала Шайтдаван на водораздельной части главного хребта, где захватывает гору Акташкан и поворачивает на юг, в направлении Канташской гряды; далее она вновь отклоняется к юго-востоку, протягивается вдоль северо-восточной окраины этой гряды и по оси хр. Кызылчеку до русла Карамазар-сая в месте его выхода в предгорную равнину. На юго-западе в пределы района входит обособленный горный массив Моголтау. Южные и западные границы района определяются контурами распространения четвертичных отложений Дальверзинской степи и долины р. Сырдарья.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

Рудные богатства Карамазара разрабатывались еще в VIII—XI вв. н. э. Многочисленные древние выработки на всех месторождениях района свидетельствуют о широком развитии горного промысла. Позднее вследствие ряда историко-экономических причин разработка их прекратилась и не возобновлялась до нашего времени.

Первые опубликованные сведения о рудоносности Карамазара относятся к 1885 г., когда Г. Д. Романовским было открыто Канская месторождение. Однако освоение района до Великой Октябрьской социалистической революции ограничивалось редкими рекогносцировочными маршрутами и частнопредпринимательской кустарной добычей медных руд. Так, горнопромышленником П. С. Назаровым в 1908—1916 гг. велась добыча меди на месторождении Туранглы. Ряд других месторождений меди и свинца был зарегистрирован инженером В. Н. Томилиным (1912). В каталоге рудных месторождений А. Андреева (1912 г.) указывалось как на возможный объект добычи меди наряду с другими месторождение в низовьях Сараймарданской, по-видимому, Такели.

Изучение и освоение района после 1917 г. подразделяется на четыре периода, тесно связанные с этапами развития народного хо-

зяйства страны: восстановления и реконструкции после гражданской войны, первых пятилеток, Великой Отечественной войны и послевоенным.

Систематическое изучение района начинается в 1925—1927 гг. исследованиями С. Ф. Машковцева (1935_{1, 2}), приступившего к составлению геологической карты десятиверстного масштаба, и Б. Н. Наследова, организовавшего первые геологоразведочные работы на Кансайском и других участках, а также широкое поисковое и ревизионно-оценочное обследование всей территории Карамазара и хр. Моголтау. Результатом этих работ, в которых принимали участие Д. И. Щербаков, А. Ф. Соседко, А. В. Королев, В. Э. Поярков, Б. К. Брешенков, Г. Г. Гудалин, К. Л. Пожарицкий и другие, было открытие большинства известных сейчас месторождений и рудопроявлений свинца, цинка, железа, меди, висмута, редких элементов.

В начале следующего этапа изучения Карамазара, охватывающего период с 1927 по 1941 г., шла упорная борьба коллектива геологов-разведчиков за увеличение количества перспективных рудных объектов. В научном и геолого-экономическом плане это была борьба за признание металлических возможностей Средней Азии, создание здесь сырьевой базы горнодобывающей промышленности. Наиболее острое выражение она получила на первом Карамазарском съезде по цветным и редким металлам, проходившем в г. Ходженте (Ленинабад) в конце 1931 г. (Материалы..., 1933).

В разведку были вовлечены новые группы месторождений и уже в 1931 г. три из них — полиметаллические Кансай и Южная Дарбаза, мышьяковое Такели — передаются промышленности. В этот период основные работы сосредоточены в пределах Кансайского (И. В. Дюгаев, В. А. Невский, А. М. Даминова и др.) и Такелийского (Г. Г. Гудалин, Ф. И. Вольфсон, М. П. Морозов и др.) рудных полей. Несколько позднее начинается изучение месторождений Курусайской группы (А. А. Данильянц, М. Д. Капитонов и др.) и Алтынтопкана (И. В. Дюгаев, А. М. Даминова и др.). Разведка сопровождается составлением детальных геологических карт рудных участков, изучением стратиграфии (Н. Ф. Безобразова, Н. П. Васильковский), петрографии (Дюгаев, 1935₄; Радкевич, 1936; Островский, 1936) района, минералогии отдельных месторождений (Смольянинов и др., 1935; Радугина и Розина, 1935; Арапов, 1936; Королева, 1941). Материалы этого периода изучения Карамазара были освещены в ряде обобщающих статей и монографий (Наследов, 1935₁₋₃; Крейтер, 1935; Брешенков, 1935; Вольфсон, 1936).

К концу периода число разведенных и подготовленных к эксплуатации месторождений резко возросло, вступил в строй ряд новых рудников, в том числе Курусайский. Начали проводить систематические крупномасштабные геологические съемки западной части района, в процессе которых были получены данные по стратиграфии, тектонике, магматизму и рудоносности, открыты скарново-полиметаллические месторождения Чалата, Джангалык и др.

(Карпова, 1944). Аналогичные работы проводились М. М. Юдичевым и М. Л. Лурье в юго-восточной части района (Юдичев, 1941).

С началом Великой Отечественной войны общее направление работ по изучению Карамазара изменилось. Условия военной экономики потребовали с середины 1941 г. немедленного и резкого увеличения производства минерального сырья. Последнее достигалось прежде всего за счет расширения перспектив уже освоенных рудных площадей, доразведки и выявления новых месторождений близ действующих рудников. Под руководством Ф. И. Вольфсона (1951) в Курусай-Джангальском (Е. П. Сонюшкин, Н. А. Щербакова), Такелийском (И. П. Мищенко, Ф. В. Козлов, В. Ф. Воробьева) и Кансайском (Н. С. Горшков, В. Ф. Черненко и др.) рудных полях проводились детальные геологические съемки, структурный анализ и разведка месторождений. Такие же работы осуществлялись В. А. Терентьевым и Н. А. Якушевым в Алтынтопканском и А. К. Поляковым, И. Х. Хамрабаевым и Д. Д. Мотиным в Чорухдайронском рудных полях. Одновременно крупномасштабными геологическими съемкой и поисками (Е. Д. Карпова, П. Н. Соколов) была охвачена южная часть Западного Карамазара и горы Моголтау. Результатом осуществления этого комплекса работ было резкое увеличение перспектив месторождений, рост разведенных запасов, обеспечивших бесперебойную работу рудников в течение всего периода Отечественной войны.

После 1945 г. интенсивные геологоразведочные работы были возобновлены под руководством В. А. Терентьева на месторождении Алтынтопкан. К 1950 г. оно было подготовлено для передачи промышленности. К этому времени вновь встал вопрос о расширении минеральносырьевой базы других горнопромышленных предприятий. Эту задачу был призван решить организованный трестом «Средазцветметразведка» новый комплекс геологоразведочных, поисково-оценочных работ и тематических геологопрогнозных исследований. Работы по перспективно-прогнозной оценке Западного Карамазара, проводившиеся под руководством А. В. Королева, П. А. Шехтмана и Н. В. Нечелюстова, включали систематическое детальное картирование района и отдельных месторождений (Ю. С. Шихин, Е. Н. Ищенко, Ж. Н. Кузнецов, В. А. Арапов, В. А. Королев и др.), изучение стратиграфии (О. И. Сергунькова), петрографии (Н. Н. Попова, Н. Н. Королева), минералогии (М. И. Моисеева, З. А. Протодьяконова, В. К. Мельниченко, М. Р. Еникеев, С. И. Лебедева) и условий размещения рудных месторождений (И. М. Уразаев, С. Х. Ходжаев, Э. М. Алиев и др.).

Эти исследования позволили уточнить геологические закономерности размещения оруденения в районе, открыть ряд новых месторождений (Туранглы — полиметаллическое, Тутлы, Орлинская горка, Перевальное), произвести переоценку некоторых ранее известных месторождений (Учочак, Ташгезе, Сардоб) и выдвинуть их под разведку. Были возобновлены геологоразведочные работы

в Курусай-Джангалыкском, Такелийском (Н. И. Крылов, В. А. Тарасов), Кансайском (Ю. А. Дьяков, В. Н. Петров, В. М. Турлычекин) рудных полях и на месторождениях гор Моголтау (А. А. Сескутов, Н. Г. Сескутова, З. И. Тихомолова). Расширялось изучение месторождений Алтынтопканского рудного поля (В. А. Терентьев, Е. Я. Сушенцова, В. А. Королев, А. В. Степаненко, А. Б. Дзайнуков). В больших объемах проводились геофизические (А. А. Фельдман, А. Н. Балашов, А. М. Поляковский, С. Н. Аспангельдин и др.) и гидрогеологические исследования (О. Х. Шахбазиди, А. Г. Амеллин и др.).

Часть рудных объектов Западного Карамазара разведывалась партиями Таджикского и Узбекского геологических управлений (работы С. Б. Эргашева на месторождениях Северный Джангалык и Канджол, К. Б. Шулятникова, В. А. Воронича и Г. А. Осиповой на месторождениях Чалата и Ташбулак).

Большой размах приобрели общегеологические и специальные исследования академических институтов СССР и УзССР. Завершенная к этому времени многолетняя работа Н. П. Васильковского (1952) по стратиграфии и магматизму юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня явилась новой основой для решения вопросов геологии и рудоносности района. Группой сотрудников ИГЕМ АН СССР под руководством Ф. И. Вольфсона и Л. И. Лукина (В. Ф. Чернышев, Е. П. Сонюшкин, Е. М. Некрасов, В. В. Кристальный и др.) продолжалось систематическое изучение структурных условий размещения месторождений; В. А. Жариковым проводились исследования метасоматических явлений на полиметаллических месторождениях; было начато изучение физических свойств пород как среды рудообразования (Ю. А. Розанов, Б. П. Беликов, И. П. Тимченко, С. В. Николаев); группой И. П. Кушнарева (В. Н. Левин, В. Б. Мещерякова и др.) собирался материал для сводки по стратиграфии, магматизму и тектонике района. От ИМГРЭ АН СССР изучение минералогии редких и рассеянных элементов проводили Н. В. Нечелюстов, Н. Н. Попова и Э. Ф. Минцер. В 1954—1957 гг. Западный Карамазар являлся одним из объектов работ по изучению магматизма и металлогенеза Чаткало-Кураминского региона, проводившихся под руководством Х. М. Абдуллаева (Т. М. Мацокина, Ф. Ш. Раджабов, И. М. Мирходжаев, В. А. Воронич, А. А. Малахов, О. П. Горьковой и др.).

В 1957 г. все работы производственных организаций были объединены в системе Таджикского геологического управления. С этого времени основной комплекс геологопрогнозных исследований сосредоточивается в Карамазарской тематической экспедиции, где под руководством Ю. С. Шихина и В. А. Королева проводятся детальные геологические съемки района (Ж. Н. Кузнецов, В. Н. Байков, В. В. Михайлов, Л. А. Хусанбаев, Л. Н. Лисогор), продолжается изучение стратиграфии (А. А. Починок, М. Е. Запротометов, В. В. Акимов), тектоники (Э. П. Рыжов, Вяч. А. Тарасов), магматизма (Е. Н. Ищенко, Ж. Н. Кузнецов, В. Н. Байков), минерало-

гии (Н. Н. Королева, О. И. Миланич, А. И. Серебрицкий, Е. А. Котенева, В. М. Мясников) и условий размещения месторождений (Э. П. Рыжов, М. Д. Котенев, В. П. Матяш).

К 1960—1962 гг. заканчивается разведка Курусай-Джангалыкского, Тутлинского, Такелийского и Кансайского рудных полей, Алтынтопканской группы месторождений и несколько позже Канджольского рудного поля (Вяч. А. Тарасов, В. М. Турлычkin); в разведку вновь вовлекается Чокадамбулакское железорудное месторождение (А. М. Бакланов, Б. В. Мамонтов, Г. А. Филев), проводится изучение золоторудного месторождения (Э. П. Рыжов, А. В. Степаненко).

Из числа обобщающих работ, выполненных в этот период, следует отметить исследования Е. Г. Краснова и А. В. Карпова по составлению сводного листа среднемасштабной геологической карты Западного Карамазара и гор Моголтау.

В результате многолетней разведки месторождений, проведения широких геологосъемочных и тематических исследований накопился значительный объем новых геологических данных для оценки перспектив рудоносности района. Большие и ценные материалы были получены также сотрудниками рудничной геологической службы (В. М. Прохоров, И. И. Самодуров, И. И. Мамохин, Ю. И. Гордиенко, Ф. П. Дылевский, В. С. Полотов, В. М. Бабенко, Ю. П. Рокотов и др.).

С 1963 г. начато обобщение материалов по стратиграфии, тектонике, магматизму и рудоносности с целью составления геологопрогнозной карты для Карамазара в целом. Эта большая и сложная работа, в значительной степени базирующаяся на материалах по Западному Карамазару, рассчитана на ряд лет и еще не закончена. В основу настоящего очерка положены ее первые, предварительные выводы; не исключено, что некоторые из них могут быть в дальнейшем пересмотрены и уточнены.

СТРАТИГРАФИЯ *Нижний палеозой*

Толща метаморфизованных песчано-сланцевых отложений ордовика — силура

Метаморфизованные сланцы и песчаники общей мощностью около 4000 м слагают несколько изолированных полей — фрагментов каледонских структур (см. приложение). Наиболее крупные из них известны в юго-западной части гор Моголтау и на северных склонах Кураминского хребта, в бассейне р. Сардоб. Единая схема стратиграфического расчленения этих отложений отсутствует. Существующие схемы базируются на литологических признаках, имеют местное значение и не сопоставимы между собой.

В пределах гор Моголтау, по данным Е. Д. Карповой (1959), в разрезе отложений ордовика — силура снизу вверх выделяются:

1) ороговиковые песчаники и сланцы; 2) пятнистые роговики; 3) мелкозернистые кварцевые песчаники с прослойками филлитовидных сланцев; 4) филлитовидные сланцы с горизонтами кварцевых песчаников. Суммарная мощность разреза около 1300 м.

В бассейне р. Сардоб, по В. А. Королеву, Ж. Н. Кузнецовой и другим, выделяется до пяти пачек: 1) переслаивание метаморфизованных сланцев, алевролитов, песчаников; 2) среднезернистые песчаники с прослойками алевролитов; 3) тонкослоистые кварц-хлорит-серцитовые сланцы с редкими прослойками алевролитов; 4) темно-серые и зеленовато-серые песчаники с прослойками гравелитобрекчий; 5) сланцы, алевролиты с редкими прослойками песчаников. Общая мощность песчано-сланцевой толщи на этом участке до 3900 м.

Сравнительно небольшой выход песчано-сланцевых отложений, условно отнесенных к ордовику — силуру (Вольфсон, 1951), известен в районе восточного замыкания Мирзарабадской депрессии, севернее участка Янгикан.

О. И. Сергуньковой из коллекций Б. Н. Наследова в горах Моголтау были определены *Ogygites* sp., *Receptaculites* sp. и др. На северных склонах Кураминского хребта близ участка Ташбулак Б. И. Сигаловым собрана фауна граптолитов — *Climacograptus* sp. и *Diplograptus* sp. (определения О. Н. Халецкой). Этот комплекс в целом характеризует ордовикский возраст отложений. Сопоставление разрезов с районом Сумсара свидетельствует о возможности присутствия в составе песчано-сланцевой толщи и более молодых силурийских отложений, вследствие чего большинство исследователей Карамазара склонно определять ее возраст как ордовик — силур.

Толща метаморфизованных эффузивов нижнего девона

Эти отложения слагают небольшие участки в юго-западной части гор Моголтау, в хр. Калканата и в бассейнах р. Каракия и Туранглысая. В Моголтау Б. Н. Наследовым они были выделены под названием агаджальской свиты. В нижней части свита сложена главным образом эффузивами среднего состава (андезиты и плагиоклазовые порфиры), которые вверх по разрезу сменяются несколько более кислыми разностями (до дацитовых порфиров). Общая мощность нижнедевонских отложений 1100 м.

На северных склонах Кураминского хребта, по последним данным авторов, отложения нижнего девона подразделяются на две свиты, отличающиеся по составу пород и разделенные между собой небольшим угловым несогласием. Нижняя, катрангинская свита залегает в верхнем течении р. Каракия. В основании ее прослеживается пачка туфов, кластолов и лав андезитового и андезито-дацитового состава; вверх по разрезу она сменяется пачкой туфогенно-осадочных пород — туфопесчаников, полимиктовых песчаников, алевролитов и сланцев. Мощность свиты около 600 м.

Верхняя, калканатинская свита мощностью 900 м развита преимущественно в горах Калканата. Она сложена последовательно сменяющимися в разрезе кластолавами, лавами, туфобрекчиями и туфами кварцевых порфиров, липаритов и липарито-дацитов.

Нижнедевонский возраст толщи определяется по аналогии с районом Сумсара, где она несогласно налегает на фаунистически охарактеризованные отложения силура и также несогласно перекрывается отложениями среднего девона.

Средний палеозой

Отложения этого возраста представляют собой единый, лишенный внутренних перерывов комплекс преимущественно карбонатных пород, который формировался начиная с эйфельского и кончая намюрским веком. Схема его стратиграфического расчленения разработана О. И. Сергуньковой (1959₁) и в последнее время уточнена авторами (рис. 6). Карбонатные отложения среднего палеозоя сравнительно широко распространены в Западном Карамазаре (см. приложение), где слагают несколько гряд, обнажающихся в крыльях крупных антиклинальных поднятий (горы Моголтау, Калканата, гряды Барактынтау — Такели, Курусай — Окуртау, Алтынтопканская, Канташ — Джамансай и др.).

Метаморфизованная терригенная толща среднего девона

Эйфельский ярус. Условно к этому ярусу отнесена толща конгломератов и аркозовых песчаников (машрапская свита, по Б. Н. Наследову) в центральной части гор Моголтау, подстилающая фаунистически охарактеризованные отложения живетского яруса. Эта толща залегает с крупным несогласием на песчано-сланцевых отложениях ордовика — силура, эффузивах нижнего девона и представляет собой продукты их размыва и переотложения. Эйфельскими являются также метаморфизованные песчаники, развитые в бассейне Туранглысая и занимающие аналогичное положение в разрезе. Мощность эйфельских отложений около 400—450 м.

Карбонатная толща среднего девона — нижнего карбона

Живетский ярус. Живетские отложения вместе с эйфельскими ложатся трангрессивно на все более древние образования. Характер их разреза и мощности в различных частях района неодинаковы. На юго-западе (горы Моголтау и Барактынтау) они представлены осадками открытого морского бассейна, которые на северо-восток, в направлении трангрессии девонского моря, последовательно сменяются лагунными и субконтинентальными фациями (Алтынтопканская гряда, горы Калканата). Рассмотрим для сравнения два наиболее характерных разреза животского яруса.

В горах Барактынтау выделяются три горизонта: строматопоровый мощностью 295 м, с ритмичным переслаиванием доломитов и известняков с дегритом брахиопод и строматопор; гастроподовый мощностью 230 м, сложенный глинистыми и песчанистыми известняками с фауной гастропод, брахиопод и мшанок, сменяющихся в верхней части доломитами; стрингоцефаловый мощностью 230 м, представленный глинистыми и доломитовыми известняками и доломитами с фауной. Общая мощность животских отложений около 750 м.

В горах Калканата разрез яруса начинается пачкой конгломератов мощностью 10—60 м, сменяющейся вверх ритмично построенной толщей песчаников, алевролитов и сланцев, реже известняков. В последних собрана животская фауна — *Stringocephalus burtini* Defr.

На остальных участках района животские отложения либо выпадают из разреза, либо представлены маломощными (не более 10—20 м) горизонтами песчаников или конгломератов.

Возраст описываемых отложений определяется присутствием типичных животских форм, а также перекрыванием их отложениями со смешанной фауной животского и франского ярусов.

Франский ярус. Отложения яруса также представлены трансгрессивными фациями. Изменения их состава и мощности в различных частях района свидетельствуют о продолжавшемся в это время продвижении морского бассейна в северо-восточном направлении, что ясно видно при сравнении трех характерных разрезов.

В горах Барактынтау разрез имеет двучленное строение: нижний, атриповый горизонт мощностью 340 м сложен (снизу вверх) песчаними доломитами, переслаиванием мергелей и глинистых известняков с фауной брахиопод, тонкослоистыми комковатыми доломитами и, наконец, глинистыми известняками с фауной брахиопод, амфибор и строматопор; верхний, тамнопоровый горизонт мощностью 220 м представлен в нижней части средне- и тонкослоистыми доломитами, в верхней — песчанистыми и глинистыми доломитами с фауной амфибор и тамнопор.

В южной части гор Калканата в разрезе выделяются те же два горизонта. Атриповый горизонт выражен (снизу вверх): переслаиванием песчаников, доломитов, известняков и сланцев; среднеслоистыми доломитами с прослойями мергелей и песчаников; среднеслоистыми, дегритусовыми и известняковыми доломитами, углистыми известняками и песчаниками; комковатыми известняками с фауной брахиопод и строматопор. Мощность его 330 м. Тамнопоровый горизонт в нижней части сложен доломитами с фауной тамнопор и строматопор, в верхней — переслаиванием мергелей и глинистых доломитов. Мощность горизонта 70 м.

На северо-востоке гор Калканата (Тагансай) весь разрез франского яруса представлен субконтинентальными фациями: в нижней части (атриповый горизонт) залегают песчаники с карбонатным

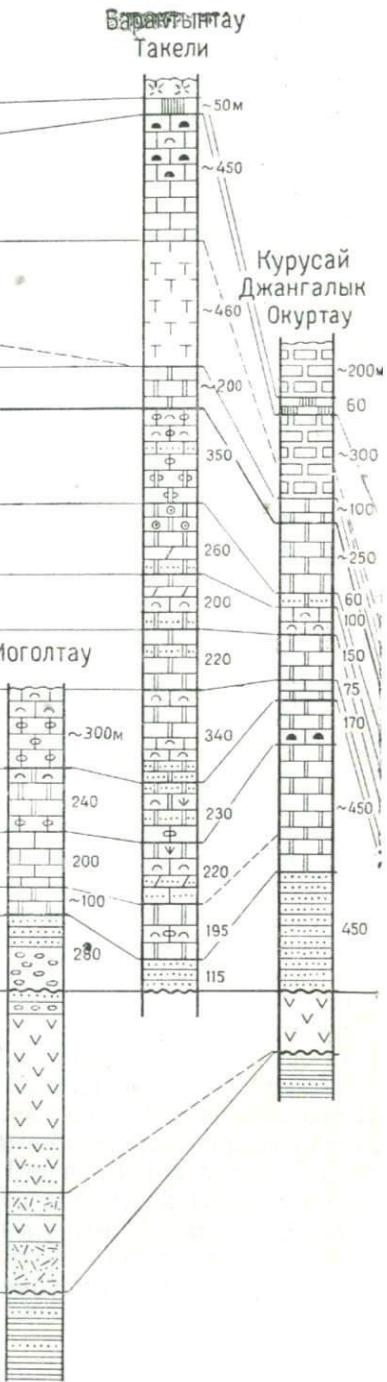
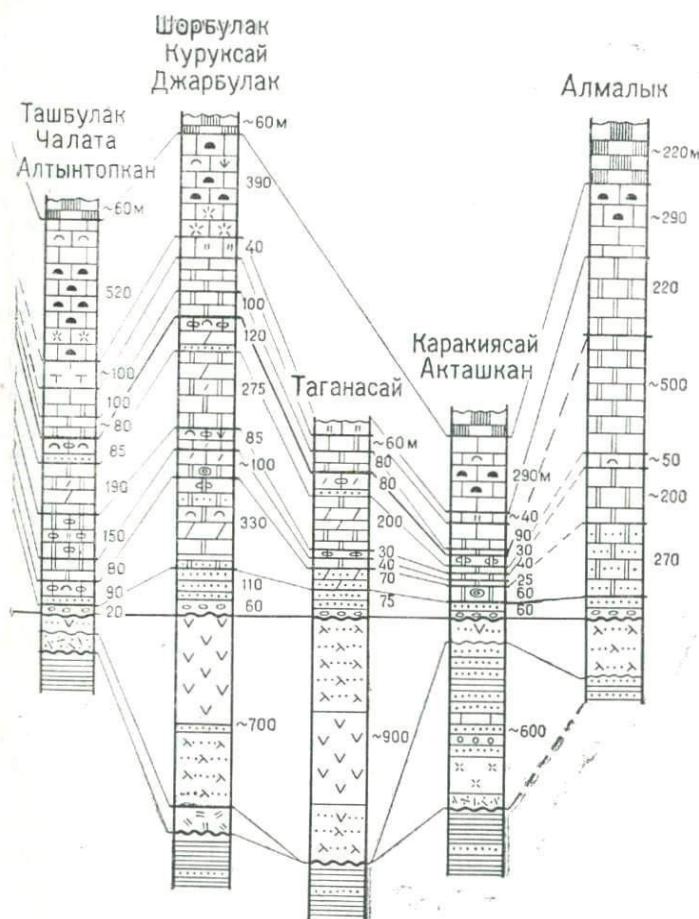
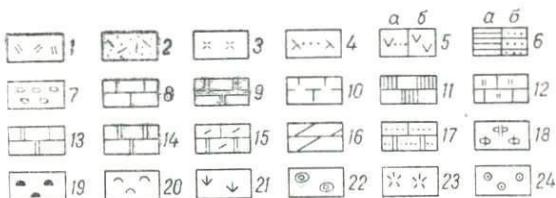


Рис. 6. Схема литолого-стратиграфического расчленения осадочных и вулканогенных отложений среднего палеозоя Западного Карамазара

1 — базальты и андезито-базальты; 2 — андезиты и их туфы; 3 — андезито-дациты; 4 — туфы дацитов и липарито-дацитов; 5 — кварцевые порфирь (а) и их туфы (б); 6 — сланцы (а), песчаники (б); 7 — конгломераты; 8 — известняки; 9 — мраморы; 10 — неслоистые известняки; 11 — кремнистые сланцы, известняки; 12 — доломитистые известняки; 13 — известкови-



стые доломиты; 14 — доломиты; 15 — глинистые известняки и доломиты; 16 — мергели; 17 — песчанистые известняки и доломиты; 18 — комковатые текстуры карбонатных пород; 19 — кремнистые стяжения; 20 — дегритус брахиопод; 21 — кораллы, амфиборы, тамнпоры; 22 — строматопоры; 23 — криноиды; 24 — водоросли

цементом, в верхней (тамнопоровый горизонт) — доломиты. Суммарная мощность яруса здесь не превышает 140 м. Такой же характер имеет и разрез горы Акташкан — крайнего северо-восточного пункта района.

В нижней части описываемых отложений собран комплекс фауны, в котором наряду с типичными животскими (*Atripa reticularis* Z i p. и др.) встречаются в большом количестве формы, характерные для франских отложений (*Scolipora denticulata* Milne-EEdwards et Haine и др.). Такой смешанный характер органических остатков указывает на принадлежность этой части разреза к низам франского яруса. В верхней его части животские формы исчезают и комплекс, не считая сквозных видов, целиком состоит из франских.

Фаменский ярус. В разрезе фаменских отложений выделено три горизонта. Так же как и в франских отложениях, здесь наблюдается закономерная смена фаций с юго-запада на северо-восток.

В горах Барактынтау, крайнем юго-западном пункте района, где достоверно установлены фаменские отложения, разрез их следующий. Калькаратусовый горизонт мощностью 210 м сложен переслаиванием доломитовых мергелей, доломитов, известняков и песчанистых известняков; амфиоровый горизонт мощностью 260 м — доломитами и глинистыми доломитами; аквилинусовый горизонт мощностью 270 м — глинистыми известняками, часто с комковатой и «вязевой» текстурой и послойными кремнистыми включениями. Общая мощность фаменских отложений достигает 740 м.

В южной части гор Калканата наблюдается резкое сокращение мощностей и некоторое изменение фациального состава разреза: калькаратусовый горизонт мощностью 85 м представлен преимущественно доломитовыми известняками с комковатой текстурой, часто переполненными детритом брахиопод, тамнопор, гастропод и др.; амфиоровый мощностью 265 м — доломитами, мергелями, глинистыми и песчанистыми доломитами; аквилинусовый горизонт мощностью 120 м — в нижней части песчаниками, аргиллитами, мергелями, песчанистыми известняками, в верхней — глинистыми известняками с комковатой текстурой с редким крупным детритом брахиопод. Общая мощность яруса 470 м.

На крайнем северо-востоке района, на горе Акташкан, весь разрез фаменского яруса представлен пачкой доломитов мощностью 60 м.

В известняках калькаратусового горизонта установлен комплекс фауны брахиопод смешанного типа: наряду с немногочисленными французскими формами — *Cyrtospirifer murchisonianus* (Verg.), *Theodossia anossofi* Verg.— здесь в большом количестве присутствуют фаменские виды — *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *C. calcaratus* (Sow.), поэтому в отличие от схемы О. И. Сергуньковой (Решения..., 1959) граница франского и фаменского ярусов проводится в основании калькаратусового горизонта.

В известняках аквилинусового горизонта собраны типичные верхнефаменские брахиоподы *Cyrtospirifer agulinus* Rom., *Productus (Plicatifera) praelongus* Sow. Первая из этих форм, по мнению Д. В. Наливкина, характерна для переходных слоев от девона к карбону.

Турнейский ярус. В юго-западной части района (горы Барактынтау, известняковая гряда Такели) он подразделяется на четыре горизонта: циртоспириферовый, сложенный среднезернистыми искристыми, средне- и толстослоистыми доломитами (165 м); надискристый — тонкое переслаивание ленточных мелкозернистых доломитов и хемогенных известняков (40 м); массивный (паратурамминовый) — светло-серые криптослоистые известняки (460 м); слоистый (битуминозный) — среднеслоистые битуминозные известняки с палеохориститами (450 м). Общая мощность отложений турнейского яруса 900—1100 м.

На северных участках (Алтынтопканская известняковая гряда, горы Қалканата и др.) циртоспириферовый и надискристый горизонты имеют такой же состав и мощность 80—100 м; массивный горизонт сложен светло-серыми неслоистыми известняками мощностью 50—80 м, а слоистый мощностью 400—520 м — среднеслоистыми темно-серыми битуминозными известняками с редкой фауной брахиопод, кораллов и фораминифер. Общая мощность турнейских отложений в этих разрезах 650—800 м.

Отложения турнейского яруса в нижней части почти не содержат фауны, поэтому граница их с фаменскими проводится в некоторой мере условно, исходя из того, что в подстилающих отложениях аквилинусового горизонта отмечена обильная верхнефаменская фауна и даже формы переходных слоев. В верхней части разреза (массивный горизонт) установлены турнейские виды брахиопод — *Productus kassini* Nal., *Pr. gorskii* Nal. и комплекс фораминифер, среди которых в большом количестве встречаются верхнетурнейские формы — *Endothyra tuberculata* Lip., *E. transita* Lip. и др. (определения С. Д. Ростовцевой).

Визейский ярус. В его составе выделяется два горизонта: кремнистый (коралловый) мощностью до 135 м, сложенный плитчатыми известняками с кремнистыми прослойями, многочисленными одиночными кораллами и кремнистыми сланцами, и криноидный мощностью до 200 м — светлые, часто мраморизованные криноидные известняки, иногда с обломочной, брекчевой текстурой. В кремнистых известняках собраны фораминиферы, среди которых часто встречаются верхневизейские формы *Archaediscus ovooides* Raus., *A. baschkiricus* Kres. и др.

Осадочно-вулканогенная толща нижнего карбона

Намюрский (?) ярус. К нему условно отнесены осадочные и вулканогенные породы, залегающие стратиграфически выше карбонатных отложений среднего девона — нижнего карбона и парал-

лелизуемыи авторами со свитой Уя (Васильковский, 1952). Непрерывный разрез этих отложений в районе отсутствует. Из сопоставления отдельных разрезов видно, что в верхах визейского яруса наблюдается постепенная смена карбонатных осадков кремнистыми (известняковые гряды Такели — Барактынтау, Джангалик, хр. Окуртау) свидетельствующая о постепенном уменьшении глубины морского бассейна и первых проявлениях вулканической деятельности (Страхов, 1960). Выше по разрезу карбонатные отложения постепенно вытесняются кремнистыми сланцами (участки Кошмулла, Янгикан и др.), терригенными и вулканокластическими породами (участки Бегулы, Алмабулак), а последние в свою очередь переходят в типичные вулканогенные образования. Верхняя часть разреза прослеживается на участке Мышиккол, где в небольших выходах наблюдается переслаивание известняков, кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников и туфов андезито-дацитового состава, несогласно перекрываемых эфузивами нижне-среднекарбоновой минбулакской свиты. В прослоях известняков А. Б. Дзайнуковым и Ю. М. Кузичкиной собрана фауна брахиопод, содержащая как визейские (*Spirifer attenuata* Sow., *Reticularia pugilis* Phil.), так и намюрские (*Productus cf. concinus* Sow., *Echinoconchus punctatus* (Mагт.), *Marginifera cf. scheritimensis* Яп. и др.) формы. Некоторые из них являются общими с приведенными Н. П. Васильковским для стратотипа свиты Уя в хр. Каржантау.

Еще более полный разрез этих отложений прослеживается на участке Северный Янгикан. Здесь толща кремнистых сланцев мощностью не менее 150—200 м вверх по разрезу постепенно сменяется песчаниками, алевролитами, а затем туффитами, туфами и лавами преимущественно андезитового состава. Общая мощность разреза более 400 м.

Таким образом, в представлении авторов, вулканогенно-осадочные породы слоев Уя слагают верхнюю часть непрерывного разреза отложений среднего палеозоя и, по-видимому, принадлежат к верхам визейского — низам намюрского ярусов.

Верхний палеозой

Осадочно-вулканогенный комплекс нижнего карбона — нижнего триаса

В основу стратиграфического расчленения верхнепалеозойских отложений Карамазара большинством исследователей положена общая схема Н. П. Васильковского (1952, 1956, 1959), в целом охватывающая более широкий регион. Имеется ряд частных схем стратиграфии Западного, Восточного Карамазара и отдельных его участков, которые плохо сопоставимы между собой и по-разному параллелизуются со схемой Н. П. Васильковского. Предпринимались неоднократные попытки увязать эти стратиграфические мате-

риалы, однако результаты ни одной из них не получили общего признания. Вследствие этого для Карамазара до настоящего времени нет единой схемы параллелизации разрезов верхнепалеозойских отложений.

Причина трудности составления такой схемы заключается в особенностях геологического строения района и самих осадочно-вулканогенных отложений. Последние крайне разнообразны по составу, но не всегда хорошо стратифицированы, обладают сильной и трудноуловимой фациальной изменчивостью, непостоянством мощностей, слабо охарактеризованы органическими остатками и местами интенсивно метаморфизованы. Отдельные части разреза заключены в пределах обособленных, взаимно перемещенных тектонических блоков, где они обнажаются в разных эрозионных срезах, что затрудняет их параллелизацию даже на смежных участках.

Авторы принимают за основу стратиграфического расчленения верхнепалеозойских отложений свиты Н. П. Васильковского с сохранением понимания их как подразделений, отвечающих определенным фазам тектono-магматического процесса. Поэтому обязательным признаком свит является наличие разделяющих их крупных стратиграфических перерывов. Для выявления последних признаки размыва и местных угловых несогласий представляются недостаточными, так как формирование осадочно-вулканогенных отложений происходило в условиях континентального, резко расчлененного рельефа. В общем случае эти перерывы должны выражаться самостоятельными проявлениями складчатой, разрывной тектоники и интрузивной деятельности.

Так же как и Е. Д. Карповой, в качестве первичных элементов стратиграфического расчленения авторами принимаются толщи. Под термином «толща» понимается непрерывная часть комплекса однородных или переслаивающихся осадочных и вулканогенных отложений с общим литолого-петрографическим и химическим составом входящих в нее пород, залегающая в единой геологической позиции, непосредственно прослеживающаяся или увязывающаяся по выходам и не разделенная стратиграфическим несогласием. Таким образом, толща это не только стратиграфическое подразделение, но единое геологическое тело. В результате последующей увязки разрезов толща может составить часть какой-либо свиты или самостоятельную свиту, но заведомо не будет включать в себя разные свиты. Толщи выделяются в пределах геологически обособленных блоков, площадей, разделенных интрузивными массивами, крупными сколами или участками развития мезо-кайнозойских отложений, где непосредственная увязка разрезов затруднительна. Совместный анализ этих данных позволяет выделить единые тектono-магматические фазы и соответствующие им осадочно-вулканогенные свиты.

Толщи как рабочие стратиграфические подразделения очень удобны при сопоставлении разрезов. Исследователь может опери-

ровать этими конкретными объектами — геологическими телами с их собственными названиями, определенным объемом, литолого-петрографической характеристикой и привязанными к ним возрастными соотношениями.

Стратиграфия осадочно-вулканогенных отложений верхнего палеозоя приводится ниже по пяти обособленным площадям, на которых выделяется 30 толщ (см. приложение и рис. 7).

Алтынтопканская площадь

1. Чашлинская толща¹ слагает значительные по площади выходы на участках Мышиккол, Перевальном и Алтынтопкан. На первом из них разрез ее начинается грубообломочными конгломератами, которые выше сменяются средне- и грубозернистыми арковыми песчаниками с тонкими прослоями туфопесчаников и туфо-алевролитов. В районе месторождения Перевальное на них залегают туфы и порфир-туфы липаритовых и липарито-дацитовых порфиров, содержащие прослои и линзы туфоконгломератов, туфопесчаников и арковых песчаников. Туфы и порфир-туфы обладают лито-кристаллокластической структурой, состоят из острогольных зерен плагиоклаза и биотита, а также обломков известняков, андезито-дацитовых порфиров, микрофельзитов и сланцев, связанных туфоалевролитовой и криптокристаллической массой. Залегают они под углами 20—40° с падением к северу (Мышиккол) и к югу (Перевальное).

Общая мощность толщи колеблется от 250 до 300 м. Она несогласно, с глубоким размывом, налегает на карбонатные породы нижнекаменноугольного возраста, эфузивно-осадочные образования слоев Уя и согласно перекрывает андезитовыми порфиритами мышиккольской толщи. В базальных частях толщи В. А. Араповым и авторами отобраны обломки эфузивных (андезитовые, дацито-андезитовые порфиры, дацитовые порфиры) и интрузивных (полнокристаллических и порфировых) пород. Источником первых может являться вулканогенная часть разреза слоев Уя, наличие же вторых, по-видимому, указывает на проявление предшествовавших формированию толщи интрузий, неизвестных пока в коренном залегании.

2. Мышиккольская толща сложена массивными андезитовыми порфиритами, которые выполняют центральную часть Алтынтопканской синклинали с падением под углом 20° к северу и югу. Они залегают с резким несогласием на песчано-сланцевых породах нижнего палеозоя, на среднепалеозойских известняках и породах слоев Уя. Выделяются две фациальные разности пород, представленные мелко- и крупнопорфировыми андезитовыми порфиритами. Мелкопорфировые обладают плотным массивным сложением и состоят из таблитчатых кристаллов плагиоклаза, изомет-

¹ Все толщи имеют одинаковую нумерацию в тексте, на рис. 7 и в приложении.

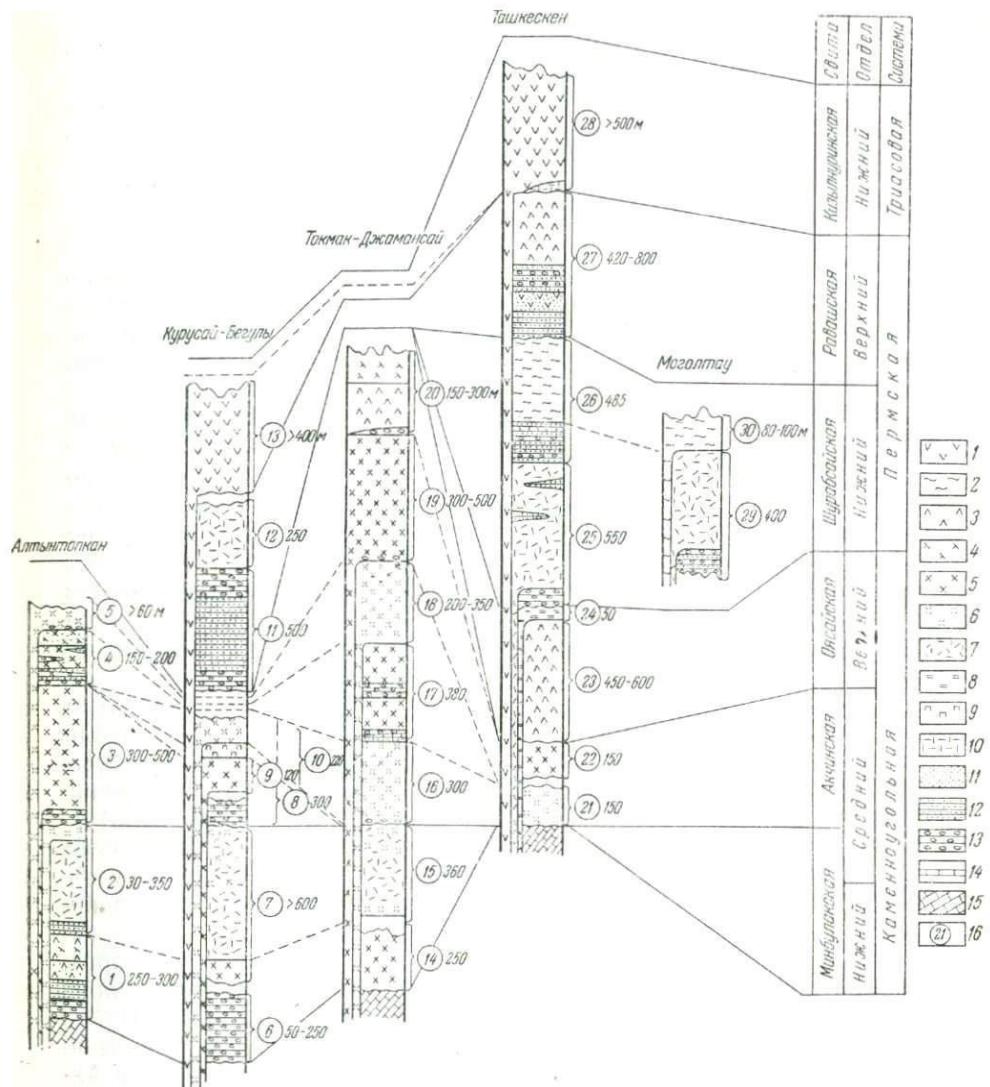


Рис. 7. Схема литолого-стратиграфического расчленения осадочно-вулканогенных отложений верхнего палеозоя Западного Карамазара

1 — кварцевые порфиры; 2 — фельзит-порфиры; 3 — липаритовые порфиры; 4 — липарито-дакитовые порфиры; 5 — дацитовые порфиры; 6 — андезито-дацитовые порфиры, дацито-андезитовые порфиры; 7 — андезитовые порфиры; 8 — плагиоклазовые порфиры; 9 — андезито-базальтовые порфиры; 10 — обсидианы; 11 — туфы; 12 — песчаники, алевролиты; 13 — конгломераты; 14 — прослои карбонатных пород; 15 — карбонатные отложения среднего палеозоя; 16 — номера осадочно-вулканогенных толщ.

ричных зерен пироксена, амфибола, замещенного эпидотом, и биотита, размещающихся в палеовитрофировой или криптокристаллической, микролитовой основной массе. Крупнопорфировые порфиры отличаются от них только размером вкрапленников. На андезитовых порфиритах залегают дацито-андезитовые порфиры с лавобрекциями в основании. Порфировые выделения в них представлены плагиоклазом, биотитом, пироксеном и кварцем, а основная масса состоит из девитрифицированного стекла и микролитов плагиоклаза.

Максимальная мощность толщи около 350 м (среднее течение Тузгомгенсая), минимальная 30 м (гора Абдулакам). Субвулканические аналоги толщи, представленные андезитовыми и дацито-андезитовыми порфиритами, выявлены на участке Мышиккол, где они пересекают породы чашлинской толщи и слоев Уя, и в среднем течении Тузгомгенсая.

Охарактеризованные две толщи принадлежат к непрерывному разрезу осадочно-вулканогенных образований. Они составляют основание верхнепалеозойского комплекса, несогласно, с глубоким размывом залегают на породах нижнекаменноугольного возраста, пересекаются серией дайковых тел предакчинской интрузивной фазы и с несогласием перекрываются вулканогенными породами акчинской свиты. Это позволяет объединить их в одно стратиграфическое подразделение и параллелизовать, как это делала и Е. Д. Карпова (1944), с минбулакской свитой Н. П. Васильковского.

3. Алтынтопканская толща с резким угловым несогласием залегает на отложениях нижнего и среднего палеозоя и вулканогенно-осадочных образованиях, описанных выше толщ. Слагающие ее породы, выделенные Е. Д. Карповой (1944) как свита кварцевых биотитовых дацитовых порфиритов, широко развиты на участках Перевальное, Айгырбулак, Каскана, на водоразделе Тузгомгена и Алтынтопканской и на левом борту долины Каракиясая. Они слагают ядро Алтынтопканской синклинали и падают под углами 25—45° к югу и северу, в направлении ее оси.

Разрез толщи начинается с туфоконгломератов и туфобрекций, часто по простиранию фациально замещающихся туфами и туфопесчаниками дацитовых и липарито-дацитовых порфиров. Выше залегают дациевые и липарито-дациевые порфиры — породы плотного массивного сложения, необычайно однородные по составу и, несомненно, принадлежащие к лавовой фации. Они состоят из многочисленных мелких, не более 2—3 мм, выделений плагиоклаза, биотита, амфибола, пироксена, кварца и калиевого полевого шпата, включений кремнистых и глинистых сланцев, стекла и пепловых частиц, связанных стекловатым, иногда флюидальным базисом. Отличительной чертой этих пород является их кристалло-кластическая структура, обусловленная обломочным характером всех вкрапленников и придающая им туfovийдный облик. Порфировые породы такого типа авторы в дальнейшем изложении по

примеру Ф. И. Вольфсона (1936) называют порфир-туфами. Мощность толщи колеблется от 300 м в западной части площади до 500 м в восточной.

В верховьях Алтынтопканской, в гранитоидах Карамазарского plutона, размещается некк дациевых порфир-туфов, по составу весьма близких к описанным выше. Им секутся предакчинские дайки гранит-порфиров невадитовых. Субвулканические тела подобного состава в средних течениях Тузгомгенской, Алтынтопканской и на участке Мышиккол пересекают породы чашлинской и мышиккольской толщ. Наличие тектонического перерыва перед отложением алтынтопканской толщи устанавливается по перекрываению ею Касканасайского разлома, смещающего чашлинскую толщу на 400 м по вертикали. Проявление магматизма, соответствующего этому перерыву, подтверждается находками в породах толщи обломков гранитоидов карамазарского типа и некоторых предакчинских малых интрузий.

4. Тузгомгенская толща залегает согласно, с незначительным размывом, на порфир-туфах дациевых и липарито-дациевых порфиров алтынтопканской толщи на водоразделе Тузгомгенской и Алтынтопканской (участок Перевальное). В основании разреза лежат песчаники и туфоконгломераты, содержащие значительное количество обломков интрузивных пород, в основном типа предакчинских. Выше они постепенно сменяются порфир-туфами биотитовых дациевых порфиров с либо-кристаллокластической структурой, среди которых отмечаются линзы и прослои туфоконгломератов и песчаников. Кончается разрез массивными порфир-туфами дациевых и липарито-дациевых порфиров с типичной кристаллокластической структурой.

Мощность толщи 150—200 м. Характерно, что крупные подвижки по Баритовому разлому, смещающие чашлинскую толщу, в тузгомгенской толще не проявляются.

5. Пайбулакская толща обнажается в блоке между Баритовым и Курбанкульским разломами на северном склоне горы Пайбулак. Она полого, с падением к северу и северо-востоку под углами 15—30°, залегает на туфах биотитовых дациевых порфиров тузгомгенской и липарито-дациевых порфирах алтынтопканской толщи. В основании разреза прослеживается маломощный (не более 2—3 м) горизонт туфов дацито-андезитовых порфиритов с редкими обломками подстилающих пород. Толща сложена фиолетовыми лавами дацито-андезитовых порфиритов, состоящих из обломков кристаллов плагиоклаза, биотита, иногда кварца и основной массы с гиалопилитовой или стекловатой структурой. Видимая ее мощность не превышает 50—60 м.

В 2 км к северу от пос. Алтынтопкан на левом борту Алтынтопканской отмечено субвулканическое тело фиолетовых дацито-андезитовых порфиров, размещающееся в Курбанкульском разломе и непосредственно переходящее в покров толщи.

Алтынтопканская, тузгомгенская и пайбулакская толщи составляют непрерывный стратиграфический разрез и залегают несогласно, со значительным размывом, на породах минбулакской свиты. По их соотношениям с интрузивными образованиями и элементами разрывной структуры выявляется наличие предшествовавших их отложению тектонического перерыва и магматической деятельности. Поэтому авторы объединяют описанные толщи в составе одного стратиграфического подразделения и параллелизуют их с акчинской свитой Н. П. Васильковского.

Курусай-Бегулинская площадь

6. Сассыкскую толщу слагают обломочные карбонатные породы урочища Такели, описанные Ф. И. Вольфсоном (1936) под названием известняково-кремнистых конглобрекций. Обнажаются они в виде узких прерывистых полос на юго-западных и северо-восточных склонах известнякового массива и в северо-западной части урочища. Наиболее полный разрез их представлен в небольшом ущелье Сассыксаи.

Конглобрекции залегают в основании разреза верхнепалеозойского комплекса и с резким несогласием перекрывают карбонатные породы среднего девона — нижнего карбона, кремнистые сланцы слоев Уя. Это плотные слоистые породы, в которых многочисленные слабо окатанные гальки среднепалеозойских карбонатных пород и остроугольные обломки кремнистых сланцев цементируются известковистым материалом. Местами среди конглобрекций прослеживаются прослои среднезернистых известковистых песчаников, а в верхней части разреза — ленточных хлорит-карбонатных песчаников и сланцев. Преобладающее падение толщи юго-западное под углами от 10 до 50°; мощность ее колеблется от 50 до 250 м.

Породы толщи прорываются неком, непосредственно переходящим в покров дацитовых порфиров джанбулакской толщи, которая в свою очередь залегает на них с глубоким разрывом, до полного выпадения конглобрекций из разреза. По-видимому, конглобрекции срезаются также гранитоидами Алмабулакского интрузива. Эти соотношения с образованиями наиболее вероятного среднекарбонового (акчинского) возраста позволяют отнести сассыкскую толщу к базальной части минбулакской свиты.

Следует отметить, что фауна из известковистых прослоев, собранная Ф. И. Вольфсоном (1936), для которой С. Ф. Машковцев (1935₂) считал наиболее вероятным нижнекарбоновый возраст, относится именно к этой части разреза.

7. Тутлинская толща сложена вулканогенными породами андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава, которые залегают в синклинальном прогибе северо-западного простирания, заключенном между Алмабулакским массивом гранитоидов и известняковой грядой Курусай — Джангалаик — Окуртау. Эти породы

обнажаются на участке Тутлы, у юго-восточного окончания известнякового массива Джангалык, у юго-западных подножий холмов Мирзатау и хр. Окуртау. На других участках они почти целиком перекрыты эфузивами алмабулакской и туранглинской толщ и четвертичными отложениями. Толща с глубоким несогласием залегает на карбонатных породах среднепалеозойского комплекса. Единичные линзообразные прослои обломочных пород содержат лишь гальку известняков и кремнистых сланцев.

Наиболее полная часть разреза изучена на участке Тутлы, где толща залегает внутри опущенного тектонического блока. Видимая мощность ее составляет здесь на поверхности 550 м, а по данным буровых скважин — более 600 м. В основании разреза обнажается горизонт порfir-туфов дацитовых порфиров мощностью около 50 м с большим количеством мелких обломочных вкраплеников плахиоклаза, кварца, биотита, амфибола и криптокристаллической флюидальной основной массой. Выше они сменяются андезитовыми и дацито-андезитовыми порфиритами мощностью 500—550 м. Эти породы имеют пилотакситовую, андезитовую или микрозернистую структуру основной массы, сложенной войлоком микролит-плахиоклаза со связующим стекловатым базисом, и значительное количество вкраплеников плахиоклаза, биотита, амфибола, а в более кислых разностях — калиевого полевого шпата и кварца. Значительная часть толщи интенсивно метаморфизована (окварцевание, серicitизация, альбитизация, алунизация) до превращения ее во вторичные кварциты и полностью осветленные породы, утратившие признаки первичной структуры.

Мощность толщи на других участках вследствие размыва резко сокращается, местами толща выпадает из разреза.

Толща несогласно залегает исключительно на среднепалеозойских карбонатных породах и несогласно перекрывается отложениями акчинской свиты (туранглинская толща). На участке Тутлы установлено пересечение этой толщи апофизой гранитоидов камазарского типа (Алмабулакский массив); она размещается в разломе. Эти соотношения подтверждают предположение Е. Д. Карповой (1944) о принадлежности тутлинской толщи к минбулакской свите.

8. Туранглинская толща обнажается по обоим бортам низовьев долины Туранглыся, где сравнительно полого залегает в ядре небольшой синклинальной складки северо-западного простирания на эфузивах тутлинской толщи. Нижняя часть разреза представлена горизонтом конгломератов мощностью до 130 м, сложенных обломками среднепалеозойских карбонатных пород, гранитоидов, эфузивов тутлинской толщи и полимиктовым песчанистым цементом с заметным содержанием карбонатного вещества. На конгломератах лежит горизонт андезито-дацитовых порфиров мощностью свыше 150 м — коричневатых пород с вкраплениками плахиоклаза, биотита, амфибола, иногда кварца, составляющими 60—80% объема породы, и фельзитовой, часто флюидальной ос-

новной массой. В зоне Акчагальского разлома этот покров непосредственно переходит в суббулканические тела трещинного типа.

Отчетливые признаки несогласного залегания толщи на эффиузивах минбулакской свиты, пересечение их телами ее суббулканических аналогов, наличие в ней окатанных обломков гранитоидов Карамазарского plutона — все это определяет возможный ниж-

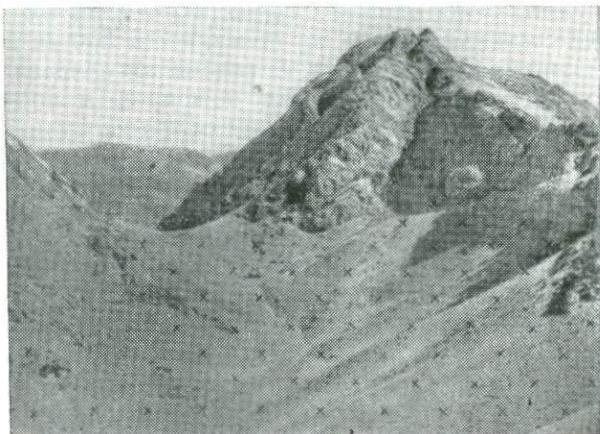


Рис. 8. Дацитовые порфир-туфы (показаны крестиками)
в расщелине известняков Западного Такели.
Фото Ю. С. Шихина

ний предел ее возраста как акчинский. На верхний возрастной предел толщи указывают обломки характерных для нее пород в составе отложений равашской свиты (такелийская толща).

Джанбулакская толща обнажается в виде узкой прерывистой полосы у юго-западных подножий массива среднепалеозойских карбонатных пород урочища Такели и на более значительной площади в его северо-западной части у родников Джанбулак. Толща сложена плотными, массивными дацитовыми порфирами, известными здесь под названием «фиолетовых порфир-туфов» (Вольфсон, 1936). Породы обладают характерной лито-кристалло-кластической структурой, состоят из мелких обломочных зерен плагиоклаза, биотита, амфибола, пироксена, кварца, калиевого полевого шпата, обломков кремнистых и глинистых сланцев, стекла и пепловых частиц, связанных небольшим количеством сильно ожелезненного стекловатого или микрофельзитового, заметно флюидального базиса. Они залегают на карбонатных породах среднего палеозоя, нередко выполняя резко расчлененные формы палеозойского рельефа (рис. 8), на известняковых конглобекчи-

ях сассыксайской толщи и повсеместно (с глубоким размывом) перекрываются обломочными отложениями такелийской толщи. Падение дацитовых порфиров от юго-западного до юго-восточного под углами 20—35°. Вследствие размыва мощность их в выходах и на глубине, по данным буровых скважин, колеблется в среднем от 60 до 180 м, местами они полностью выпадают из разреза.

В породах карбонатной гряды выявлено несколько субвуликанических тел — некков такого же состава, размещающихся в разломах. Для одного из них установлен непосредственный переход в покров дакитовых порфиров джанбулакской толщи.

Стратиграфические соотношения толщи с подстилающими конглобекциями минбулакской свиты и перекрывающими обломочными отложениями равашской свиты, а также с некоторыми сколовыми нарушениями указывают на вероятную ее принадлежность к акчинской свите.

10. Джилианская толща залегает на небольшом участке в опущенном тектоническом блоке по правому борту Сараймарданской у юго-восточных подножий известнякового массива Орлиная горка. Толща подразделяется на три горизонта. Нижний сложен дацитовыми порфирами с характерной либо-кристаллокластической структурой, аналогичными породам джанбулакской толщи. Они залегают на расчлененной поверхности гранитоидов Карамазарского интрузива и имеют невыдержанное, преимущественно юго-западное падение под углами от 15 до 30°; видимая мощность их около 120 м. Средний горизонт представлен породами основного состава, приближающимися к андезито-базальтовым порфиритам. Это темные, сильно измененные породы с примерно равным количеством гиалопилитовой или андезитовой основной массы и вкраплеников лабрадора, гиперстена, моноклинного пироксена, амфибола, биотита. Они лежат, по-видимому, согласно на дацитовых порфирах нижнего горизонта и несогласно — на гранитоидах. Видимая их мощность около 50 м. Породы верхнего горизонта представлены андезито-дацитовыми порфирами мощностью около 50 м. Они характеризуются вкраплениками основного андезина, амфибола, биотита, иногда кварца и несколько преобладающей над ними по объему гиалопилитовой основной массой.

Толща отнесена к акчинской свите по признаку ее более молодого возраста относительно Карамазарского интрузива, по наличию обломков характерных для нее пород в отложениях равашской свиты Такели и по тождеству состава нижнего горизонта с породами джанбулакской толщи, а среднего — со среднекарбоновыми вулканогенными породами Алмалыкского района.

11. Такелийская толща занимает основную часть площади урочища Такели. Представлена аркозовыми, известняково-аркозовыми и известняковыми конгломератами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, которые связаны сложными фациальными взаимоперходами, замещают друг друга по падению и простирианию толщи. В составе обломков преобладают гранитоиды Ал-

мабулакского интрузива, среднепалеозойские карбонатные и вулканогенные породы преимущественно тутлинской и джанбулакской толщ. Цемент конгломератов аркозовый и полимиктовый с высоким содержанием карбонатного вещества.

Обломочные образования несогласно лежат на породах джанбулакской и сассыкской толщ. Форма их залегания соответствует синклинальной структуре участка, средние углы падения 15—25°. По общему преобладанию обломочного материала того или иного литологического и гранулометрического состава выделяются три горизонта: нижний и верхний — аркозово-конгломератовые, средний — аркозово-песчаниковый. Суммарная мощность толщи в разрезах в среднем составляет 500 м.

Имеются представления о принадлежности толщи к шурбасайской (Васильковский, 1952; Кушнарев и Қаждан, 1958) или равашской (Нечелюстов, Шехтман и Шихин, 1958) свитам. Соотношения ее с поздними смещениями по Железному и Такелийскому разломам с учетом стратиграфических данных позволяют считать более вероятным равашский возраст.

12. Учачская толща сложена андезитовыми порфиритами, слагающими ядра двух небольших синклиналей северо-западного простирания, осложняющих главную мульдообразную структуру мелкосопочника Учач в юго-западной части Такелийской площади. Они согласно залегают на породах такелийской толщи, обладают типичным лавовым обликом и внешне представляют собой плотные, массивные породы темного или коричневато-сереневого цвета с видимыми вкрапленниками полевого шпата, темноцветных минералов и очень редкими каплевидными оплавленными зернами кварца. Под микроскопом порода характеризуется пилотакситовой, андезитовой структурой основной массы, вкрапленниками моноклинного и ромбического пироксенов, амфибола, плагиоклаза (андезин № 40), биотита и иногда очень редких оплавленных каплевидных зерен кварца. Последний совершенно чужд общему составу породы, но встречается в любых частях разреза и поэтому является своеобразным диагностическим признаком толщи.

По ведущему цветному минералу выделяются две разности андезитовых порфириотов — пироксеновые и амфиболовые. Первые преобладают в средней части разреза, вторые — в нижней и верхней. Мощность сохранившейся части толщи не превышает 200—250 м.

Учачская толща с такелийской составляют единый осадочно-вулканогенный комплекс и относятся к равашской свите.

13. Алмабулакская толща представлена вулканогенными кварцевыми порфирами, среди которых выделяются эфузивы излившейся фации и субвулканические тела. Развиты они главным образом в полосе, ограниченной с северо-запада Тутлинским, с северо-востока и юго-запада — продольными Алмабулакским и Акчагальским разломами и разделенной на блоки поперечными раз-

ломами северо-восточного простирания — Железным, Редкометальным, Канджольским и Джангалыкским. Покровная часть толщи с очень глубоким размывом лежит на карбонатных породах среднего палеозоя и частично на сохранившихся в их кровле останцах пород тутлинской толщи. Среди кварцевых порфиров преобладают туфоловавые и туфовидные разности с хорошо выраженной флюидальной текстурой. Структура основной массы туфолав стекловатая, тонкозернистая, иногда с участками микрофельзитовой и микропойкилитовой; состав ее кварц-полевошпатовый, вкрапленники представлены угловатыми обломочными зернами кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита. Туфовидные разности отличаются типичной кристаллокластической структурой и очень плотной упаковкой обломочного материала в стекловатом базисе. Общее залегание толщи сравнительно полого — под углами 5—15°, с неустойчивыми направлениями падения. Мощность ее достигает 400 м. Трециниевые субвулканические тела размещаются в зонах разломов, ограничивающих выходы толщи. На большинстве участков устанавливаются их переходы в покров.

Непосредственных стратиграфических контактов с другими вулканогенными толщами, кроме тутлинской, кварцевые порфирь не имеют. Соотношения с отдельными типами верхнепалеозойских интрузий, поздними смещениями по секущим разломам и некоторые косвенные данные (состав обломочного материала, палеогеоморфологические признаки) указывают на их более молодой возраст, чем такелийская и учачская толщи. Учитывая, что для последних установлен равашский возраст, алмабулакская толща условно отнесена к кизылнуринской свите.

Токмак-Джамансайская площадь

14. Джидасайская толща сложена однообразными по составу и внешнему облику порфир-туфами дациевых порфиров. Обнажается на небольших участках в низовьях Сарымсахлысая; в виде узкой полосы она прослеживается вдоль юго-западного контура Канташского гранодиоритового массива и, расширяясь к северу, окаймляет Джамансайскую известняковую гряду с северо-востока. Выходы дациевых порфиров приурочены к крыльям антиклинальных складок, в ядрах которых обнажаются гранитоидные породы предсреднекарбонового возраста.

Толща залегает в основании верхнепалеозойского разреза на различных горизонтах среднепалеозойских карбонатных пород, с резким угловым и структурным несогласием перекрывается породами джамансайской и уткемсуйской толщ (акчинская свита), прорывается многочисленными порфировыми интрузиями предакчинского комплекса. Характерная особенность толщи — ее интенсивный гидротермальный метаморфизм, в результате которого породы в значительной части серицитизированы, алунизированы и окварцованны. Мощность толщи около 250 м.

Положение джидасайской толщи в общей геологической структуре площади, взаимоотношения ее с интрузивными образованиями и породами акчинской свиты, а также особенности состава и присущего ей метаморфизма определяют ее минбулакский возраст.

15. Токмакская толща обнажается в виде линейно вытянутых разрозненных выходов вдоль северных и северо-восточных подножий известняковых массивов Джангалык, Окуртау, Джамансай и вдоль южного контакта Карамазарского plutона у пос. Токмак. Породы, участвующие в строении толщи, представлены лавами андезитового и дацито-андезитового состава, очень сходными по петрографическим особенностям с породами туулинской толщи. Они несогласно залегают на среднепалеозойских известняках и в свою очередь с крупным угловым и структурным несогласием перекрываются осадочно-вулканогенными образованиями джамансайской толщи. Углы падения их колеблются от 30 до 55°, что примерно соответствует наклону крыльев складок в среднепалеозойских известняках и эфузивах джидасайской толщи.

В основании разреза севернее Джамансайской известняковой гряды залегает линза лав андезито-дацитового состава, которые вверх по разрезу постепенно переходят в андезитовые порфиры. Общая мощность разреза здесь 360 м. На остальных участках лавы андезитового состава лежат непосредственно на известняках. Отличительной особенностью андезитовых порфиритов на большинстве участков является их резко выраженный щелочной облик, обусловленный присутствием среди порфировых выделений вкрапленников калиевого полевого шпата. Вообще же их состав и структурные особенности очень постоянны, а наблюдаемые внешние различия связаны с характерными для них послемагматическими изменениями (окварцеванием, алунитизацией, серicitизацией и альбитизацией). Галька алунитизированных андезитовых порфиритов содержится в базальных слоях акчинской свиты, перекрывающих измененные породы.

Однаковые взаимоотношения токмакской и джидасайской толщ с различными структурными элементами площади и с отложениями акчинской свиты характеризуют их принадлежность к единому вулканогенному комплексу и позволяют отнести к минбулакской свите.

16. Джамансайская толща представлена осадочными и вулканогенными породами, которые прослеживаются полосой вдоль северо-восточного контура Джангалыкской известняковой гряды и далее на восток до слияния долин Уткемсу и Изъялсыая. В ее составе преобладают «таблитчатые» лавы андезито-дацитового состава с характерной красновато-бурой и фиолетовой окраской. По петрографическим признакам они тождественны породам туулинской толщи, но в основании местами прослеживается пачка песчаников, конгломератов и лавобрекчий мощностью до 10 м.

Стратиграфическое положение джамансайской толщи определяется ее несогласным залеганием на среднепалеозойских известня-

ках, эфузивах джидасайской и токмакской толщ (минбулакская свита), гранитоидах Карамазарского plutона и повсеместным перекрыванием порфир-туфами дацитовых порфиров джангалыкской толщи. Базальные горизонты содержат обломки метаморфизованных сланцев, кварцитов, известняков, дацитовых и андезитовых порфиритов, гранодиоритов Карамазарского plutона и гранодиорит-порфиров типа предакчинских.

17. Джангалыкская толща согласно залегает на андезито-дацитовых порфирах джамансайской толщи в той же геологической позиции и распространена преимущественно вдоль южного контакта Карамазарского plutона. Разрез ее начинается с осадочной пачки мощностью 30 м, которая у пос. Токмак представлена чередованием песчаников, алевролитов, темных тонкослоистых известняков и конгломератов. Выше лежат массивные порфир-туфы слюдистых дацитовых порфиров (250 м), разделенные на две пачки горизонтом песчаников и конгломератов мощностью до 100 м. Конгломераты, залегающие как в нижней части разреза, так и в средней, кроме обломков непосредственно подстилающих их пород, содержат гальку среднепалеозойских сланцев, среднепалеозойских известняков, эфузивов минбулакской свиты и предакчинских гранитоидов. По литолого-петрографическому составу слагающих ее пород и особенностям внутреннего строения толща очень сходна с тузгомгенской.

18. Бегулинская толща обнажается на небольших изолированных участках в пределах Джамансайского и Окурдаванского синклинальных прогибов, где залегает согласно с джамансайской и джангалыкской толщами. Сложена она массивными плотными лавами дацито-андезитовых порфиритов, напоминающими по внешнему облику гранодиорит-порфиры. Немногочисленные вкрапленники представлены в них плагиоклазом и реликтами биотита, амфибола, иногда встречаются корродированные зерна кварца. Основная масса составляет от 75 до 90% объема породы и обладает микропойкилитовой, гиалопилитовой, реже стекловатой структурой. Местами в основании разреза прослеживаются маломощные прослои песчаников и конгломератов с галькой среднепалеозойских известняков, эфузивов минбулакской свиты, гранитоидов предакчинского комплекса и эфузивов джангалыкской толщи. Мощность толщи меняется от 150 м в бассейне Сарымсахлысая до 350 м в верховьях Джидасая. К западу от пос. Токмак и в бассейне Сарымсахлысая располагаются два субвулканических тела дацито-андезитовых порфиритов, прорывающих породы джангалыкской толщи.

19. Каражинская толща занимает всю центральную и восточную части площади в пределах Джамансайского и Окурдаванского синклинальных прогибов. Сложена она выдержаными по составу массивными порфир-туфами дацитовых порфиров, трангрессивно перекрывающими среднепалеозойские известняки,

эффузивы минбулакской свиты, гранитоиды Карамазарского plutона и эффузивы джаманской, а в отдельных случаях джангалыкской и бегулинской толщ. Углы падения ее меняются от 10 до 40° из-за развития в толще складок низших порядков. Мощность толщи от 300 до 500 м. Иногда в основании разреза залегают линзы и пласты грубообломочных конгломератов мощностью до 10 м, содержащие гальку разнообразных гранитоидов, известняков и эффузивов подстилающих толщ. В юго-восточной части Канташской известняковой гряды выявлен некк дакитовых порфир-туфов, секущий гранитоиды предакчинского возраста.

Случай выпадения из разреза джаманской и бегулинской толщ, по-видимому, не могут служить указанием на глубокий размыв, предшествовавший отложению карханинской толщи, и наличие стратиграфического несогласия между ними. Они объясняются условиями первичного накопления этих двух толщ, вследствие которых последние распространены не повсеместно. Общность структурной позиции и условий залегания карханинской толщи с джаманской, джангалыкской и бегулинской свидетельствует о их принадлежности к единому осадочно-вулканогенному комплексу, соответствующему акчинской свите.

20. Уткемсуская толща прослеживается в субширотном направлении вдоль северных подножий горы Мирзатау и хр. Окуртая в ядре Окурдаванской синклинали. В составе толщи выделяются липаритовые и липарито-дацитовые порфиры.

Липаритовые порфиры представляют собой породы с порфировой, реже кристаллокластической структурой, вкрапленниками плауниоклаза, кварца, биотита, единичными зернами калиевого полевого шпата и криптокристаллической, стекловатой основной массой. Они согласно лежат на дакитовых порфирах карханинской толщи и трансгрессивно перекрывают эффузивы минбулакской свиты. Мощность их меняется от 70 до 200 м. В основании липаритовых порфиров в верхнем течении одного из левых притоков р. Уткемсу залегают линзы мощностью до 30 м грубозернистых туфопесчаников и конгломератов с галькой подстилающих дакитовых порфиров, известняков и гранитоидов.

Липарито-дацитовые порфиры, составляющие верхнюю часть разреза толщи, в большей части размыты и поэтому мощность их не превышает 80 м. По внешнему облику они представляют собой весьма характерную породу лито-кристаллокластической структуры, в которой обломки инородных пород имеют вытянутую линзовидную форму и располагаются параллельно четко выраженной флюидальности.

Верхняя возрастная граница толщи не установлена. Однако восточнее, за пределами рассматриваемой площади, аналогичные по составу и стратиграфическому положению породы в районе Баритовой горки перекрыты осадочной толщей, в которой содержится комплекс флоры, определяющий ее среднекарбоновый возраст.

Соотношения толщи с карханинской и другими нижележащими толщами указывают на принадлежность ее к тому же вулканогенному комплексу, поэтому она также параллелизуется с акчинской свитой.

Ташкескенская площадь

21. Кенгсайская толща обнажается (несколько изолированных выходов) вдоль южного контакта Алмабулакского массива в районе горы Тереклитау и на более значительном участке по левому борту Кенгсая. Сложена она серыми и лиловыми андезито-дацитовыми порфирами с гиалопилитовой, микропойкилитовой, реже микрофельзитовой структурой основной массы. Видимая мощность толщи не превышает 150 м. Она резко несогласно залегает на верхнедевонских известняках, гранодиоритах карамазарского типа и несогласно перекрывается липаритовыми порфирами кошмуллинской толщи. Эти соотношения и сходство с породами джамсайской толщи позволяют отнести ее к акчинской свите.

22. Тутлыбулакская толща выполняет небольшую синклиналь субширотного простирания, расположенную на водоразделе Тутлыбулаксая и Кенгсая. Сложена порфир-туфами дацитовых порфиров, которые трансгрессивно залегают на песчано-сланцевых отложениях предполагаемого ордовика — силура и верхнедевонских известняках и падают под углами 20—30° к югу и северу. Мощность дацитовых порфиров около 150 м. По сходству петрографического и петрохимического состава они параллелизуются с породами карханинской толщи. По этим признакам толща относилась к акчинской свите и всеми предыдущими исследователями.

23. Кошмуллинская толща прерывистой полосой протягивается вдоль южного контакта Алмабулакского интрузива от горы Тереклитау на востоке до устья Кенгсая на юго-западе; отдельные изолированные обнажения наблюдаются в крайней восточной части Мирзарабатской депрессии. Толща сложена красновато-коричневыми липаритовыми порфирами, в которых на фоне стекловатой и микрофельзитовой основной массы видны мелкие редкие вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата и биотита. По структурно-текстурным особенностям среди липаритовых порфиров выделяются массивные, флюидальные, сферолитовые и туфоловые разности. Полная мощность толщи колеблется от 450 до 600 м. Она залегает моноклинально и падает на юго-запад под углами от 25 до 45°.

Ее возраст определяется тем, что она трансгрессивно налегает на разновозрастные породы — среднепалеозойские известняки, песчано-сланцевые отложения предполагаемого ордовика — силура, андезито-дацитовые порфириты кенгсайской толщи и предакчинские гранодиориты — и перекрывается со стратиграфическим и угловым несогласием андезитовыми порфиритами тереклисайской толщи.

В. А. Араповым и авторами кошмуллинская толща параллелизуется с тавакской толщей Восточного Карамазара и относится к оясайской свите. Н. П. Васильковский (1952), считавший ее частью разреза шурабсайской свиты, впоследствии согласился с этим выводом (Васильковский и Недзвецкий, 1956).

24. Чокадамбулакская толща представлена лавами плагиоклазовых порфиритов, которые обнажаются в пяти небольших изодиорованных выходах — у пос. Кашка, севернее и юго-восточнее пос. Терекли, на участках Ташкесен и Янгикан. Это порфировые породы красно-бурого цвета, иногда слабо флюидальные, с редкими (не более 15%) вкрапленниками плагиоклаза, биотита и калиевого полевого шпата и гиалопилитовой или интерсертальной структурой основной массы. Местами в плагиоклазовых порфиритах появляется значительное количество обломков того же петрографического состава, что приближает их к лавобрекчиям.

Толща залегает на размытой поверхности предакчинских гранитоидов, содержит многочисленные обломки этих пород, а также известняков, андезито-дакитовых порфиров, липаритовых порфиров кошмуллинской толщи и со значительным угловым несогласием перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями пиязлысайской толщи. Обломки плагиоклазовых порфиритов встречаются в составе осадочной пачки тереклисайской толщи. Большинство выходов плагиоклазовых порфиритов представляют собой сложно построенные сочетания покровов, падающих к юго-западу под углами 25—35°, с субвулканическими телами. Последние размещаются в зоне Алмабулакского разлома и имеют секущие контакты со среднепалеозойскими известняками и гранодиоритами. Сохранившаяся мощность покровной части толщи около 50 м.

По стратиграфическим соотношениям и общности условий залегания чокадамбулакская толща объединяется в один комплекс с кошмуллинской и вместе с ней относится к оясайской свите.

25. Пиязлысайская толща прослеживается в виде прерывистой полосы в северо-восточном направлении от горы Ташкесен до восточной оконечности Чокадамбулакского массива; небольшие выходы ее известны в верховьях Кенгсая. Описана она Н. П. Васильковским (1952) как средняя часть «ташкесенского комплекса», сложенная темно-серыми, темно-фиолетовыми и коричневыми андезитовыми порфиритами с большим количеством крупных вкрапленников плагиоклаза. Толща падает к югу и юго-востоку под углами от 20 до 50° и со структурным несогласием залегает на среднепалеозойских известняках, предакчинских гранитоидах, эфузивах кошмуллинской и чокадамбулакской толщ. В ее основании прослеживается горизонт базальных туфоконгломератов мощностью до 50 м. Местами в верхней части разреза толщи встречаются линзы и прослои песчаников мощностью в несколько десятков метров. Общая мощность толщи до 550 м. В северо-восточной части площади покровы андезитовых порфиритов сочетаются с субвулканическими телами трещинного типа, выполняющими зону Ал-

мабулакского разлома. Несколько таких же тел устанавливается на участке Янгикан.

В пределах изолированного тектонического блока западнее пос. Кашка на андезитовые порфириты согласно налегают осадочно-вулканогенные породы тереклисайской толщи. В отдельных выходах они с резким несогласием перекрываются отложениями ташкескенской и самгарской толщ. По характеру вулканогенных отложений и стратиграфическому положению пиязлысайская толща параллелизуется Н. П. Васильковским с шурабсайской свитой.

26. Тереклисайская толща в полном объеме обнажается в упоминавшемся выше тектоническом блоке, где в ее основании сохранились андезитовые порфириты пиязлысайской толщи.

В нижней части разреза залегает пачка туфопесчаников мощностью 160 м, чередующихся с прослоями мергелей и конгломератов с галькой гранитоидов, плагиоклазовых и андезитовых порфиритов. В прослоях туфопесчаников В. А. Араповым и Ж. Н. Кузнецовым обнаружена флора, представляющая собой, по определению Т. А. Сикстель, отпечатки хвойных *Ullmania* sp. и листьев кордантов из группы *Cordaites angusifolius* (Neub.), приближающихся к виду *Cordaites insignis* Raderg, и характеризующая пермский возраст отложений. Выше залегают массивные, флюидальные и сферолитовые лавы фельзит-порфиров мощностью до 325 м. Общая мощность толщи 485 м, падение к югу под углами от 30 до 50°. Она несогласно перекрывается породами ташкескенской толщи. Имеются данные, указывающие на тектонический перерыв перед отложением последней.

Пиязлысайская и тереклисайская толщи авторами относятся к шурабсайской свите, так как обе они принадлежат к непрерывному разрезу осадочно-вулканогенных отложений, отделенному стратиграфическими несогласиями от нижележащих пород оясайской и вышележащих равашской свит.

27. Ташкескенская толща слагает центральную часть площади и в виде эрозионных окон обнажается из-под покрова кварцевых порфиров самгарской толщи. Падение ее юго-восточное под углами 20—50°. Она несогласно налегает на породы кошмурлинской, чокадамбулакской, тереклисайской толщ и с резким несогласием перекрывается эфузивами самгарской толщи.

В разрезе толщи близ горы Ташкескен снизу вверх последовательно сменяются туфопесчаники с прослоями спилитов (мощностью 160 м), туфы кварцевых порфиров (130 м), песчаники и мелкогалечниковые конгломераты с галькой андезитовых порфиритов, кварцевых и сферолитовых порфиров, реже известняков и гранитоидов (162 м) и туфовидные сферолитовые липаритовые порфиры «жернового горизонта» (360 м). Между отдельными горизонтами иногда наблюдаются видимые угловые несогласия, обусловленные местным размывом. Общая мощность толщи вследствие изменчивости мощностей отдельных ее горизонтов колеблется от 420 до 800 м.

Параллелизация толщи с равашской свитой обусловлена ее стратиграфическим положением между шурбайской и кизылнуринской свитами (тереклисайская и самгарская толщи). Наличие предравашского тектонического перерыва подтверждается соотношениями тереклисайской и ташкескенской толщ с небольшим склоном северо-восточного простирания юго-западнее пос. Кашка; вертикальное смещение по нему первой из них равно 300 м, второй — не превышает первых десятков метров.

28. Самгарская толща развита в юго-восточной части площади. Несогласно залегает на пиязылайской и различных горизонтах ташкескенской толщи; падает под углами от 15 до 45° к востоку и к югу. Сложена массивными кирпично-красными лавами кварцевых порфиров. В основании покрова, полого налегающего на породы «жернового горизонта» ташкескенской толщи, прослеживаются выходы обсидианов, по-видимому, представляющие собой своеобразную зону контактовой «закалки» кварцевых порфиров. Общая мощность толщи более 500 м. Выявлено несколько подводящих каналов трещинного типа, по которым происходило излияние лав кварцевых порфиров. Один из них в виде дайки мощностью до 200 м, выполняющей Тутлыбулакский разлом, прослеживается в западной части площади. Другой располагается вдоль северного контура выходов толщи (Елисеева, 1960₂) в зоне Алмабулакского разлома; он имеет крутые секущие контакты с известняками, гранитоидами Чокадамбулакского массива, эфузивами ташкескенской толщи и к югу постепенно переходит в покров.

Из более молодых образований отмечены только единичные дайки послекизылнуринских диабазовых порфиритов, секущие толщу. Несогласное налегание кварцевых порфиров на образования равашской свиты (ташкескенская толща) и ярко выраженное сходство их условий размещения, петрохимических особенностей с Бабайтаудорским массивом, возраст которого определяется как верхнепермский — нижнетриасовый, позволили Н. П. Васильковскому (1952) параллелизовать самгарскую толщу с кизылнуринской свитой.

Горы Моголтау

Верхнепалеозойские осадочно-вулканогенные образования развиты только в северо-восточной части гор Моголтау. Характеристика их приводится в основном по данным Е. Д. Карповой и П. Н. Соколова с учетом последних наблюдений авторов.

29. Чорухдайронская толща представлена на обоих участках андезитовыми порфиритами, выделенными Е. Д. Карповой и П. Н. Соколовым как нижний горизонт «чорухдайронской свиты». В основании их на участке Чорухдайрон обнажаются обломочные породы — переслаивающиеся песчаники, гравелиты и конгломераты с галькой известняков и гранитоидов Музбекского

интрузива. Среди андезитовых порфиритов выделяются две разности. Первые из них представляют собой породы с крупными (до 1,5 см) вкрапленниками плагиоклаза, с более мелкими редкими пироксена и микроофитовой основной массой. Эти породы сходны с лабрадоровыми порфиритами, слагающими здесь дайковые тела. Вторая разность — туфоловы и лавобрекции — это плотные мелкопорфировые породы с тем же составом вкрапленников и гиалопилитовой структурой основной массы, содержащие много обломков интрузивных и эфузивных пород. Обе разности андезитовых порфириров образуют сложные сочетания покровов и субвулканических тел, большая часть которых размещается в зоне Эфузивного разлома вдоль контакта Музбекского интрузива. По пересечениям этих тел устанавливается более позднее излияние мелкопорфировых андезитовых порфириров относительно крупнопорфировых. Породы, подстилающие толщу, не вскрыты эрозией, но, судя по обилию обломков и глыб известняков в осадочных прослоях и субвулканических телах, ими могут быть среднепалеозойские карбонатные отложения. Общая мощность толщи оценивается Е. Д. Карповой в 400 м.

Возраст толщи определяется срезанием телами андезитовых порфириров предакчинских гранитоидов Музбекского массива, даек гранит-порфиров послеакчинского комплекса и прорыванием их чорухдайронскими сиенито-диоритами бабайобского типа, возраст которых определяется не древнее чем предравашский.

30. Айнабулакская толща сохранилась на участке Айнабулак в виде небольших останцов, лежащих на лавобрекциях андезитовых порфириров чорухдайронской толщи. Сложена толща флюидальными лавобрекциями фельзит-порфиров мощностью не более 80—100 м, описанными Е. Д. Карповой и П. Н. Соколовым как эфузивы второго горизонта «чорухдайронской свиты». К их субвулканическим аналогам отнесено небольшое тело сходных по составу пород, размещающееся в зоне Эфузивного разлома.

Н. П. Васильковский (1952) относил чорухдайронскую и айнабулакскую толщи к акчинской свите, позже он (Васильковский и Недзвецкий, 1956) принял их оясайский возраст. Авторы условно параллелизируют по сходству петрографического состава первую из них с пиязлысайской, вторую — с тереклисайской толщами Ташкескенской площади и относят к шурабсайской свите.

Общая схема стратиграфии верхнепалеозойских отложений

Верхнепалеозойский осадочно-вулканогенный комплекс Западного Карамазара подразделяется на шесть свит — минбулакскую, акчинскую, оясайскую, шурабсайскую, равашскую и кизылнуринскую. Ниже дается их общая характеристика и проводится параллелизация разрезов между отдельными площадями (см. рис. 7).

Минбулакская свита

Свита выделяется на трех площадях — Алтынтопканской, Курусай-Бегулинской и Токмак-Джаманской. Ее состав и строение на этих площадях имеют много общего. Собственно вулканогенные отложения свиты подстилаются базальными слоями различной мощности и имеют двучленное строение. В нижних частях залегают более кислые породы (чашлинская, джидасайская толщи и низы тутлинской), в верхних — породы преобладающего среднего состава (мышиккольская, токмакская толщи и верхи тутлинской). Особенна выдержана верхняя часть свиты, в которой повсеместно сохраняются характерные особенности. Мощность свиты в разных разрезах колеблется от 600 до 850 м.

Из соотношений между толщами устанавливается, что они залегают согласно и образуют единый стратиграфический комплекс. От нижележащих и вышележащих отложений он отделен крупными тектоническими перерывами. Об этом свидетельствуют: наложение его на среднепалеозойские отложения (карбонатная толща, слои Уя) с резким несогласием, глубоким размывом, до полного выпадения последних из разреза; наличие в базальных слоях обломков изверженных пород, указывающих на вероятное проявление предшествующего отложению комплекса интрузивного магматизма; несогласное перекрывание комплекса отложениями акчинской свиты с размывом его вплоть до базальных слоев (урочище Такели); проявление самостоятельной фазы тектонической, интрузивной и послемагматической деятельности, завершающей формирование комплекса.

Вопрос о стратиграфическом положении и объеме минбулакской свиты является предметом дискуссии. И. П. Кушнарев и А. Б. Каждан (1958) отрицают самостоятельное значение свиты и объединяют ее со свитой Уя, согласно залегающей на нижнекарбоновых известняках. Н. П. Васильковский (1952, 1956), ранее рассматривавший свиты Уя и минбулакскую как разные стратиграфические единицы, допускает теперь возможность их объединения, но лишь в качестве самостоятельной свиты, отделенной несогласием от известняков (Васильковский, 1959). К этой точке зрения присоединяется также В. А. Арапов (1960).

Приведенные выше данные показывают, что рассматриваемый осадочно-вулканогенный комплекс занимает самостоятельное стратиграфическое положение в разрезе верхнепалеозойских отложений Западного Карамазара и не может быть объединен с переходными осадочно-вулканогенными образованиями визе — намюра (слои Уя), которые отделены от него крупным тектоническим перерывом, но связаны постепенным переходом с нижележащей карбонатной толщей. По объему и стратиграфическим соотношениям этот комплекс полностью соответствует первоначальному описанию минбулакской свиты Н. П. Васильковским.

Достоверных определений органических остатков из отложений свиты нет. Приведенные выше определения фауны из слоев Уя Алтынтопканской площади и последние данные о среднекарбоновом возрасте акчинской свиты позволяют отнести минбулакскую свиту к верхам нижнего — низам среднего карбона.

Акчинская свита

Отложения свиты наиболее широко развиты на описываемой территории. Они выделяются на четырех площадях, где включают от трех до пяти толщ. На двух площадях — Алтынтопканской и Токмак-Джаманской — акчинская свита является самой верхней из сохранившихся частей разреза верхнего палеозоя. На второй площади она представлена наиболее полно.

Соотношения между толщами не всегда устанавливаются непосредственно. Однако сопоставление разрезов с помощью тектонического критерия позволяет достаточно уверенно определить относительное положение отдельных толщ и выяснить порядок их чередования для каждой площади. На Токмак-Джаманской и Ташкескенской площадях нижней частью разреза является горизонт андезито-дацитовых порфиров (джаманская и кенгсайская толщи), лежащий с базальными конгломератами в основании на более древних породах. На Курусай-Бегулинской площади в разрезе низовьев Туранглысая (туранглинская толща) он занимает то же положение, а на правобережье Сараймарданской (джилянская толща) подстилается горизонтом порfir-туфов дацитовых порфиров, непосредственно лежащих на гранитоидах Карамазарского plutона. В пределах Алтынтопканской площади андезито-дацитовый горизонт совсем выпадает из разреза, а дацитовый (алтынтопканская толща), занимающий здесь также нижнюю часть разреза, широко распространен. Характерно также, что небольшая пачка андезито-базальтовых порфириотов, выделенная между этими горизонтами внутри джилянской толщи, на смежных площадях в разрезе отсутствует. Эти соотношения свидетельствуют о непостоянстве разреза свиты и проявлениях в них достаточно резкой фациальной изменчивости, выражющейся в выклинивании отдельных горизонтов и смене их другими.

Средняя часть разреза свиты на Алтынтопканской площади — это горизонт осадочно-вулканогенных образований (тузгомгенская толща) и лежащий на них горизонт дацито-андезитовых порфириотов (пайбулакская толща). Они хорошо параллелизуются с такими же горизонтами на Токмак-Джаманской площади (джангалыкская и бегулинская толщи). На других площадях эта часть разреза не сохранилась.

Верхи разреза акчинской свиты целиком представлены только на Токмак-Джаманской площади. Это горизонты массивных порfir-туфов дацитовых порфиров (карханинская толща) и липаритовых, липарито-дацитовых порфиров (уткемсуйская толща).

С первым из этих горизонтов условно параллелизуется по сходству петрографических особенностей тутлыбулакская толща Ташкескенской площади.

Минимальная суммарная мощность свиты 300—500 м, максимальная превышает 2000 м.

Акчинская свита сложена в основном породами умеренно кислого состава (дацитовые, андезито-дацитовые порфиры); разности кислого (липаритовые порфиры, фельзит-порфиры) и среднего (андезитовые и дацито-андезитовые порфириты) состава представлены в меньшем количестве. В чередовании их не устанавливается определенной последовательности — породы того или иного состава встречаются в разных частях разреза. Особенно характерно для свиты почти полное отсутствие в ней типичных лавовых фаций и сравнительно ограниченное развитие обычных туфогенных и осадочных пород. Подавляющая часть свиты представлена породами типа кластолов (Малеев, 1963), среди которых наиболее типичны своеобразные туфоловы с порфировой кристаллокластической структурой, получившие в Карамазаре название порфир-туфов.

Нижний предел возраста охарактеризованных осадочно-вулканогенных отложений повсеместно определяется их соотношениями с предшествовавшими им осадочными, эффузивными, интрузивными, тектоническими и послемагматическими проявлениями, верхний — устанавливается в узких пределах лишь в смежном районе. Тем не менее в целом их принадлежность к акчинской свите в настоящее время у большинства исследователей не вызывает сомнений; имеющиеся разногласия касаются лишь обоснованности отнесения к ней отдельных толщ или определения их относительного положения в разрезе. Н. П. Васильковский (1952) относит акчинскую свиту к верхам среднего — низам верхнего карбона. Палеофтилологические сборы на правобережье Ангрена Т. А. Сикстель и Б. В. Якович (1960) позволяют относить ее к верхам башкирского и московскому ярусам среднего карбона.

Оясайская свита

Свита включает две толщи на Ташкескенской площади — кошмурлинскую, сложенную лиparитовыми порфирами, и чокадамбулакскую — плагиоклазовыми порфиритами. Наличие в разрезе плагиоклазовых порфиритов в известной мере противоречит сложившимся представлениям о преимущественно кислом составе отложений свиты (Васильковский, 1952). Правда, в остальных частях района эти отложения уничтожены эрозией и поэтому трудно судить о действительном соотношении в них пород того или иного состава. Тем не менее следует отметить, что, по данным последних исследований И. П. Кушнарева и А. Б. Каждана (1958), в ряде разрезов оясайской свиты юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня значительную роль играют различные порфириты и их туфы. В связи с этим они справедливо предостерегают против получив-

шней развитие в последние годы практики стратиграфического подразделения и параллелизации вулканогенных толщ только по признаку их петрографического состава. Для отложений ояской свиты повсеместно принят верхнекарбоновый возраст.

Шурабсайская свита

Опорный разрез свиты на Ташкесенской площади включает две толщи — пиязлысайскую и тереклисайскую. Органические остатки подтверждают ее пермский возраст. Учитывая также вполне определенное стратиграфическое положение этих толщ, отнесение их к шурабсайской свите следует считать достоверным. С ними условно параллелизуются чорухдайронская и айнабулакская толщи гор Моголтау. Они не имеют надежных стратиграфических соотношений для отнесения их к определенному возрасту и могут принадлежать к надакской, ояской или шурабсайской свитам. Сходство по составу и взаимному расположению с близрасположенными толщами опорного разреза позволяет принять как наиболее вероятный их шурабсайский возраст.

В целом свита обладает рядом особенностей, характерных для нее и в более широком регионе: смешанный состав отложений — имеются как эфузивные, так и осадочные образования; перемежаемость их в разрезах, отражающая пульсирующий характер вулканической деятельности; преобладание вулканогенных пород среднего состава над кислыми. Максимальная мощность свиты на Ташкесенской площади 1030 м.

Первоначально Н. П. Васильковский (1952) считал шурабсайскую свиту целиком раннепермской, позже (1956 г.) он допускал, что она может относиться лишь ко второй половине этого времени. Авторы присоединяются к мнению И. П. Кушнарева и А. Б. Каждана (1958), которые принимают нижнепермский возраст свиты.

Равашская свита

Отложения свиты выделены независимо друг от друга на основании самостоятельных стратиграфических соотношений на Ташкесенской (одноименная толща) и Курусай-Бегулинской (такелийская и учочакская толщи) площадях. По особенностям состава и строения их разрезы имеют много общего с типовыми разрезами свиты в других районах. Характерно широкое развитие терригенно-осадочных образований наряду с вулканогенными и преобладание первых в низах, а вторых — в верхах разрезов, наличие эфузивных пород как кислого (липаритовые порфиры), так и приближающегося к основному (пироксеновые андезитовые порфиры) состава. Мощность свиты, очевидно, неполная, до 750—800 м.

Обоснованность выделения Н. П. Васильковским равашской свиты как самостоятельного стратиграфического подразделения решительно оспаривается И. П. Кушнаревым и А. Б. Кажданом.

Однако большинство среднеазиатских геологов в последние годы подтвердили ее существование новым фактическим материалом на ряде участков. В частности, на Ташкескенской площади равашская свита занимает совершенно определенное положение в разрезе и отделена тектоническими перерывами от нижележащих отложений шурбасайской и вышележащих кизылнуринской свит. Возраст равашской свиты датируется как верхнепермский.

Кизылнуринская свита

К этой свите отнесены две толщи — самгарская и алмабулакская. Первая уже давно считается одним из типичных представителей кизылнуринской свиты, вторая параллелизуется с ней впервые по совокупности выявленных возрастных соотношений. Наибольшие сомнения в обоснованности этой параллелизации обычно вызывает сам характер пород алмабулакской толщи, которые хотя и принадлежат к кислому ряду, как и кварцевые порфиры самгарской толщи, но отличаются от них внешним обликом и некоторыми петрографическими особенностями. Вместе с тем эти толщи объединяют ряд признаков, общих как для них, так и для образований кизылнуринского комплекса в других районах — сравнительно однородный состав вулканогенных пород, преобладание среди них лавовых фаций, отсутствие пирокластического и осадочного материала, непосредственная связь с вулканическими каналами трещинного типа. Сопоставление петрохимических данных показывает, что, помимо определенного сходства между алмабулакской и самгарской толщами, имеется и ряд отличий, впрочем, менее значительных, чем между последней и стратотипом кизылнуринской свиты в бассейне Ангrena.

Мощность кизылнуринских отложений более 500 м. Тектонический перерыв перед формированием свиты устанавливается из ее соотношений со сколами кизылтурской и туранглинской систем, которые смещают отложения равашской свиты, но перекрываются кизылнуринскими эфузивами и заплавляются их субвулканическими телами. Возраст кизылнуринской свиты определяется Н. П. Васильковским как конец верхней перми — начало триаса. В настоящее время для большей части ее отложений нижнетриасовый возраст подтвержден Т. А. Сикстель и Б. В. Яковичем (1962) определениями ископаемой флоры.

Мезо-кайнозой

Мезо-кайнозойский комплекс в Западном Карамазаре представлен морскими отложениями верхнего мела — палеогена, континентальными отложениями неогена и четвертичного периода. Мощность их составляет 400—500 м.

ТЕКТОНИКА

В районе наиболее широко представлены складчатые и разрывные нарушения герцинского и альпийского тектонических циклов, так как он сложен преимущественно породами среднего — верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя. Проявления более древней тектоники выделяются не повсеместно и отдельного описания их не приводится.

Складчатые нарушения

Общее простирание герцинских складчатых структур — от северо-западного до субширотного. По относительным размерам они подразделяются на несколько порядков.

К складкам первого порядка принадлежит Кураминский антиклиниорий, ось которого совпадает с осью подчиненной ему складчатой структуры — Карамазарской антиклинали, расположенной близ гребня главного хребта. Крылья его сложены комплексом пород нижнего, среднего, верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя. Они осложнены рядом субпараллельных кулисообразно расположенных складок низших порядков, разбиты серией продольных, поперечных и диагональных сколовых нарушений, определяющих блоковый характер структуры района (см. приложение).

К складкам второго порядка на северном крыле антиклиниория относятся Алтынтопканская синклиналь и Сардобская антиклиналь, в его приосевой части — Карамазарская антиклиналь, на южном крыле — Такелийская синклиналь и Музбекская антиклиналь.

Складки третьего порядка многочисленны; это Джамансайская, Окурдаванская, Тутлинская и Кашкырская синклинали, Канташская, Курусай-Окуртауская, Алмабулакская и Музбулакская антиклинали.

Синклинальные структуры выполнены сложными и характерными для каждой из них комплексами осадочных и вулканогенных отложений, в верхах которых сохранились наиболее молодые образования (верхний палеозой, мезозой). В ядрах антиклинальных структур обнажаются преимущественно наиболее древние отложения района (нижний и средний палеозой), прорезанные интрузивными массивами гранитоидов (Сардобский, Карамазарский, Канташский, Чокадамбулакский, Алмабулакский, Музбекский и др.).

Складки четвертого — пятого порядков развиваются как на крыльях, так и в ядрах более крупных структур. Примерами структур четвертого порядка являются Учочакская и Гайнакканская системы складок в Такели, Тутлинская синклиналь в низовьях Турганглысая, складки участка Янгикан и др.; пятого порядка — мелкие складки в песчано-сланцевых отложениях ордовика — силура среднего течения Сардобская, в карбонатных породах Калканата, Алтынтопкана, Барактынтау, Такели и Окуртау.

Преобладающее погружение осей герцинских синклинальных структур восточное и юго-восточное под углами $5-10^\circ$, антиклинальных западное и северо-западное, несколько более пологое. Углы падения складок обнаруживают четкую зависимость от общей степени дислоцированности толщ. В среднем в породах нижнего палеозоя они составляют $60-65^\circ$, среднего палеозоя $40-45^\circ$, верхнего палеозоя $20-35^\circ$.

Главной складчатой структурой альпийского возраста является пологая антиклиналь в отложениях мела и палеогена, в целом отвечающая положению водораздельной части Кураминского хребта. Фрагменты ее южного крыла обнажаются лишь в предгорной части Западного Карамазара; в приосевой части хребта положение размытого ядра антиклинали устанавливается по наличию реликтовых площадок предверхнемелового пенеплена (плато Музбель, Мискан и др.).

Севернее и южнее главной антиклинали прослеживаются значительно уступающие ей по размерам синклинальные структуры Умбеттинской и Мирзарабатской депрессий, выполненные мощной толщей мезо-кайнозойских отложений. Еще далее к северу и югу от них предположительно намечаются антиклинальные складки хр. Калканата и гор Моголтау. Остальные складки альпийского возраста очень невелики по размерам и представляют собой обычные структуры волочения, образующиеся при смещениях по склонам.

Альпийские складки, как это хорошо видно на примере синклинальных структур, размещаются по несколько иному плану, чем герцинские, и имеют по отношению к последним наложенный характер; оси их простираются и погружаются под углами $3-5^\circ$ на запад — юго-запад. Средние углы наклона крыльев складок $5-7^\circ$.

Сколовые нарушения

Герцинские сколовые нарушения подразделяются на восемь систем, отличающихся геологическим возрастом, типами и преобладающими величинами смещения, условиями залегания, отношением к складчатой структуре и морфологическими особенностями. Системам присвоены собственные названия, соответствующие названиям наиболее характерных сколов.

Тутлинская система. Сколы этой системы относятся к числу наиболее древних разрывных структур района. К ним принадлежат Тутлинский, Андабайский, Сардобский, Арабулакский, Тутлыбулакский разломы, а также ряд более мелких сколов, большая часть которых развита только в пределах среднепалеозойских известняковых массивов.

Общее простиранье сколов — от субмеридионального до северо-восточного, падение — от вертикального до наклонного под углами $55-60^\circ$ к западу и к востоку. По отношению к складчатой структуре района они ориентированы косо. Типы смещения этих сколов

лов — сбросы и взбросы с амплитудами от нескольких десятков метров до 1000—1500 м. Зоны разломов имеют мощность от 2—3 до 100—300 м.

По времени заложения сколы тутлинской системы являются, во всяком случае, доминбулакскими. Для некоторых из них, как, например, для Тутлинского разлома, характерна длительность формирования, охватывающего весь верхний палеозой и насчитывающего не менее трех периодов повторных обновлений.

Сколы тутлинской системы контролируют размещение отдельных апофиз гранитоидов Алмабулакского и диоритов Туранглинского массивов, субвулканических тел кварцевых порфиров кизылнуринской свиты и некоторых даек — гранит-порфиров, фельзит-порфиров и диабазовых порфиритов.

Сараймарданская система. Сколы этой системы прослеживаются только в пределах известняковых гряд. К наиболее крупным из них относятся Джарбулакский разлом в хр. Калканата, Сараймарданский, Тайпаксайский, Каптарханинский и Янтакский разломы в известняковой тряде Такели, Барактынтау, Дарбазинский, Кизылканский и Кантауский в хр. Окуртау. Все они принадлежат к типам взбросов и сбросов, имеют простирание от северо-западного до субширотного, обычно совпадающее с направлением осей складчатых структур, и меняющееся падение — от вертикального до наклонного под углами 30—45° на юг и на север. Величина вертикальных смещений у отдельных сколов колеблется от 20 до 600 м, иногда наблюдаются небольшие горизонтальные составляющие типа левых сдвигов. Зоны разломов образуются несколькими поверхностями смещения, параллельными или сопрягающимися с главной, и разделенными полосами интенсивной трещиноватости, брекчирования, рассланцевания карбонатных пород.

Время заложения сколов предположительно соответствует предминбулакской тектонической фазе. Насчитываются до трех периодов повторных обновлений; наиболее значительные проявляются в предакчинское время.

Сколами сараймарданской системы контролируется размещение штоков-сателлитов предакчинских гранитоидов Алмабулакского и Чокадамбулакского массивов, субвулканических тел дакитовых порфиров акчинской свиты, некоторых даек гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и др.

Окурдаванская система. Это взбросы и сбросы от северо-западного до субширотного простирания с крутым (до 80—85°) южным и северным падением — крупные структуры, параллельные складчатости, с амплитудами вертикальных перемещений от 500—1000 м (Окурдаванский, Акчагальский, Токмакский, Бургундинский, Касканасайский, Приконтактовый, Эффузивный разломы) до 3 км (Алмабулакский, Баштавакский разломы). Зоны сколов образуются серией линзовидных, быстро выклинивающихся блоков пород, ограниченных сопрягающимися поверхностями смещения, но обыч-

но имеют сравнительно небольшие мощности — от 20 до 70 м, реже 150—300 м и более.

Сколы окурдаванской системы принадлежат к типичным складчатым нарушениям и по времени заложения, несомненно, являются доакчинскими, а некоторые из них — даже неокаледонскими (Баштавакский разлом). По соотношениям разновозрастных геологических образований в блоках отдельных разломов устанавливается от трех до четырех периодов повторных смещений. Наиболее значительные из них относятся к послеакчинскому времени, но проявляются не у всех сколов.

Сколы играют важную роль в размещении различных магматических образований. Ими контролируются субинтрузивные тела гранитоидов Карамазарского (Приконтактовый разлом) и Алмабулакского (Алмабулакский разлом) межформационных массивов, Туранглинский массив диоритов (Акчагальский разлом), субвулканические тела андезито-дацитовых порфиров акчинской, кварцевых порфиров кызылнуринской свит, а также многочисленные малые интрузивные тела разных типов и возраста.

Алтынтопканская система. Объединяет сколы* северо-западного простирания, косо ориентированные к главному направлению складчатых структур, с крутым падением к северо-западу и юго-востоку. Наиболее характерными сколами этой системы являются Алтынтопканский, Чалатинский и Курбанкульский разломы. По типу смещения они принадлежат к сдвиго-бросам и сбросо-сдвигам с вертикальными составляющими до 500 м и горизонтальными — свыше 1 км. Обычно сколы характеризуются наличием зон мощностью от 10 до 200 м со сравнительно простым строением, представленных лишь интенсивным катализом и милонитизацией пород; лишь в местах их изгиба по простиранию появляется серия параллельных сопряженных поверхностей смещения и мощность зоны возрастает.

Выделяется не менее четырех периодов смещения — начальный и три повторных. Заложение сколов относится к доакчинскому времени; оно фиксируется пересечением сколами пород Карамазарского интрузива и размещением в них субвулканических тел акчинской свиты. Наиболее значительные повторные смещения датируются как послеакчинские. Роль сколов как структур, контролирующих размещение интрузивных тел, сравнительно ограничена. В них размещаются лишь редкие дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диабазовых порфиритов.

Джилянская система. Это небольшие сколы типа левых взбросо-сдвигов и сдвиго-взбросов с простиранием от субмеридионального до северного — северо-восточного и преобладающим крутым восточным или западным падением. Вертикальные и горизонтальные составляющие смещения соизмеримы по величине и обычно не превышают 50—160 м. Зоны сколов, выраженные катализом и милонитизацией пород, имеют мощность не более 70 м. По отношению к складчатым структурам сколы являются секущими. Случаев связи

с ними размещения магматических тел не установлено. Относительный возраст сколов определяется из соотношений Джилиянского разлома с Окурдаванским у северо-восточных подножий известнякового массива Орлиная горка, где первый из них смещает второй, но вместе с ним заплавляется диоритами одного из штоков-сателлитов Туранглинского массива.

Такелийская система. К ней принадлежат Такелийский, Северо-Джангалыкский, Восточно-Джангалыкский, Барактынтауский разломы в юго-западной части района, Диагональный в хр. Окуртау и др. Простирания их субширотные, с небольшими отклонениями к востоку — северо-востоку и западу — северо-западу, преобладающие падения северные под углами от 50° до почти вертикальных. Вмещающие толщи пересекаются сколами такелийской системы под острым углом к их простиранию. По типу смещения они принадлежат к левым сдвигово-взбросам и взбросо-сдвигам. Наибольшая величина смещения по Такелийскому (горизонтальное смещение 1,5—2 км, вертикальное — до 500 м) и Поперечному (соответственно 1,7 км и 300—400 м) разломам; у остальных сколов величина смещения колеблется от 15 до 200 м, причем преобладающей является то горизонтальная, то вертикальная составляющая. Характерными особенностями строения разломов являются сравнительно небольшие мощности их зон, обычно не более 70 м, и наличие одной четко выраженной поверхности смещения. Иногда в зонах сколов такелийской системы размещаются дайки гранодиорит-порфиров, а значительно чаще, хотя и на ограниченных интервалах, — диабазовых, лабрадоровых и других порфириотов. По времени заложения сколы относятся к предравашскому времени — они смещают диориты Туранглинского массива и перекрываются обломочными отложениями равашской свиты (такелийская толща). Повторные обновления типа сдвигово-взбросов устанавливаются по наличию небольших смещений тех же отложений и кварцевых порфиров кизылнуринской свиты. Они относятся, по-видимому, к началу послекизылнуринского времени, так как дайки диабазовых и других порфириотов пересекают сколы без смещения.

Кизылтурская система. Эта система включает ряд наиболее крупных и хорошо выраженных сколов — Железный (рис. 9), Редкометальный, Джангалыкский, Канджольский, Кошмуллинский, Кизылтурский, Становой, Осевой, Каракызтуганский и др. Все эти сколы восточного — северо-восточного простирания, косо ориентированы к направлению складчатых структур и крутого падения преимущественно на юго-восток. По типу смещения они принадлежат к левым взбросо-сдвигам с горизонтальными составляющими от 400—500 м до 4—6 км, преобладающими над вертикальными в 10—15 раз. Зоны их отличаются непостоянством мощностей — от 50 м до 1,5 км — и сложным внутренним строением. Последнее обусловлено широким развитием второстепенных поверхностей смещения, параллельных главной или сопрягающихся с ней. Каждая из них сопровождается своими полосами милонитизации, брек-

чирования, рассланцевания и трещиноватости. Очень характерны удлиненные линзовидные тектонические пакеты карбонатных пород, реже гранитоидов, приуроченные к изгибам главных поверхностей смещения сколов. Строение зон осложняется размещением в них многочисленных даек гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфириров и др., а также отдельных субвулканических тел.

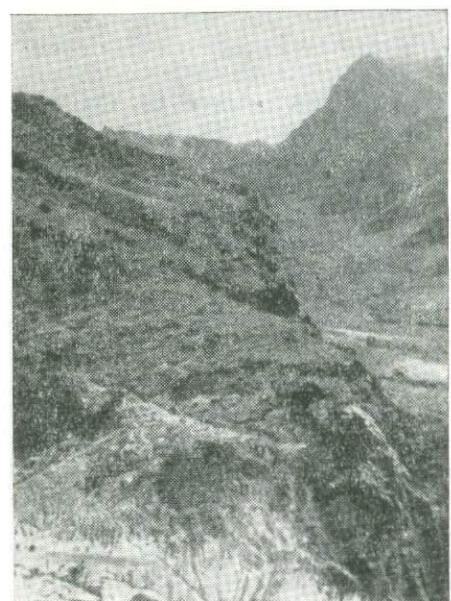


Рис. 9. Общий вид зоны Железного разлома в верховьях Сараймардан-сая. Фото Ю. С. Шихина

Время заложения сколов кизылтурской системы, когда преобладающими смещениями по ним, по-видимому, были вертикальные, не моложе предакчинского, так как ими отчетливо контролируется размещение отдельных элементов внутреннего строения среднекарбоновых гранитоидных массивов. Главный период обновлений, с преобладающими горизонтальными смещениями, относится к предкизылнуринскому времени, на что указывают соотношения сколов с субвулканическими телами и покровными частями алмабулакской и самгарской толщ.

Туранглинская система. Она включает многочисленные, обычно небольшие сколовые

нарушения типа правых сдвигов и взбросо-сдвигов преобладающего субмеридионального простирания с крутым восточным падением. Нарушения группируются в пределах отдельных участков (бассейн Туранглысая, Такели, Канджол и др.) внутри блоков, образованных сколами кизылтурской системы, по отношению к которым всегда сохраняют определенную ориентировку, но никогда их не пересекают. Относительно всех остальных элементов складчатой и разрывной структуры эти сколы занимают совершенно независимое положение и повсеместно их смещают на 1—100 м в плане. Зоны сколов выражены плохо; обычно они представлены притертым тектоническим швом со слабым дроблением и рассланцеванием пород на ширину не более 2—3 м. Во многих случаях устанавливается тесная пространственная связь со сколами туранглинской системы послекизылнуринских порфириевых даек.

Соотношения с другими разрывными нарушениями, интрузивными образованиями и вулканогенными толщами указывают на одновозрастность рассматриваемых сколов со сколами кизылтур-

ской системы. С учетом охарактеризованных выше их тектонических соотношений это позволяет отнести сколы туранглинской системы к типу «дополнительных» структур, образующихся в ослабленных зонах внутри блоков между главными сколами и соответствующими второму направлению скальвания по схеме эллипсоида деформаций (Шихин, 1960).

Альпийские сколовые нарушения имеют значительные амплитуды, но не образуют самостоятельных структур и развиваются только по зонам палеозойских разломов, преимущественно окурдаванской и кизылтурской систем. Наиболее крупные перемещения проявляются в разрывах по окраинам Мирзарабадской и Умбетинской депрессий на переходе к антиклинальным поднятиям хребтов Калканата, Кураминского и Моголтау (Калканатинский, Бегулинский, Кансайский, Катарбулакский разломы). Эти сколы круто падают в направлении поднятий. Типичны перемещения с запрокидыванием поднимающегося блока в сторону депрессии и пологим надвиганием его оползающих частей непосредственно на земную поверхность. Вследствие этого они представляют собой сочетания взбросов со своеобразными гравитационными надвигами. Амплитуды смещений 300—500 м (Катарбулакский, Бегулинский разломы) и даже 800—1000 м (Кансайский разлом). Наряду со взбросовыми отмечается проявление и сбросовых альпийских смещений. Такой сброс, вызвавший опускание южного блока Джангалынского разлома на величину до 100—150 м, устанавливается по вертикальному разобщению мезозойских отложений на участке Бегулы.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интузивные породы слагают более 50% площади Западного Карамазара. Они принадлежат к двум тектоно-магматическим циклам — каледонскому и герцинскому.

Каледонский тектоно-магматический цикл

Распространение каледонских интузивных образований в Западном Карамазаре сравнительно ограничено. Основными полями их развития являются юго-западная (горы Моголтау) и северная (горы Калканата) части района. Они подразделяются на интрузии двух фаз — преднижнедевонской (эрийской) и предживетской.

Преднижнедевонские интрузии

Интрузии этого возраста развиты в северной и северо-западной частях района. К ним принадлежат граниты каракинского и диориты калканатинского типов.

Граниты каракинского типа слагают два интузивных массива — Каракинский и Джетымчекинский. Главная часть Каракинского массива расположена за пределами описываемой площади, и характеристика его здесь не приводится.

Джетымчекинский массив занимает юго-западную часть гор Калканата. Это удлиненное тело северо-западного профиля, шириной 2,5 км в плане, обнажающееся на расстоянии 3,5 км. На северо-востоке оно имеет интрузивный контакт со сланцевой толщей ордовика — силура, на юго-западе отделено Баштавским разломом от среднепалеозойских карбонатных пород. Массив сложен биотитовыми плагиогранитами — светло-розовыми равномернозернистыми массивными породами с гипидиоморфнозернистой структурой. В составе породы плагиоклаза (андезин) содержится от 42 до 52%, кварца 16—34%, калиевого полевого шпата (ортоклаз и микроклин) 15—20%, биотита 3—10% и амфибала (обыкновенная роговая обманка) 0,2—7%. От центра массива к контактам возрастает содержание плагиоклаза и темноцветных, особенно амфибала, уменьшается — калиевого полевого шпата и кварца. Дериваты массива представлены жилами гранит-аплита.

Нижний возрастной предел гранитов каракинского типа определяется прорыванием ими силурийских отложений, верхний — находками гальки сходных с ними пород в отложениях нижнедевонской катрангинской свиты.

Диориты калканатинского типа встречаются главным образом в горах Калканата и в нижнем течении Сардобсая среди песчано-сланцевых отложений ордовика — силура. Обычно это мелкие штоко- и дайкообразные тела, размеры которых не превышают первых десятков метров. Единственное более крупное тело, расположенное в нижнем течении Тузгомгенсая, имеет форму штока размером 0,8×1 км и приурочено к ядру небольшой брахиантклинали.

Диориты представляют собой серые и темно-серые плотные породы с мелкозернистой порфировидной структурой. Порфировидные выделения образованы плагиоклазом (андезин № 40), остальная часть породы сложена мелкозернистым агрегатом зерен плагиоклаза (андезин № 32), биотита и пироксена (гиперстен, авгит), промежутки между которыми иногда выполнены кварцем и калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз занимает 60—70% объема породы, пироксен 15—20%, биотит около 5—10%, кварц и калиевый полевой шпат не более 10%. Аксессорные минералы — магнетит и апатит.

Верхний предел возраста диоритов определяется довольно точно на основании находок большого количества их ксенолитов в интрузиях предживетской фазы магматизма. Возрастные соотношения их с гранитами каракинского типа в пределах Западного Карамазара не установлены.

Предживетские интрузии

Среди предживетских интрузий выделяются породы трех петрографических и возрастных типов — гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и кварцевые порфиры.

Гранодиорит-порфиры наиболее распространены. Они слагают крупные поля в пределах гор Калканата, встречаются в верхнем течении Каракиясая и в районе массива Акташкан. В основном это силообразные тела, размещающиеся в структурах межформационного срыва на контакте песчано-сланцевой толщи ордовика — силура и нижнедевонских эфузивов, реже — штоки и дайки. В центральных частях тел порода имеет зеленовато-серую окраску и сравнительно хорошо раскристаллизована; 70—90% ее составляют вкрапленники плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита; кварц-полевошпатовая основная масса имеет гипидиоморфно-зернистую структуру. Близ контактов порода приобретает красноватую окраску, количество вкрапленников уменьшается до 20—40%, основная масса становится крупнокристаллической, иногда фельзитовой.

Гранит-порфиры прорывают эфузивы нижнего девона, описанные выше гранодиорит-порфиры и образуют мелкие штоко- и дайкообразные тела, распространенные на тех же участках. Породы обычно имеют розовую или кирпично-красную окраску. Количество вкрапленников в них 30—40%; представлены они в основном кварцем и ортоклазом, в меньшей степени — плагиоклазом и биотитом; основная масса имеет микрофельзитовую, реже микропойкилитовую и криптокристаллическую структуру.

Кварцевые порфиры слагают крупное штокообразное тело площадью около 2 км², а также мелкие дайкообразные тела в северо-восточной части гор Калканата, прорывающие гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры, описанные выше. Это розовые плотные породы с очень характерной кристаллокластической структурой, обусловленной обломочными формами порфировых выделений, среди которых преобладают кварц, калиевый полевой шпат, в меньших количествах встречаются кислый плагиоклаз и биотит.

Верхний возрастной предел описанной группы интрузий установлен по непосредственному перекрыванию их базальными горизонтами живетского яруса, а также по нахождению в последних обильных их обломков.

Герцинский тектономагматический цикл

Герцинские интрузивные образования широко распространены в Западном Карамазаре и чрезвычайно разнообразны по составу, возрасту, морфологическим типам. Однако подразделение их на возрастные и петрографические комплексы затруднено из-за неполноты разреза верхнепалеозойских эфузивов и сложности идентификации отдельных интрузивных тел. Наибольшее количество самостоятельных петрографических и возрастных типов выделяется среди гипабиссальных малых интрузий. Поэтому каждому из них, кроме общего петрографического определения по номенклатуре А. Н. Заварицкого, присваивается рабочее наименование по отличительному признаку состава, структуры или внешних особенностей.

стей. В настоящее время для района в целом достоверно обосновано выделение лишь трех возрастных комплексов интрузий — предакчинского, послеакчинского, более дробно не расчлененного, и послекизылнуринского. Ниже дается характеристика лишь наиболее распространенных типов.

Предакчинские интрузии

Интрузивные образования предакчинского возраста (начало среднего карбона) подразделяются на три самостоятельные группы, последовательно сменяющие друг друга во времени: диориты моголтауского типа, гранитоиды карамазарского типа и гипабиссальные малые интрузии гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров.

Диориты моголтауского типа развиты преимущественно в горах Моголтау и Калканата. По составу среди них выделяется несколько петрографических разностей: габбро, диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты (Андыгенский, Датчалысайский, Баррисайский, Курукский и другие штоки в горах Моголтау) и кварцевые диорито-монциониты (Курганчинский шток в нижнем течении Сардобсая). Эти разности не составляют самостоятельных интрузивных фаз или стадий, а принадлежат к эндоконтактовым фациям диоритов, в неодинаковой степени представленных в разных телах. Большинство тел зонального строения, с закономерной сменой состава пород от кварцевых диоритов и кварцевых диорито-монционитов в центре до габбро-диоритов и габбро в контактовых частях. Размеры тел варьируют в широких пределах — от первых десятков метров до первых километров, чаще же не превышают первых сотен метров. Обычно это удлиненные штоки, приуроченные к зонам сколовых нарушений.

Возрастное положение диоритов определяется тем, что они прорывают карбонатные отложения среднего палеозоя гор Калканата и Моголтау, перекрываются отложениями акчинской свиты (Курганчинский шток) и прорываются гранитоидами карамазарского типа (Музбулакский массив).

Гранитоиды карамазарского типа слагают крупные массивы, неоднократно описанные в литературе как тип батолитовых образований раннего этапа герцинского магматизма (Наследов, 1935; Карпова, 1944; Васильковский, 1952; Раджабов, 1964 и др.). В пределах Западного Карамазара и гор Моголтау располагаются шесть массивов гранитоидов этого типа — Карамазарский, Алмабулакский, Канташский, Чокадамбулакский, Музбекский и Музбулакский. Все они размещаются в ядрах одноименных антиклинальных складок второго порядка, вытягиваются в западном — северо-западном или субширотном направлениях, обладают сходным составом и морфологическими особенностями.

Карамазарский pluton — наиболее крупная и хорошо изученная интрузия, считающаяся типовой в рассматриваемой группе. Представляет собой мощный односторонний лакколит, разме-

щающийся вдоль поверхности межформационного срыва в кровле нижнепалеозойской песчано-сланцевой толщи, с секущей корневой частью, залегающей в зоне Приконтактового разлома. Обладает сложным внутренним строением, обусловленным формированием его в три последовательные стадии, и проявлением фациальной зо-

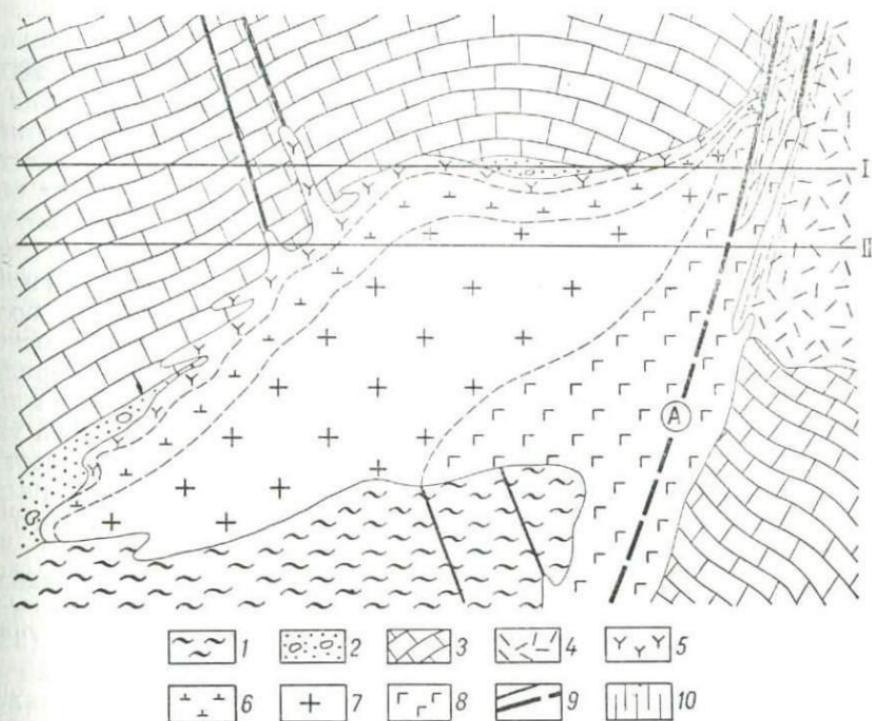


Рис. 10. Схема размещения Алмабулакского интрузива

1 — песчано-сланцевые отложения ордовика — силура; 2 — конгломераты и песчаники среднего девона; 3 — карбонатные породы среднего девона — нижнего карбона; 4 — эфузивы минбулакской свиты; 5 — гибридные диориты краевой фации; 6 — кварцевые диориты переходной фации; 7 — гранодиориты и граниты главного тела массива; 8 — гнейсты субинтрузивной фации; 9 — сколовые нарушения (А — Алмабулакский разлом); 10 — рассланцевание

Уровень эрозионного среза в сечениях: I — Тутлы — Барактынтау; II — Алмабулак — Такели

нальности. Детальная характеристика условий размещения, морфологии, внутреннего строения и петрологии plutона приводится далее.

Алмабулакский массив протягивается вдоль подножий Кураминского хребта на расстоянии более 40 км. Ширина его в плане 2,5—4 км. Тело массива пересекается рядом сколов — Железным, Редкометальным, Кошмуллинским и другими, разделяющими его на несколько разобщенных блоков.

В структурном отношении Алмабулакский массив (рис. 10), подобно Карамазарскому, представляет собой межформационное

тело типа одностороннего лакколита с корневой частью, размещающейся по Алмабулакскому разлому, и крупными языкообразными апофизами, вдающимися на юго-западе в карбонатные породы или образующими в них мелкие обособленные штоки-сателлиты. В массиве выделяются породы главной стадии формирования, составляющие основное его тело с серией штоков-сателлитов, дополнительные интрузии и жильные аналоги.

Главное тело массива подразделяется на четыре фациальные зоны. Первая, краевая зона истинной мощностью от 80 до 200 м располагается непосредственно у контакта массива с известняками. Она представлена мелкозернистыми гибридными диоритами — темными плотными породами со сложением, близким к мелкопорфировому. Плагиоклаз (основной андезин) в них составляет 60—65%, калиевый полевой шпат 8—10%, кварц 5—10%, темноцветные компоненты (пироксен, амфибол, биотит) 20—25%, рудный минерал, сфен и апатит 3—5%. Структура породы порфировидная, призматически-зернистая. Необычное сочетание сравнительно более кислого мелкозернистого базиса с крупными выделениями основного плагиоклаза, пироксена и амфибала придает этим породам своеобразный облик, не сходный ни с какими другими типами диоритов района. Геологическое положение и особенности состава указывают на их принадлежность к контаминированным разностям гранитоидов. Этими же породами сложены штоки-сателлиты массива в известняках Такели и Барактынтау, отходящие от него по разломам сараймарданской системы.

Вторая, переходная зона мощностью 200—300 м сложена кварцевыми диоритами, которые постепенно сменяют гибридные диориты краевой фации. Они состоят из плагиоклаза — андезина (35—50%), калиевого полевого шпата (12—35%), кварца (15—25%), темноцветных (12—17%) и акцессорных (1—2%) минералов. Структура их гипидиоморфнозернистая в сочетании с пойкилитовой.

Породы третьей зоны слагают главное тело массива. Среди них преобладают разности, приближающиеся к гранодиоритам и кварцевым монцонитам с крупно- и среднезернистым, иногда порфировидным сложением. В составе их несколько увеличивается количество калиевого полевого шпата, иногда кварца; структура породы становится гипидиоморфнозернистой или монцонитовой.

Четвертая зона прослеживается вдоль северо-восточного крутоопадающего контакта массива. Ширина ее в плане колеблется от 0,1 до 1,5 км. Она представлена мелкозернистыми гранитами и гранодиоритами. Плагиоклаз (средний андезин) составляет в них 25—45%, темноцветные минералы 10—17%, калиевый полевой шпат 35—40% и кварц 15—20%. Структура породы гипидиоморфнозернистая и гранитовая. Гранитоиды этой зоны, по-видимому, являются наименее контаминированными разностями массива, приближающимися к составу исходного магматического расплава, и соответствуют субинтрузивной фации массива.

Дополнительные интрузии в Алмабулакском интрузиве распространены ограниченно. Выделяются две петрографические разности таких пород — мелкозернистые гранодиориты и микродиорит-аплиты. Из жильных аналогов гранитоидов представлены мелкие тела микрогранитов, микрогранит-аплитов, аплитов, пегматитовых гранитов и пегматитов, по составу связанных взаимопереходами и нередко встречающихся совместно.

Отнесение Алмабулакского интрузива к предакчинской фазе подтверждается пересечением пород минбулакской свиты на участке Тутлы штоком-сателлитом гранитов субинтрузивной фации массива и соотношениями с предминбулакскими и предакчинскими сколами. В свою очередь интрузив пересекается телами субвулканических аналогов эфузивов акчинской свиты и предакчинскими смещениями по сколам. По составу интрузив хорошо параллелизуется с массивом гранитоидов второй стадии формирования Карамазарского plutона.

Канташский массив прослеживается на расстоянии около 10 км между известняковой грядой Канташ—Джамансай (на севере) и полосой развития вулканогенных пород акчинской свиты (на юге). Средняя ширина его 2,5 км. По данным Л. А. Хусанбаева и М. Е. Запрометова, он сложен серыми, розовато-серыми массивными, среднезернистыми гранодиоритами, в которых плагиоклаз составляет 40—50%, калиевый полевой шпат 13—26%, кварц 10—25%, темноцветные минералы (биотит, амфибол, пироксен) 11—23%. Массив условно относится к аналогам гранитоидов второй стадии Карамазарского plutона.

Чокадамбулакский массив обнажается в ядре Курусай-Окуртауской антиклинали на расстоянии около 20 км при ширине 2—4 км. Центральные части его сложены мелкозернистыми гранитами и среднезернистыми порфировидными гранодиоритами, аналогичными породам главного тела Алмабулакского массива. В 40—100 м от контакта с известняками порода становится более мелко- и равномернозернистой и по составу приближается к диориту. Породы дополнительных интрузий представлены розовыми порфировидными гранодиоритами с аплитовидной структурой. Из жильных аналогов гранитоидов встречаются мелкие жилообразные тела аплитов и пегматитов. Возраст массива устанавливается по прорыванию им среднепалеозойских известняков и по находке обломков его пород в базальных слоях акчинской свиты. По сходству петрографического состава он объединяется в одну возрастную группу с Алмабулакским и Канташским массивами.

Музбекский массив занимает центральную часть гор Моголтау, где обнажается на площади около 200 км². И. Х. Хамрабаевым было высказано предположение, что он представляет собой межформационное лакколитообразное тело. По данным Е. Д. Карповой (1959), состав его отвечает гранодиориту. Н. П. Васильковский (1952) считает, что массив неоднороден по составу и возрасту и может состоять из двух самостоятельных интрузивов:

южного, соответствующего карамазарским гранодиоритам, и северного, напоминающего по составу предшурбайские граниты кизылсайского типа. Предположение это пока не подтверждено фактическими данными. По наблюдениям авторов, состав массива скорее всего соответствует гранитам и адамеллитам третьей стадии формирования Карамазарского plutона.

Музбулакский массив находится в юго-западной части гор Моголтау. Это вытянутое в субширотном направлении тело, овальной в плане формы, размером $2,5 \times 10$ км, выполняющее ядро одноименной антиклинали в породах ордовика — силура. По данным Е. Д. Карповой и Е. Г. Краснова, массив сложен светло-серыми, массивными, равномернозернистыми биотитовыми гранитами. В их составе плагиоклаза (олигоклаз-андезин № 30—40) 35—50%, кварца 20—30%, калиевого полевого шпата (ортоклаз, микроклин) 15—30%, биотита до 10% и амфибала 5—10%; структура породы гипидиоморфнозернистая. Дериваты массива представлены главным образом маломощными жилами аплитов. По мнению Б. Н. Наследова (1935₃) и Е. Д. Карповой, основанному на находках обломков сходных по петрографическому составу гранитоидных пород в конгломератах машрапской свиты, массив досреднедевонского возраста. Е. Г. Краснов, указывая на факт прорывания им среднепалеозойских известняков, считает массив герцинским образованием. Этот вывод подтверждается последними наблюдениями авторов и С. И. Мамаджанова, показывающими, что он прорывает также предакчинские диориты моголтауского типа, а небольшое тело его аналогов на участке Айнабулак пересекает гранитоиды Музбулакского массива. Поэтому Музбулакский массив условно относится к четвертой стадии формирования предакчинских гранитоидов, более поздней, чем Карамазарский plutон.

Гипабиссальные малые интрузии предакчинского комплекса включают пять типов гранодиорит-порфиров. Некоторые из них петрографически сходны и отличаются лишь тонкими особенностями структуры и состава, но принадлежат к самостоятельным образованиям, что подтверждается возрастными соотношениями. Подавляющая их часть размещается в пределах предакчинских интрузивных массивов и лишь в единичных случаях они выходят во вмещающие породы. Характерный морфологический тип малых интрузий — сравнительно короткие, но мощные крутопадающие дайки, обычно сопряженные с пологими интрузивными залежами, иногда многоярусными, размещающимися в прототектонических трещинах отслоения гранитоидов. Лишь гранодиорит-порфиры «гломеропорфировые» образуют тела жильного типа.

Гранодиорит-порфиры «меланократовые» слагают центральные части тел. Это темные зеленовато-серые породы порфировидного облика с довольно крупными (до 5 мм) идиоморфными выделениями плагиоклаза, выделяющимися на фоне мелких ксеноморфных вкрапленников плагиоклаза, биотита, амфибала и пироксена, реже кварца и калиевого полевого шпата. В отличие от

вкрапленников основная масса кварц-полевошпатового состава и содержит лишь редкие выделения биотита и амфибала. Она составляет около 50% объема породы; структура ее микрогранитовая, микропегматитовая или микрогранофировая. В направлении к kontaktам основная масса приобретает микрогранулитовую, микропойкилитовую или фельзитовую структуру, иногда флюидальную текстуру. В висячих контактах порода чаще представлена фельзитом, почти лишенным вкрапленников, в лежачих, как правило, — диоритовым порфиритом с призматически-зернистой структурой и большим количеством вкрапленников.

Гранодиорит-порфиры «невадитовые» характерны резким преобладанием вкрапленников — до 70%. Главная часть вкрапленников представлена мелкими гипдиоморфными зернами плагиоклаза и биотита, реже кварца и амфибала, на общем фоне которых хорошо выделяются более редкие, но крупные идиоморфные кристаллы ортоклаза. Основная масса обычно имеет микрогранулитовую, иногда микропойкилитовую или фельзитовую структуру. В лежачих контактах порода приобретает облик мелкопорфирового кварцевого диоритового порфирита, в висячих — чаще встречается фельзит.

Гранит-порфиры «невадитовые», как и гранодиорит-порфиры, описанные выше, характеризуются высоким (до 60—70%) содержанием вкрапленников, особенно полевых шпатов, а также постоянным их размером в пределах 2—4 мм. Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз, по количеству лишь немного ему уступают калиевый полевой шпат и кварц, в меньшей степени развиты биотит и особенно амфибол. Основная масса сложена кварцем, калиевым полевым шпатом и биотитом. Структура ее микрогранитовая, часто в сочетании с микросферолитовой и микропегматитовой. Аксессорные минералы — апатит, циркон, рудный. В зоне контактовой закалки порода представлена фельзитовыми и кварцевыми порфирами.

Гранодиорит-порфиры амфиболовые наиболее распространены из числа предакчинских малых интрузий. Внешне порода отличается крупнопорфировым, близким к порфировидному сложением и наличием тусклых, зеленоватых вкрапленников амфибала величиной 5—8 мм и более. Микроскопически ее особенностью является несоответствие состава вкрапленников и основной массы. Наиболее характерны порфировидные выделения плагиоклаза (андезин) и амфибала (зеленая роговая обманка); часто встречаются биотит и кварц, редко — калиевый полевой шпат и пироксен. Основная масса (45—60%) имеет кварц-полевошпатовый состав и смешанную, микропегматитовую в сочетании с микросферолитовой и микрогранитовой структуру. Контактовые разности породы представлены фельзитовыми порфирами с флюидальной текстурой, иногда диоритовым порфиритом.

Гранодиорит-порфиры «гломеропорфировые» имеют коричневую или зеленовато-серую окраску и порфировую

(от плейстофировой до невадитовой) структуру. Характерная черта ее — гломеропорфировые скопления фенокристаллов плагиоклаза, редкие, но крупные порфироидные выделения калиевого полевого шпата, количественное преобладание вкрапленников амфибола над биотитом и оплавленность выделений кварца. Состав основной массы кварц-полевошпатовый, структура фельзитовая. Жилы пород этого типа пересекаются телами субвулканических аналогов акчинской свиты.

Послеакчинские интрузии

К образованиям этого возраста относятся массивы диоритов, сиенито-диоритов и комплекс разнообразных малых интрузий от кислого до основного состава. Последние могут принадлежать к разным тектоно-магматическим fazам — от преднадакской до кизылнуринской, однако точная возрастная привязка ^{всех} выделенных типов не разработана. Поэтому их описание приводится совместно в порядке относительной последовательности формирования.

Диориты туранглинского типа распространены в известняковой гряде Курусай — Джангалык, где обнажаются в виде серии штокообразных выходов вдоль Акчагальского и Окурдаванского разломов и внутри карбонатной толщи, а на глубине образуют единое тело (Туранглинский массив). Диориты этого типа известны также в хр. Окуртау (Окурдаванский и Шевчуковский штоки), а также обнаружены буровыми скважинами под четвертичными отложениями Мирзарабатской депрессии юго-западнее Такели (Джанбулакский шток).

Сложение диоритов среднезернистое, порфироидное. Состав породы: плагиоклаз (андезин-лабрадор) от 30 до 70%, пироксен, амфибол, биотит в сумме от 25 до 50%, калиевый полевой шпат от 1 до 45%, иногда до 10—15% кварца; акцессорные минералы (рудный, сfen, апатит и монацит) составляют 4—5%. Наиболее распространены диоритовая, монцонитовая структуры и их сочетания. Особенno показательна порфироидность структуры, обусловленная широким пределом колебаний размеров минеральных зерен. Вследствие значительных изменений относительных количеств породообразующих минералов и структуры наряду с диоритами выделяются породы сиенитового, монцонитового (рис. 11), монцонито-диоритового и габбро-диоритового типа, связанные постепенными переходами. Среди фациальных разностей пород очень характерны также отмеченные еще Е. Д. Карповой (1944) своеобразные пегматоидные образования, когда наблюдается резкое (в несколько десятков раз) увеличение зерен породообразующих минералов с одновременным обогащением породы или полевыми шпатами, или, наоборот, темноцветными компонентами и появлением типичной пегматитовой структуры (см. рис. 11, г). Эти образования, по-видимому, связаны с метасоматической переработкой породы поздне-магматическими эманациями, следующими за внедрением диори-

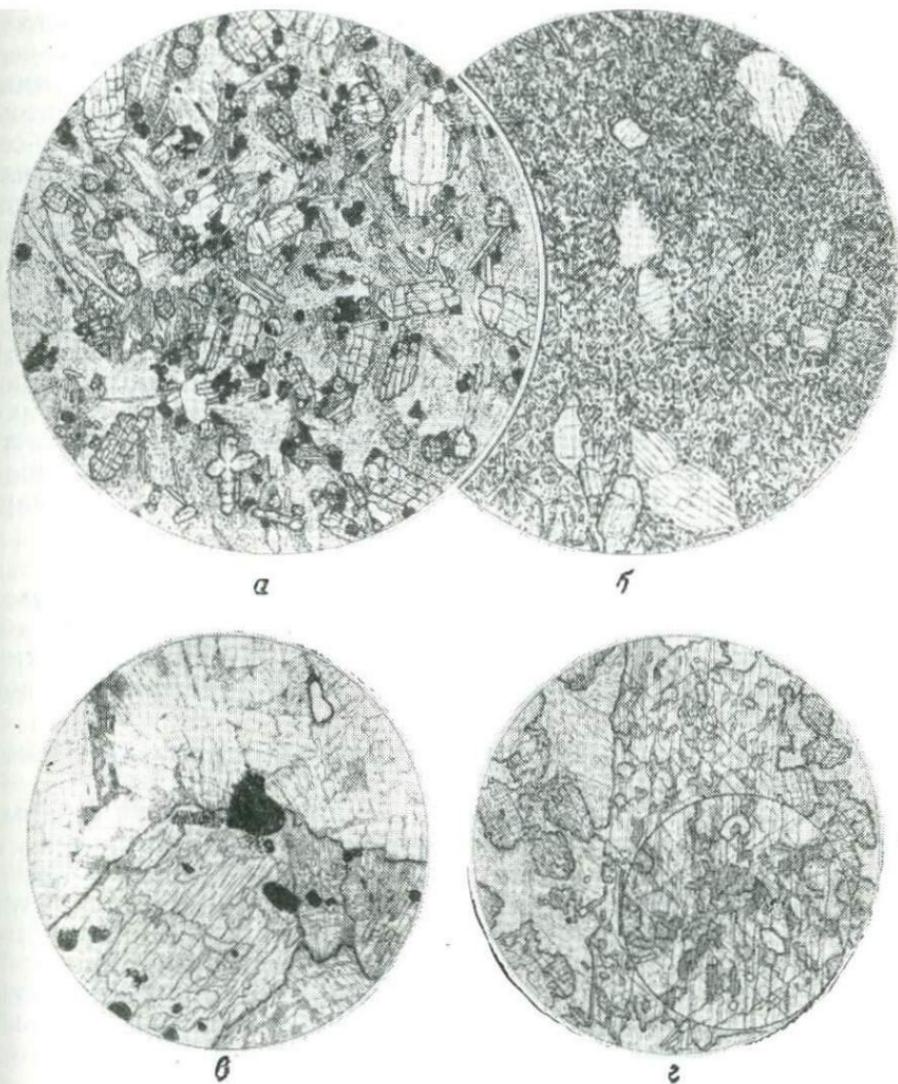


Рис. 11. Фациальные разновидности пород Туранглинского массива:
 а — монzonит; б — монzonито-диорит; в — габбро-диорит; г — пегматоидное обособление в диоритах с прорастанием пироксена амфиболом. д поля зрения 5,6 мм (а, б, в), 18 мм (г, большой круг) и 2,5 мм (г, малый круг). Рис. З. А. Бурлаченко

тов. Жильные аналоги диоритов представлены небольшими прожилками диорито-аплитов.

По соотношениям диоритов с предакчинскими гранит-порфира-ми «невадитовыми» и более древними и молодыми сколами возраст их предположительно определяется как предшурбайский.

Сиенито-диориты чорухдайронского типа располагаются в северо-восточном окончании гор Моголтау, где слагают почти изомет-

ричное в плане тело. Считается, что оно имеет форму небольшого лакколита с корневой частью, размещающейся в зоне Эффузивного разлома. В формировании его выделяются три последовательные стадии, которые представлены массивами кварцсодержащих сиенито-диоритов, кварцевых монzonитов и порфировидных гранитов.

Кварцсодержащие сиенито-диориты имеют серую до темно-серой окраску, массивную текстуру и мелкозернистую порфировидную структуру; более крупные зерна плагиоклаза заключены в гипидиоморфнозернистой массе, сложенной плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом и пироксеном. Кварцевые монzonиты характеризуются довольно светлой, розовато-серой окраской, порфировидной структурой. Выделения представлены идиоморфными кристаллами плагиоклаза и амфибала, остальная часть породы сложена мелкозернистым агрегатом кварца, калиевого полевого шпата, биотита и плагиоклаза. Граниты обладают особенно резко выраженной порфировидной, местами порфировой структурой; в выделениях наблюдаются плагиоклаз, биотит, реже амфибол и калиевый полевой шпат; мелкозернистый базис состоит из кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

По возрасту охарактеризованное интрузивное тело относится скорее всего к нижней — верхней перми, так как оно прорывает тела андезитовых порfirитов субвулканических аналогов шурабайской свиты и в свою очередь прорывается субвулканическими телами кислого состава, предположительно аналогами эffузивов равашской свиты.

Гипабиссальные малые интрузии послеакчинского комплекса многочисленны.

Гранодиорит-порфиры «лейкократовые» образуют сложные, с причудливыми контурами дайкообразные тела и межпластиевые залежи в известняковых массивах Курусай — Джангалык, Окуртау и Мирзатая. Это светлоокрашенные породы с редкими фенокристаллами бело-розового полевого шпата и характерными оплавленными зернами голубовато-серого кварца. К микроскопическим их особенностям относится преобладание микрозернистой кварц-полевошпатовой основной массы над вкрапленниками. Последние распределены неравномерно и занимают 25—30 % объема породы. Преобладают плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат; биотит и амфибол редки и обычно обесцвечены. Аксессорные минералы — апатит, циркон и рудный. Контактовые разности породы не содержат кварца и заметно флюидальные.

Гранодиорит-порфиры «диоритовидные» встречаются в виде даек северо-западных простираций и интрузивных заливей. Полевые шпаты составляют до 65%, темноцветные компоненты 20—25%, кварц 10—15%. Порфировые выделения плагиоклаза (№ 45), биотита и амфибала занимают 30—40% объема породы; кварц, калиевый полевой шпат и пироксен распределены неравномерно и встречаются не повсеместно. Аксессорные минералы представлены апатитом и рудным. Составными частями основной

массы являются полевые шпаты, кварц, в меньшей степени биотит и амфибол. Для нее наиболее характерна микрогранитовая структура, часто с элементами призматически-зернистой. Зальбандовые разности дайковых тел сложены флюидальными диоритовыми порфиритами с микрофельзитовой структурой.

Гранит-порфиры «мелкопорфировые» слагают систему жильных тел от северо-восточного до северо-западного простирания в гранитондах Карамазарского интрузива, местами встречаются в других частях района. Внешне это породы розовато-серого или коричневатого цвета с характерным сочетанием мелкозернистой кварц-калиевополевошпатовой основной массы и многочисленных мелких порфировых выделений кварца, калиевого полевого шпата, реже плагиоклаза, биотита, амфиболя. Основная масса, по объему несколько преобладающая над вкрапленниками, обладает микрогранитовой, микросферолитовой, микрографической структурой в центральных частях тел и микрофельзитовой, микропойкилитовой на контактах. Аксессорные минералы — апатит, циркон, рудный.

Кварцевые диоритовые порфиры «микропойкилитовые» образуют протяженные интрузивные жилы преимущественно в гранитондных массивах. Порода имеет розовую или кирпично-красную окраску и мелкопорфировую плезиофировую структуру. В составе порфировых выделений присутствуют плагиоклаз (15—25%), биотит (5—10%), кварц (2—5%), калиевый полевой шпат (до 2%) и амфибол (до 1%). Очень характерна ярко выраженная микропойкилитовая структура основной массы, иногда сочетающаяся с микросферолитовой. В зальбандах жил порода имеет состав диоритового порфира с небольшим количеством тех же вкрапленников, но без кварца.

Микрогранит-аплиты («гранофирь») обычно залегают в виде удлиненных или изометрических штокообразных тел. Представляют собой мелкозернистые розовые или красные породы с микрогранитовой, аplitовой или пегматитовой «письменной» структурой. В породе присутствуют плагиоклаз (30—35%), кварц (35—40%), микроклин (30—35%), иногда биотит.

Гранит-порфиры «красные» представлены одним крупным дайкообразным телом сложной формы в бассейне Туранглысая. Для породы характерны красная окраска, хорошая степень раскристаллизации в центре тела и плотное мелкозернистое сложение в зальбандах. Структура гранит-порфиров полнокристаллически-порфировая с микрогранитовой, микропегматитовой или микросферолитовой основной массой, составляющей 40—50% объема породы. В основной массе преобладают калиевый полевой шпат (35—40%), кварц и кислый плагиоклаз (по 20—25%), в меньшем количестве (8—10%) встречается биотит. Среди вкрапленников особенно распространен ортоклаз, образующий крупные сильно вытянутые удлиненно-призматические кристаллы; обильны плагиоклаз, кварц и биотит. Из акссесорных минералов типичен ортит.

Контактовые разности обычно сложены фельзитовым порфиром, часто флюидальным.

Гранодиорит-порфиры «тоналитовые» образуют пологопадающие залежи и дайкообразные тела чаще всего субширотного простириания. Представляют собой темную, сильно измененную породу, внешне напоминающую грубозернистые гранитоиды. Порфировые выделения в ней занимают 60—70%; среди них особенно распространены альбитизированный плагиоклаз, амфибол и биотит, менее — кварц и калиевый полевой шпат. Кварц-полевошпатовая основная масса крайне неоднородна, имеет в разных участках микрогранитовую, микропойкилитовую и микросферолитовую структуры. Аксессорные минералы представлены апатитом и цирконом. Очень четко выражено постепенное уменьшение степени раскристаллизации от центра к контактам, где порода отвечает фельзитовому порфиру.

Кварцевые диоритовые порфиры «лампрофировидные» образуют небольшие по размерам дайки, реже пологие залежи. Для породы в целом характерны темная окраска и «лампрофировидный» облик, обусловленный наличием большого количества темноцветных минералов в основной массе и во вкрапленниках. Последние представлены редкими, неправильной формы зернами плагиоклаза, единичными выделениями кварца и пироксена. Основная масса имеет микродиоритовую структуру.

Диоритовые порфиры «диабазовидные» широко распространены в разных породах. Они слагают небольшие дайки северо-западного — субширотного простирианий и пологопадающие залежи. По петрографическим особенностям очень сходны с диабазовыми порфиритами, от которых отличаются наличием выделений кварца. Основная масса занимает 70—75% объема породы и имеет типичную микродиабазовую, реже микродиоритовую структуру; вкрапленники представлены плагиоклазом, в меньшей мере амфиболом и биотитом. Выделения кварца от мелких до крупных (5—8 мм), сильно оплавлены и корродированы. Отмечаются зерна рудного минерала, апатита и сфена. В зоне закалки количество вкрапленников уменьшается, порода приобретает гиалопилитовую структуру.

Лампрофирсы пироксен-амфиболовые (спессартиты) образуют тела типа мощных, но коротких даек от северо-западного до субмеридионального простирианий. Из числа выделенных в районе разновидностей лампрофиров спессартиты наиболее распространены. Внешне они характеризуются зеленовато-черным цветом и мелкозернистым сложением, особенно в приконтактовых частях даек. Микроскопически порода состоит из плагиоклаза (40—50%) и амфибала — зеленой роговой обманки (40%); в подчиненном количестве присутствуют пироксен, рудный минерал, апатит; очень редко встречаются биотит, калиевый полевой шпат и даже кварц. В последнем случае порода приближается к лампрофирам кузелитового типа. Структура породы лампрофировая, основ-

ной массы — микропанидиоморфнозернистая в центре и гиалопили-
тава в зальбандах тел. Дайки спессартитов являются наиболее
древними в группе лампрофиров, так как они секутся послекизыл-
нуринскими диабазовыми порфиритами.

Послекизылнуринские интрузии

Интрузивные породы этого возраста образуют исключительно
жильные тела.

Кварцевые порфиры и фельзит-порфиры широко
развиты и довольно равномерно распределены в районе. Образуют
жилообразные тела различных размеров. Макроскопически это
светло-розовые плотные породы с олигофировой (кварцевые пор-
фиры) или спорадофировой (фельзит-порфиры) структурой. Среди
вкрапленников преобладают кварц или кислый плагиоклаз, значи-
тельно реже встречаются калиевый полевой шпат и биотит. Основ-
ная масса имеет фельзитовую, реже сферолитовую, микропойкили-
товую или микропегматитовую структуру. По-видимому, многие ма-
ломощные тела кварцевых порфиров и фельзит-порфиров являются
структурными разновидностями других типов гипабиссальных ин-
трузий, описанных выше, и соответствуют породам зон их контак-
товых закалок.

Граносиенит-порфиры сферолитовые развиты
в западной части района (низовья Туранглысая и Аузикентсая),
где образуют пучок протяженных жильных тел северо-восточного
простирания. Представляют собой розовые с белесыми пятнами по-
роды, в которых с трудом различаются вкрапленники полевого
шпата и кварца. Под микроскопом порода обнаруживает нечетко
выраженную порфировую структуру с вкрапленниками плагиокла-
за, кварца, биотита, редко калиевого полевого шпата, составляю-
щих от 15 до 25% объема породы. Основная масса сложена пре-
имущественно калиевым полевым шпатом, образующим сферолиты,
пронизанные мелкими пойкилитовыми вростками альбита;
структура ее смешанная — микросферолитовая и микропойкилито-
вая. Состав породы: 65—70% плагиоклаза (средний андезин) и ка-
лиевого полевого шпата, 15—25% кварца, 4—6% биотита и амфи-
бола; акцессорные — апатит и циркон. Четкой закалки в контактах
жил не наблюдается.

Граносиенит-порфиры секутся жилами диабазовых порфиритов
и принадлежат к числу ранних послекизылнуринских интрузий.

Диабазы и диабазовые порфиры образуют срав-
нительно маломощные, но протяженные жильные тела северо-во-
сточного простирания. Распространены они в районе повсеместно,
но главная их масса группируется в пределах двух поясов — Таке-
лийского и Бурачарского. Выделяется несколько разновидностей
этих пород, отличающихся особенностями состава или струк-
туры, — собственно диабазы и диабазовые порфиры, долериты,
эсексит-диабазы, авгит-плагиоклазовые, лабрадоровые и другие
порфиры.

Диабазы представляют собой темные, зеленоватые, плотные породы с афанитовым сложением и округлыми миндалинами кварц-карбонатного состава. Наиболее характерны порфировидные диабазы, обладающие мелко- или среднезернистым сложением; они содержат не более 5% порфировых выделений и состоят из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза, угловатые промежутки между которыми заполнены темноцветными минералами, замещенными вторичными образованиями (хлорит, серицит, эпидот, карбо-



Рис. 12. Разновидности диабазов с офитовой (а) и толейитовой (б) структурой. Джангалык. d поля зрения 2,5 мм. Рис. З. А. Бурлаченко

нат). Аксессорные минералы представлены обильной вкрапленностью рудного минерала, иногда встречается апатит. Структура породы офитовая (рис. 12, а), иногда толейитовая (рис. 12, б) со стеклом в интерстициях плагиоклазовых микролитов, пронизанным игольчатым полевошпатовым войлоком и дендритовидными частицами рудного минерала. Другая структурная разновидность породы — диабазовые порфиры — характеризуется отчетливой структурой, обусловленной наличием до 15—20% вкрапленников плагиоклаза в микроофитовой основной массе. Среди них выделяются кварцсодержащие диабазовые порфиры с равномерно распределенными в породе округлыми зернами кварца и бостонитовой разновидностью офитовой структуры основной массы. Контактовые разности диабазовых порфириров представлены сливными породами с гиалопилитовой, флюидальной структурой основной массы, редкими вкрапленниками плагиоклаза и обильными кварц-карбонатными миндалинами.

Долериты образуют небольшие самостоятельные жильные тела. Их главными отличительными особенностями являются наличие оливина, долеритовая или гранулито-офитовая структура и относи-

тельная свежесть породы. Сравнительно мало распространены авгит-плагиоклазовые порфиры — зеленовато-серые, коричневатые, песчаноподобные мелкозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (лабрадор), пироксена (авгит) и обладающие свойственной только им порфировидной криптовой структурой. Известно также всего несколько жил лабрадоровых порфириров, внешние отличающихся от диабазовых наличием крупных (до 15—25 мм) вкрапленников плагиоклаза (лабрадора № 65) и меньших по величине титан-авгита. Основная масса породы в центре тел полнокристаллическая.

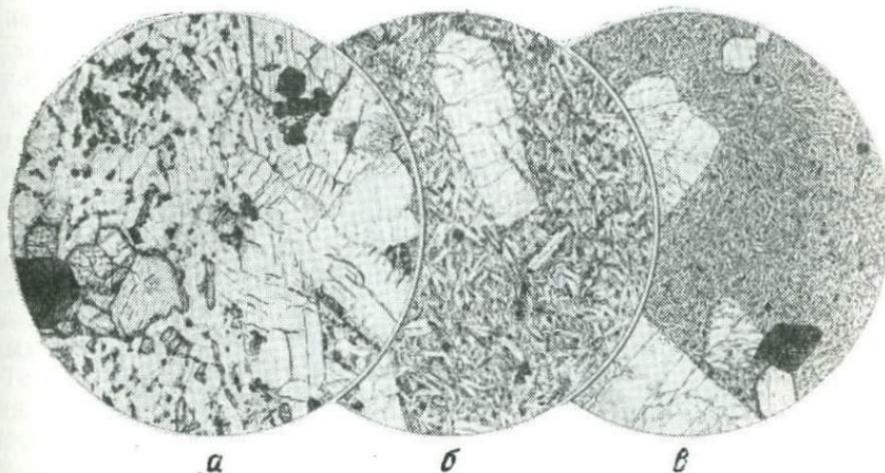


Рис. 13. Изменение структуры лабрадорового порфирия в поперечном сечении жилы. Такели. d поля зрения 2,5 мм. Рис. З: А. Бурлаченко

ческая, офитовая (рис. 13, а), ближе к контактам переходит в микроофитовую (см. рис. 13, б) и микролитовую (см. рис. 13, в). Особо выделяется группа эсексит-диабазов, содержащих щелочной амфибол — баркевикит. Для них характерна гранулито-оффитовая структура, крупнозернистая в центральных частях тел и мелкозернистая в приконтактовых.

По данным Т. А. Сикстель и Б. В. Яковича (1962), возраст диабазовых порфириров определяется как нижний — средний триас.

Лампрофиры относятся к числу наиболее молодых интрузивных образований района. Слагают они короткие линзовидные дайки от северо-западного до субмеридионального простирания. По петрографическому составу выделяются лампрофиры биотит-пироксеновые, пироксен-биотитовые, биотитовые, амфибол-пироксеновые и пироксеновые.

Биотит-пироксеновые лампрофиры (авгитовые камптониты) — это зеленовато-серые мелкозернистые породы с мелкими игольчатыми вкрапленниками темноцветных минералов. Микроскопически они состоят из пироксена (титан-авгит), биотита, оливина, плагиоклаза, рудного минерала и апатита. Темноцветные компоненты со-

ставляют более 50—60% объема породы. Ведущее значение имеет пироксен, несколько уступает ему по количеству биотит. Структура породы лампрофировая, в центральных частях порфировидная (рис. 14, а), а в приконтактовых четко выраженная порфировая с интерсертальной структурой основной массы (см. рис. 14, б). Вкрапленники и порфировидные выделения сложены пироксеном, оливином, реже биотитом.

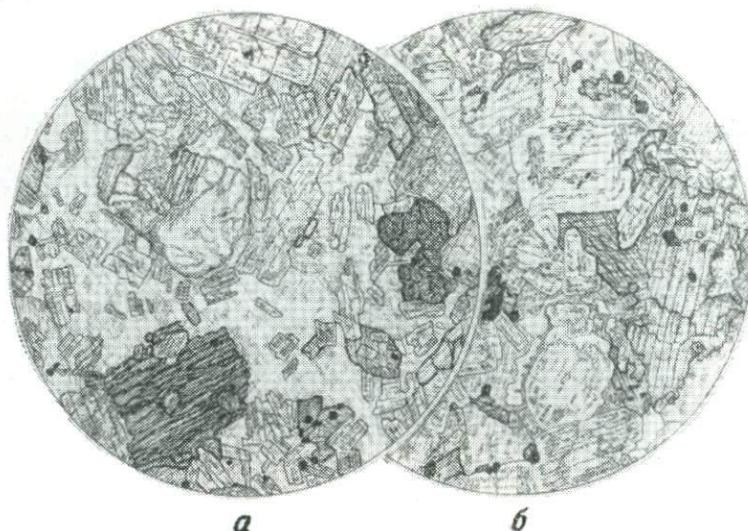


Рис. 14. Лампрофир биотит-пироксеновый. Джангалык. *d* поля зрения 2,5 м.м. Рис. З. А. Бурлаченко

Пироксен-биотитовые лампрофиры (уачититы) представляют собой темные мелкозернистые породы с черными блестящими вкрапленниками биотита. Основная масса, состоящая из мелких зерен биотита, авгита, рудного минерала и небольшого количества стекловатого вещества, занимает 65—70% объема породы. Полевой шпат не установлен, но, по-видимому, он входит в состав аморфного базиса. Крупные выделения биотита (флогопит) и авгита образуют гломеропорфировые скопления, к которым обычно тяготеют апатит и магнетит. Очень характерна зональная окраска биотита. Структура породы лампрофировая, основной массы — микролитовая в центре тел и стекловатая с миндалекаменной флюидальной текстурой у контактов.

Биотитовые лампрофиры (керсантиты) сложены мелкими идиоморфными зернами биотита и амфиболя, в промежутках между которыми заключен ксеноморфный плагиоклазовый базис. Во вкрапленниках присутствует биотит, один или с пироксеном. Структура породы лампрофировая, близкая к порфировидной.

Лампрофиры амфибол-пироксеновые (одиннты) внешне отличаются от других разностей отсутствием видимых вкрапленников. Микроскопически они обладают порфировой структурой и призматически-зернистой основной массой. Минеральный состав их определяется присутствием плагиоклаза — лабрадора (35—40%) и авгита (5—6%). Порфировые выделения, занимающие 20—25% объема породы, обычно представлены пироксеном и роговой обманкой, иногда появляются оливин или биотит. Характерен резкий идиоморфизм темноцветных компонентов, особенно ведущего среди них пироксена. Структура породы лампрофировая, порфировидная, основной массы — микропризматически-зернистая.

Пироксеновые лампрофиры (габбро-порфиры) известны под названием зеленых или авгитовых порфириотов в известняковой гряде Курусай — Джангалақ, где обычно тяготеют к скарново-рудным участкам. Макроскопически это сливные темно-зеленые до черных пироксеновые породы, в которых среди блестящей мелко-зернистой основной массы различаются светлоокрашенные зерна плагиоклаза и более крупные (размером до 1—1,5 мм) порфиробласти пироксена. Структура породы порфировая, основной массы — призматически-зернистая. В состав последней входят пироксен и плагиоклаз. Эти минералы распространены и среди порфировых выделений.

Тела лампрофиров биотит-пироксеновых пересекают жилы диабазовых порфириотов, что определяет их возраст как ниже-среднетриасовый. Остальные их типы отнесены к этой возрастной группе условно: по общности условий размещения и морфологических особенностей и по соотношениям с поздними обновлениями палеозойских сколовых нарушений.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Мегаструктурой Западного Карамазара является западное окончание Кураминского антиклиниория — тектонического сооружения со сложным внутренним строением, обусловленным взаимным наложением многочисленных складчатых и разрывных структур различных масштабов, типов и направлений, сформировавшихся в течение длительного периода геологического развития района — от раннего палеозоя до кайнозоя. Несмотря на эту сложность, достаточно четко выделяются ведущие структурные элементы, определяющие собой закономерное распределение в пространстве основных типов геологических образований — полей развития осадочных и вулканогенных пород, интрузивных массивов и т. д. К ним принадлежат линейные, кулисно расположенные складки и параллельные им крупные соскладчатые сколы северо-западного и субширотного простираний (окурдаванская система), образующие серию удлиненных блоков, взаимно перемещенных в вертикальном направлении, типа горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Они выделяются в плане под наименованием «структурных полос» (см.

приложение), которые разбиты на ряд более мелких блоков крупными сколами преобладающего северо-восточного простирания (тутлинская, алтынтопканская и кизылтурская системы), переместившими их относительно друг друга в вертикальном направлении и против часовой стрелки в горизонтальном. Эти сколы в свою очередь определяют некоторые частные отличия в геологическом строении тектонических блоков внутри структурных полос.

В пределах Западного Карамазара выделяется тринадцать структурных полос. Наиболее северная, Сардобская структурная полоса (А) ограничена на севере Бургундинским, на юге Баштавским разломами. Большая ее часть находится за пределами района. Полоса представляет собой крупное горст-антиклинальное поднятие, в ядре которого располагаются Джетымчекинский и Каракининский интрузивные массивы, а также Курганчинский шток. Крылья поднятия сложены песчано-сланцевыми отложениями ордовика — силура, вулканогенными образованиями нижнего девона, карбонатными породами среднего — верхнего девона и нижнего карбона. В южной части полосы сохранились верхнепалеозойские вулканогенные отложения (акчинская свита).

Следующую к югу, Алтынтопкансскую структурную полосу (Б) образует узкая грабен-синклиналь, выполненная вулканогенными отложениями верхнего палеозоя (минбулакская и акчинская свиты). Южной границей ее является зона Приконтактового разлома; к западу и востоку полоса выклинивается. Субмеридиональные разломы тутлинской системы разбивают ее на несколько поперечных блоков, перемещенных в вертикальном направлении, а серия кососекущих разломов алтынтопканской системы делит на ряд более мелких, смещенных в плане. Наиболее погруженные блоки располагаются в центральной части полосы, где сохранились верхние части разреза акчинской свиты. Для глубинного строения этой полосы характерно наличие под эфузивами полного разреза нижне- и среднепалеозойских пород — от сланцевой толщи ордовика — силура до карбонатных пород нижнего карбона.

К югу от Приконтактового разлома располагается Карамазарская структурная полоса (В). Ее южная граница в западной части определяется зонами Окурдаванского и Токмакского разломов, в восточной — условно проводится вдоль контакта Карамазарского plutона, где соответствующая ей разрывная структура, по-видимому, перекрыта отложениями акчинской свиты. К востоку полоса выклинивается, к западу погружается под современные отложения Дальверзинской депрессии. Полоса представлена крупной антиклинальной складкой — Карамазарская антиклиналь, — ядро которой выполнено одноименным гранитоидным plutоном, а крылья сложены песчано-сланцевыми и карбонатными отложениями нижнего — среднего палеозоя, сохранившимися в виде останцов его кровли. Разломы алтынтопканской и кизылтурской систем разбивают полосу на ряд блоков, смещенных в плане против часовой стрелки.

Токмакская структурная полоса (Г), соответствующая Джаман-

сайскому синклинальному прогибу, представлена в районе своим западным окончанием. Южная ее граница на востоке условно проводится вдоль северного контура Канташ-Джаманской известняковой гряды, а на западе вместе с последней она перекрыта вулканогенными отложениями акчинской и минбулакской свит. Они выполняют синклиналь и на глубине подстилаются среднепалеозойскими карбонатными отложениями, которые обнажаются на отдельных участках в ее крыльях. Как и другие, эта структурная полоса разбита разломами кизылтурской и алтынтопканской систем на ряд блоков.

Канташская структурная полоса (Д) также прослеживается только в восточной части района. Это узкое антиклинальное поднятие, южное крыло которого срезано Кизылчекинским разломом, а центральная часть выполнена Канташским интрузивом. Западнее антиклиналь прослеживается в верхнепалеозойских отложениях, под которыми, по-видимому, погребены и интрузивы, и ограничивающий полосу с юга разлом.

Узкий грабен, ограниченный Кизылчекинским и Окурдаванским разломами, составляет Окурдаванскую структурную полосу (Е). Она заполнена отложениями минбулакской и акчинской свит, которые на глубине, по-видимому, подстилаются карбонатными отложениями среднего палеозоя. Как и две предыдущие, эта полоса к западу выклинивается.

Курусай-Окуртауская структурная полоса (Ж) является одной из наиболее протяженных и выдержаных в районе. Южной границей полосы служит Акчагальский разлом, вместе с которым она разобщена на блоки разломами кизылтурской и тутлинской систем. В пределах полосы развиты преимущественно карбонатные породы среднего палеозоя, слагающие одноименную антиклинальную складку, в западной части прорванную Туранглинским массивом диоритов, в восточной — выполненную гранитоидами Чокадамбулакского массива. Верхнепалеозойские вулканогенные отложения сохранились лишь в виде небольших останцов на опущенных по сколам участках.

Тутлинская структурная полоса (З) — это довольно узкая грабен-синклиналь, заключенная между Акчагальским и Алмабулакским разломами и также разбитая на ряд изолированных блоков. Она выполнена кварцевыми порфирами кизылнуринской свиты (алмабулакская толща), из-под которых в поднятых блоках обнажаются вулканогенные отложения минбулакской свиты и карбонатные породы среднего палеозоя. В восточной части района на участке Чокадамбулак полоса выклинивается, а ограничивающие ее разломы сливаются в единую мощную зону, выполненную субвулканическими телами эффузивов шурбасайской, равашской и кизылнуринской свит.

Алмабулакская структурная полоса (И) принадлежит к числу горст-антиклиналей. Она располагается к югу от одноименного разлома и не имеет второй тектонической границы; последняя ус-

ловно проводится по южному контуру Алмабулакского гранитоидного массива, залегающего в ядре складки. В кровле массива местами сохранились останцы карбонатных пород, а в центральной части полосы, перекрытой мезо-кайнозойскими отложениями Мирзарабадской депрессии, по геофизическим данным, на нем лежат вулканогенные отложения верхнего палеозоя. В направлении к востоку в связи с выклиниванием Тутлинской структурной полосы массив сближается с Чокадамбулакским и скрывается под покровом эфузивов шурабсайской и кизылнуринской свит.

Такелийская структурная полоса (К) представляет собой крупную синклинальную складку, большая часть которой перекрыта мезо-кайнозойскими отложениями Мирзарабатской депрессии. Для этой полосы характерно налегание молодых свит — оясайской, рашской и кизылнуринской — непосредственно на образования среднего и нижнего палеозоя; отложения минбулакской и акчинской свит здесь почти полностью выпадают из разреза. В юго-восточной части полосы размещается тело сиенито-диоритов Чорухдайрона. От следующей к юго-западу структурной полосы ее отделяет Эфузивный разлом, представляющий собой структуру глубокого заложения, залеченную субвулканическими телами и, по-видимому, корневой частью Музбекского межформационного интрузива.

Моголтауская структурная полоса (Л) включает Музбекскую антиклиналь, выполненную гранитоидными породами одноименного интрузива. В кровле последнего кое-где сохранились останцы нижне- и среднепалеозойских пород.

Кашкырская структурная полоса (М) ограничена Рудным и Мазарбельским разломами. Это довольно крупная синклинальная складка, сложенная в ядре карбонатными отложениями среднего и верхнего девона, а на крыльях — вулканогенными образованиями нижнего девона и песчано-сланцевыми отложениями ордовика — силура.

Фархадская структурная полоса (Н) соответствует одноименной антиклинальной складке, в ядре которой размещаются граниты Музбулакского массива. Крылья образованы отложениями ордовика — силура, нижнедевонскими эфузивами и карбонатными породами среднего — верхнего девона.

Сопоставление относительного положения, характера разрезов структурных полос и отдельных блоков позволяет выяснить ряд закономерностей их формирования и с достаточной степенью достоверности судить о глубинном строении района на том или ином участке. Такой анализ, например, приводит к интересным выводам о структуре юго-восточного окончания Такелийской полосы.

В пределах крайнего северо-запада, наиболее эродированного Барактынауского блока полосы, устанавливается наибольшая мощность и полнота разреза среднепалеозойских карбонатных пород. Верхние его части (отложения визейского и частью намюрского ярусов) обнажаются на поверхности также в Такелийском, Кош-

муллинском и Янгиканском блоках. Это дает основание предполагать наличие мощной карбонатной толщи под покровом верхнепалеозойских эфузивов в сходных по геологической позиции блоках, где она непосредственно не обнажается в современном эрозионном срезе. В одном из таких блоков, заключенном между Эфузивным и Тюябогузским разломами, размещается Чорухдайронское рудное поле. Анализ его структурной позиции с учетом ряда прямых и косвенных критериев (обломки известняков и интрузивных и субвулканических тел, характер изменений пород и др.) указывает, что под пологой частью интрузива сиенито-диоритов сохранились карбонатные отложения, служившие тем источником извести в процессе формирования скарновых зон Чорухдайронского месторождения, относительно которого так резко расходятся мнения исследователей района.

Определяющей чертой тектонического строения Западного Карамазара является четко выраженный линейный характер его основных структурных элементов. В связи с этим необходимо подчеркнуть, что мнение В. А. Арапова (1964) о развитии в районе «кольцевых» вулкано-плутонических структур, в частности Ташкескенской, не подтверждается фактическим материалом.

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

В районе устанавливаются две фазы послемагматического минералообразования. Первая из них, проявления которой крайне ограничены, относится к начальному этапу герцинского тектономагматического цикла; вторая, преимущественно развитая, — к конечному.

Раннегерцинская фаза минералообразования

Ранние проявления послемагматической минерализации в позднем палеозое Западного Карамазара впервые отмечены Б. Н. Наследовым (1935_{2,3}), Ф. И. Вольфсоном (1936) и А. В. Королевым, обнаружившими в составе аркозово-конгломератовых отложений Такели (такелийская толща) окатанные обломки гранитоидов с кварц-турмалиновыми прожилками, послемагматическими альбитом и гематитом, в коренном залегании развитыми в близлежащей краевой части Алмабулакского массива. В 1951—1953 гг. эти образования изучались М. И. Моисеевой, установившей, что в кварц-турмалиновых жилах содержится также небольшое количество магнетита, апатита и кальцита, а околожильные изменения представлены турмалинизацией и биотитизацией гранитоидов. Впоследствии С. Ходжаевым в верхних горизонтах толщи были собраны окатанные обломки других минеральных образований, в том числе скарнов. По сочетаниям минеральных видов выделяется несколько характерных ассоциаций, а в отдельных случаях устанавливаются

и частные парагенетические соотношения между минералами: 1) гранатовые скарны с наложенными более поздними кварцем и гематитом. Гранат развивается по карбонатной породе, принадлежит к двум генерациям и интенсивно замещается эпидотом, кальцитом, реже хлоритом; 2) пироксеновые скарны, иногда с наложенным амфиболом и еще более поздней шпинелью; 3) кварц-турмалиновая прожилковая минерализация с характерным комплексом оклозильных изменений — альбитизацией, мусковитизацией, иногда сочетающейся с окварцеванием (грейзенизацией), серицитизацией, эпидотизацией, хлоритизацией, реже карбонатизацией; 4) кварц-карбонат-баритовая минерализация, слагающая прожилки, в которых встречается гематит (железная слюдка).

Состав обломков свидетельствует о том, что раннегерцинская фаза минералообразования включает в себя не менее трех этапов со свойственными им парагенетическими минеральными комплексами и изменениями вмещающих пород. Наиболее высокотемпературный, силикатный этап характеризуется наличием стадий как безводных силикатов (гранат, пироксен, шпинель), так и водных (везувиан, амфибол, турмалин, альбит, мусковит, серицит, хлорит, серпентин). Окисно-карбонатный этап представлен стадиями окислов (магнетит, гематит), карбонатов (кальцит, анкерит) и кремнезема (кварц). К третьему этапу, по-видимому, относятся проявления низкотемпературной кварц-карбонат-баритовой минерализации.

Таким образом, намечается обычная схема стадийности процесса минералообразования по А. В. Королеву (1948). Однако в данном случае из нее полностью выпадает сульфидный этап; в составе обломков не удалось обнаружить никаких признаков сульфидной минерализации. Так как минерализация других этапов представлена здесь достаточно широко и многообразно, последнее трудно считать случайным. Можно предполагать, что отсутствие или крайне незначительное проявление сульфидной минерализации является специфической чертой раннегерцинской фазы постмагматического процесса.

Коренные выходы пород, обнаруженных в виде минерализованной гальки в такелийской толще, за исключением кварц-турмалиновых прожилков, достоверно не установлены. Так как ближайшие скарново-магнетитовые месторождения Курусай-Джангалацкого рудного поля принадлежат к заведомо более молодому позднегерцинскому возрасту, а обломочный материал толщи местного происхождения, эти выходы следует искать здесь же. Вероятно, к ним принадлежат небольшие скарновые зоны со сходной минерализацией, локализующиеся в известняках Западного Такели и Барактынтау вдоль юго-западного контура Алмабулакского интрузива и по контактам его штоков-сателлитов. Это предположение соответствует также последним наблюдениям авторов на контактах одновозрастного с ним Чокадамбулакского массива, частично подтверждающим вывод А. Каахарова (1958) о том, что здесь наряду с поздними действительно имеются ранние скарны.

По возрасту ранние скарны Чокадамбулака точно не датируются. Указания В. А. Арапова на находку здесь обломков скарнов с магнетитом в основании разреза шурбайской свиты впоследствии не подтвердились. Однако на участке Наследовском известен случай пересечения дайкой гранит-порфира маломощной скарновой оторочки на контакте Чокадамбулакского интрузива с известняками; дайка по петрографическим особенностям может быть параллелизована с группой предакчинских гранит-порфиров «гломеропорфировых». Поэтому наиболее вероятен среднекарбоновый возраст раннегерцинской скарново-магнетитовой минерализации.

Из числа других проявлений раннегерцинских образований в коренном залегании следует отметить кварц-золоторудные жилы в Канджольском рудном поле на участках Школьное и Изъялы, впервые описанные В. В. Михайловым, Вяч. А. Тарасовым, М. Е. Запрометовым и детально изученные В. М. Турлычиным, а также зоны изменений (окварцевание, серicitизация, алунитизация, альбитизация) в эфузивах минбулакской свиты на участках Тутлы и Токмак.

Возможный геологический возраст кварц-золоторудной минерализации устанавливается достоверно как более древний, чем позднегерцинский, но заключен в достаточно широком интервале. Верхний его предел ограничен пересечениями жил дайками нижнетриасовых диабазовых порфиритов, четко отделяющих эту минерализацию от наложенной на нее более поздней (кварц, кальцит, барит с сульфидами), нижний — размещением жил в гранитоидах среднекарбонового Карамазарского интрузива. Дотриасовый возраст зон изменений участка Тутлы подтверждается находкой обломков характерных для них кварцитов в вышележащих эфузивах алмабулакской толщи (предполагаемая кизылнуринская свита). Выявленное же Ю. Н. Зверевым и Л. Н. Лисогором несогласное перекрывание этих зон на участке Токмак отложениями акчинской свиты с обломками измененных пород в основании точно определяет возраст минерализации как предакчинский. Характерно, что на первом из этих участков вторичные кварциты содержат рассеянное золото в коренном залегании, а окатанные обломки золотоносного кварца обнаружены Ю. Н. Зверевым и Л. Н. Лисогором в отложениях акчинской свиты участка Джангалык. Поэтому не исключено, что дотриасовая золоторудная минерализация также является предакчинской.

Позднегерцинская фаза минералообразования

Позднегерцинские послемагматические образования широко представлены в Западном Карамазаре. К ним принадлежит практически вся промышленная рудная минерализация района и интенсивно проявленный здесь гидротермальный метаморфизм пород. Характеристика фазы приводится по материалам З. А. Короловой (1941), Ф. И. Вольфсона (1951), В. А. Жарикова (1959), М. И. Морозова (1962).

иссеевой, З. М. Протодьяконовой с учетом новых данных Б. М. Кристального (1963), Н. Н. Королевой, Бр. А. Тарасова и В. М. Мясникова. В основу положена схема подразделения этапов, стадий постмагматического процесса и отвечающих им парагенетических минеральных комплексов А. В. Королева (1948).

Силикатный этап

Этап подразделяется на две стадии — безводных и водных силикатов, непосредственно следующих одна за другой и частично перекрывающихся во времени. Вследствие резко выраженного метасоматического характера процесса обе стадии отличаются четко выраженной избирательностью и по-разному проявляются в карбонатной и алюмосиликатной среде.

Стадия безводных силикатов. В условиях сочетания карбонатных и алюмосиликатных пород образуется скарновый комплекс, включающий минералы семейств гранатов и пироксенов, волластонит, везувиан, бустамит, форстерит, родонит, эпидот и небольшое количество магнетита. В чистых известняках скарны со стороны экзоконтакта (карбонатная среда) представлены пироксенами типа салит-геденбергита и гранатами гроссуляр-андрадита, а также родонитом, везувианом, бустамитом; в эндоконтакте (силикатная среда) эти минералы сменяются диопсид-салитом, гроссуляром, скаполитом, ортоклазом, альбитом, кварцем и эпидотом. В магний-карбонатных породах (доломиты) пироксены приобретают состав диопсид-авгита, салит-авгита и находятся в тесном парагенезисе со шпинелью и форстеритом. При наличии в известняках примеси кремнезема для экзоскарнов очень характерен волластонит. Не менее важное значение имеет состав изверженной породы. Так, в скарнах на контактах кислых пород из пироксенов наиболее распространен геденбергит, на контактах пород среднего состава — салит. Со скарнообразованием сопряжены такие изменения вмещающих пород, как мраморизация известняков, альбитизация, ортоклазизация, эпидотизация и хлоритизация гранитоидов.

Стадия водных силикатов. Этот комплекс предрудных изменений вмещающих пород частично накладывается на скарны (апоскарновый комплекс). Для начала стадии наиболее характерны серицитизация, окварцевание, грейзенизация, альбитизация, ортоклазизация, tremolитизация, уралитизация, эпидотизация, а также флогопитизация магнезиальных скарнов. Стадия завершается интенсивными карбонатизацией, окварцеванием и хлоритизацией пород, в том числе скарнов, серпентинизацией доломитов.

Окисный этап

Первая окисная стадия (кварц-гематит-магнетитовый комплекс). Основная масса магнетита накладывается на скарны со значительной их перекристаллизацией, образованием позднего

анизотропного граната (андрадит) и актинолита. В силикатных породах комплекс представлен кварц-гематитовой минерализацией. Характерные изменения — карбонатизация, серицитизация, эпидотизация, хлоритизация.

Вторая окисная стадия (вольфрамит-молибденитовый комплекс). Ведущими минералами являются шеелит, вольфрамит, кварц и молибденит. Шеелит — наиболее ранний минерал стадии, обладает сродством с карбонатной средой и накладывается на скарны. Вольфрамит пространственно с ним разобщен и образуется преимущественно в кислых силикатных породах в тесной парагенетической связи с окварцеванием, серицитизацией, мусковитизацией, иногда образующими типичные зоны грейзенизации. Молибден, ассоциирующий с небольшими количествами пирита, халькопирита и золота, выделяется вместе с основной массой кварца в конце стадии.

Сульфидный этап

Первая сульфидная стадия (кварц-пирит-арсенопиритовый комплекс). Стадия начинается с выделения кварца и карбоната в жильной и метасоматической формах. Вслед за ними отлагаются пирит, марказит, а затем халькопирит и арсенопирит. В комплекс входят также пирротин, кобальтин, козалит, висмутин, представленные не повсеместно и в небольших количествах. Отложение пирита и халькопирита сопровождается эпидотизацией и хлоритизацией вмещающих пород, арсенопирита — серицитизацией и ортоклазацией.

Вторая сульфидная стадия (галенит-сфалеритовый комплекс). Образуется главная масса полиметаллических руд, чаще всего метасоматически замещающих скарны и сопровождающихся перекристаллизацией ранее выделившихся минералов. Намечается следующая общая последовательность выделения минеральных видов: пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды. Сопутствующие изменения — хлоритизация и слабые окварцевание и карбонатизация.

Третья сульфидная стадия. Минеральный комплекс подразделяется на две парагенетические группы: медно-висмутовую и свинцово-серебряную, которые обычно разобщены. Их соотношения недостаточно изучены и они условно относятся к двум разным подстадиям. Первая подстадия начинается отложением кварца, пирита и халькопирита, на которые накладываются висмутовые минералы и сульфовисмутиты меди, серебра (висмутин, айкинит, виттихенит, бенжаминит, матильдит и др.), а также небольшие количества самородных золота, серебра и висмута. Ведущими минералами второй подстадии являются полиметаллы. В начале ее отлагаются жильные кварц, карбонат (кальцит, анкерит), барит и флюорит, на которые после небольшого дробления в виде вкраплений накладываются пирит, в отдельных случаях арсенопирит и

халькопирит. Почти одновременно с ними образуется сфалерит (клейофан), затем следуют блеклые руды, минералы серебра (пираргирит, стефанит, полибазит, аргентит и др.), теллуриды золота и самородное золото. Стадия завершается выделением галенита, обычно с повышенным содержанием серебра, и небольшого количества прустита. Наблюдаются серицитизация и хлоритизация вмещающих пород.

Кварц-гематитовая стадия. Проявлена она в виде кварц-гематитовых жил с небольшим количеством карбонатов (кальцит, сидерит, анкерит), редкими выделениями халькопирита и, по-видимому, золотом. Гематит этой стадии представлен мелкими выделениями типа железной слюдки, распыленными в кварце. Околоильные изменения выражены хлоритизацией.

Стадия сульфатов, кремнезема и карбонатов (послерудный жильный комплекс). Стадия проявляется в виде многочисленных жил и прожилков низкотемпературного кварца, барита, флюорита и карбонатов (кальцит, анкерит), иногда с участием ангидрита, апофиллита, цеолитов. Они встречаются как отдельно, так и совместно в различных сочетаниях, что затрудняет выяснение последовательности их отложения. В целом более ранними являются кварц, барит и флюорит; в конце стадии выделяются аметист, халцедон и главная масса кальцита.

Вопрос о возрастном положении послемагматических образований, слагающих рудные месторождения Карамазара, является предметом многолетней дискуссии. Состояние вопроса и имеющийся фактический материал требуют специального рассмотрения для Карамазара в целом. Ниже излагаются лишь некоторые общие выводы авторов.

Как показывают приведенные выше материалы, минерализация позднегерцинской фазы создана единым непрерывным послемагматическим процессом, подразделяющимся на ряд стадий, отражающих последовательное снижение температуры минералообразования. Ее геологический возраст в целом определяется соотношением наиболее ранних членов этого ряда — высокотемпературной скарновой и рудной минерализации с наиболее поздними проявлениями магматизма — нижнетриасовыми эфузивами кызылнуринской свиты и следующими за ними дайками «сферолитовых» граносиенит-порфиров, диабазовых порфиритов и лампрофиров.

В настоящее время практически на всех рудных полях Западного Карамазара, где представлена высокотемпературная минерализация, имеются достоверные данные, указывающие на ее более молодой возраст относительно этих даек. Сюда относятся взаимоотношения скарново-рудной минерализации с дайками гранит-порфиров, диабазовых порфиритов и лампрофиров на Курусай-Джангалыкском рудном поле (месторождения Курусай, Туранглы, Орлинская горка, Западный Джангалык), дайками диабазовых порфиритов и лампрофиров на Алтынтопканском рудном поле (Чалата, Алтынтопкан), диабазовых порфиритов на Тутлинском (Тутлы).

III) и Кансайском (Камаркутан) рудных полях. На Чокадамбулакском рудном поле, как указывалось выше, имеется как ранняя, так и поздняя скарново-магнетитовая минерализация, но и здесь последняя оказывается моложе эфузивов кизылнуринской свиты (самгарская толща) и даек диабазовых порfirитов. Что касается более низкотемпературной минерализации сульфидного этапа, то соотношения, указывающие на ее принадлежность к позднегерцинской фазе, известны в Западном Карамазаре повсеместно.

Изложенное приводит к выводу, что практически вся промышленная минерализация — скарново-магнетитовая, полиметаллическая, вольфрамовая, молибденовая, медно-висмутовая и главная часть золоторудной — возникла в конце герцинского тектономагматического цикла (конец раннего или средний триас), после полного завершения вулканической и интрузивной деятельности.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНОСНОСТИ

Месторождения Западного Карамазара и гор Моголтау группируются в девять рудных полей — Алтынтопканское, Канджольское, Курусай-Джангалыкское, Кансайское, Чокадамбулакское, Тутлы-Алмабулакское, Такелийское, Чорухдайрон-Янгиканское и Моголтауское. Каждое из них занимает определенное положение по отношению к главным элементам тектонического строения площади, отличается присущим ему геолого-геохимическим типом рудной минерализации и особенностями структурно-литологических условий ее размещения.

Алтынтопканское рудное поле

Рудное поле занимает южное крыло и центральную часть Алтынтопканской синклинали в пределах одноименной структурной полосы. Его геологической границей на севере является Баштавакский разлом, на юге — краевая часть Карамазарского plutона (рис. 15). Минерализация размещается в зонах секущих нарушений сараймарданской, окурдаванской, частью тутлинской систем и охватывает в разрезе района (снизу вверх) песчано-сланцевые отложения ордовика — силура, карамазарские гранитоиды, карбонатные отложения среднего и осадочно-вулканогенные верхнего палеозоя. Представлены практически все стадии и минеральные комплексы позднегерцинского постмагматического процесса.

Главная масса месторождений тяготеет к Приконтактовому разлому, отделяющему гранитоиды Карамазарского plutона от среднепалеозойского карбонатного массива. В этой сложно построенной, выполненной серией даек гранитоидных пород структуре, известной под названием Главной рудной зоны, залегают секущие скарново-полиметаллические залежи месторождений Чалата, Ал-

тынтопкан, Андабай, Ташгезе и Ташбулак. Их геохимический тип определяется широким проявлением минерализации силикатного этапа, первой, второй и частично третьей сульфидных стадий, а на отдельных месторождениях — первой окисной.

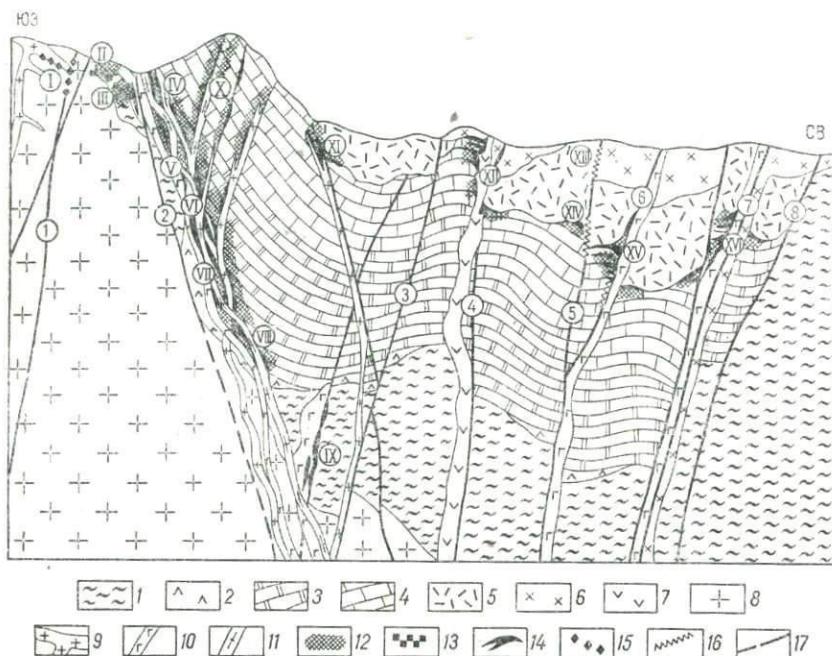


Рис. 15. Схема размещения месторождений в Алтынтопканском рудном поле (меридиональный совмещенный разрез)

1 — песчано-сланцевые отложения ордовика — силура; 2 — кислые вулканогенные породы нижнего девона; 3 — карбонатные и терригенные породы среднего девона; 4 — карбонатно-терригенные и вулканогенные породы нижнего карбона; 5 — эфузивы минбулакской свиты; 6 — эфузивы и субвулканические тела акчинской свиты; 7 — субвулканические тела кварцевых порфиров; 8 — гранодиориты Карамазарского plutона; 9 — дайки, штоки, интрузивные залежи гранодиорит-порфиров; 10 — дайки и штоки гранит-порфиров; 11 — дайки кварцевых порфиров; 12 — скарны; 13 — магнетитовые тела; 14 — полиметаллические тела; 15 — вкрапленная халькопиритовая минерализация; 16 — кварц-флюоритовые жилы; 17 — сколовые нарушения

Рудные участки (цифры на схеме): 1 — Мискан; 2 — Аткулак; 3 — Кичиксай; 4 — Чалата; 5 — Главная рудная зона; 6 — Андабай; 7 — Ташгезе; 8 — Ташбулак; 9 — Сардоб; 10 — Северная и Центральная группы; 11 — Учкотлы; 12 — Айгырбулак и Пайбулак; 13 — Каскана; 14 — Чашлы; 15 — Мышиккол; 16 — Перевальное. Разломы: 1 — Мисканский; 2 — Приконтактовый; 3 — Чалатинский; 4 — Пайбулакский; 5 — Касканасайский; 6 — Меридиональный; 7 — Курбанкульский; 8 — Баштавакский

В лежачем боку зоны размещаются скарново-магнетитовые залежи участка Аткулак (стадии безводных силикатов, первая и вторая окисные), связанные с пологими останцами карбонатных пород кровли Карамазарского plutона. В сходной позиции, на контакте этих же пород с частично ассимилированными plutоном

сланцами ордовика — силура, находится участок Кичкрай; наряду с магнетитовой минерализацией здесь широко представлена также полиметаллическая. Непосредственно в гранитоидах размещается медное оруденение участка Мискан, представленное халькопиритом первой сульфидной стадии с комплексом высокотемпературных изменений стадии водных силикатов; размещение его контролируется зоной Мисканского разлома и пологими залежами гранодиорит-порфиров.

Со стороны висячего бока зоны, вдоль поперечного по отношению к ней Сардобского разлома, в сланцах ордовика — силура локализуется оруденение участка Сардоб, принадлежащее к тем же стадиям минерализации, что и участка Мискан, но представленное полиметаллами. В небольших сколах, секущих известняки нижнего карбона, размещаются мелкие скарново-полиметаллические тела Центральной и Северной групп; выделяются скарны биметасоматические, залегающие в контактах гранитоидных даек, и инфильтрационные — внутри карбонатных пород.

В эфузивах верхнего палеозоя размещение месторождений контролируется зонами субширотных сколов окурдаванской системы (Приконтактовый, Қасқанасайский, Баштавакский и другие разломы). Большинство месторождений образовано сочетанием секущих скарново-рудных тел с межформационными и согласными залежами. Первые залегают в контактах перемещенных блоков и тектонических пакетов известняков с эфузивами, субвулканическими и интрузивными телами, вторые развиваются вдоль поверхностей срыва на контакте эфузивов с известняками или избирательно замещают благоприятные горизонты вмещающих пород (Перевальное, Мышиккол, Учкотлы, Айгырбулак, Пайбулак). На этих месторождениях представлены те же скарновый и апоскарновый комплексы силикатного этапа, но полиметаллическое оруденение принадлежит преимущественно к средне- и низкотемпературным третьей и второй сульфидным стадиям, заметно возрастает относительное значение послерудного жильного комплекса. Месторождения размещающиеся внутри эфузивной толщи, отличаются преимущественным развитием низкотемпературной кварц-флюоритовой минерализации, наложенной на измененные вмещающие породы стадии водных силикатов (Қасқана), и лишь вблизи известняков с ними сочетаются скарны и сульфиды (Чашлы).

В целом месторождения рудного поля характеризуются: широким температурным интервалом минералообразования с повсеместным взаимным наложением отдельных стадий, преобладанием высокотемпературных силикатов скарнового комплекса и сульфидов полиметаллов; значительным вертикальным размахом минерализации, неодинаково проявляющейся в различных частях разреза; четко выраженной ролью структурных и литологических факторов рудоразмещения при сохранении ведущей роли сколовых нарушений; многообразием и сложностью форм локализации оруденения, включающих в себя секущие, межформационные и согласные тела.

Канджольское рудное поле

Рудное поле размещается в гранитоидах восточного окончания Карамазарского plutона. В нем представлены два типа минерализации — раннегерцинская кварц-золоторудная, развитая в юго-западном направлении.

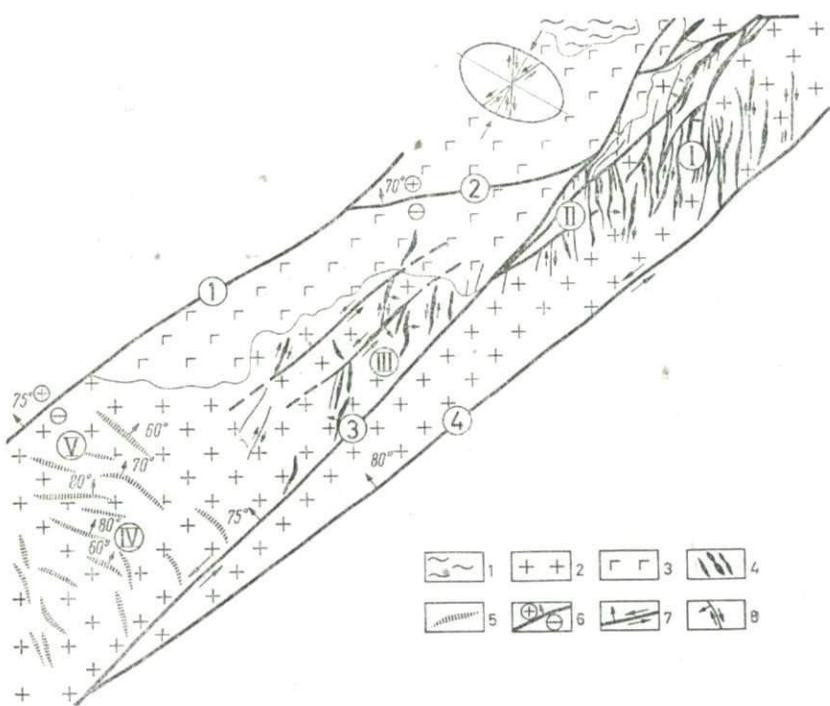


Рис. 16. Схема размещения месторождений в Канджольском рудном поле (план).
По материалам В. М. Турлычкова в интерпретации авторов

1 — песчано-сланцевые отложения ордовика — силура; 2 — аламеллиты; 3 — плагиограниты; 4 — свинцово-серебряные тела; 5 — кварц-золоторудные жилы; 6 — взбросы (кружок с крестиком — поднятый блок, с минусом — опущенный); 7 — левые сдвиги кизылтурской системы; 8 — правые сдвиги туранглинской системы

Рудные участки: I — Терекликан; II — Алчалыкан; III — Таллыкан; IV — Школьное; V — Изъялы. Разломы: 1 — Токмакский; 2 — Аметистовый; 3 — Канджольский; 4 — Ограничивающий

падной части (участки Школьное и Изъялы), и позднегерцинская свинцово-серебряная — в северо-восточной части (месторождение Канджол).

Условия распределения свинцово-серебряного оруденения определяются сочетанием сколов двух систем — кизылтурской и туранглинской (рис. 16). К первой из них принадлежит Канджольский разлом — крупный левый сдвиг северо-восточного простирания с серией параллельных и сопряженных с ним второстепенных нарушений (Ограничивающий разлом, Южная ветвь и др.), обусловли-

вающих блоковую структуру рудного поля; ко второй — многочисленные мелкие правые сдвиги от субмеридионального до северо-восточного простирания, заключенные внутри блоков и соответствующие подчиненному направлению скальвания по схеме эллипсоида деформаций (Шихин, 1960). Оруденение размещается в сколах туранглинской системы, группирующихся как в южном (участки Терекликан, Алчалыкан), так и в северном (Талдыкан) блоках Канджольского разлома, реже — во второстепенных сколах кизылтурской системы. Более древние разломы — Токмакский и Аметистовый — не имеют непосредственного рудоконтролирующего значения и играют роль структур, ограничивающих с севера пределы развития тектонических деформаций, связанных со смещениями по Канджольскому разлому.

На условия локализации оруденения в пределах рудоконтролирующих сколов влияют морфологические особенности их поверхностей смещения, пересечения и сопряжения между собой и с другими трещинными структурами. Литологический контроль рудоразмещения вследствие однородности вмещающей среды выражен слабо; отмечается лишь общая приуроченность оруденения к породам умеренно кислого состава (адамеллит) и практическое отсутствие его в кислых (плагиограниты). Геохимический тип оруденения характеризуется преобладанием низкотемпературной минерализации конца третьей сульфидной стадии (комплекс галенит, серебро и блеклые руды); подчиненное значение имеют проявления первой и, возможно, второй сульфидных стадий, а также поздней кварц-гематитовой минерализации.

Золоторудная минерализация пространственно обособлена от свинцово-серебряной и отличается от нее условиями размещения. Она связана с метасоматическими кварцевыми жилами в гранитоидах, выполняющими кругопадающие трещины от северо-западного (участок Изъялы) до субмеридионального (Школьное) простираций, возникшие в процессе древних смещений по Канджольскому разлому, очевидно, происходивших в ином плане деформаций.

К числу отличительных особенностей рудного поля относятся: проявление в нем двух разновозрастных фаз минерализации, принадлежность их к относительно узким температурным интервалам, сравнительно простой и выдержаный состав минеральных комплексов, резко выраженная роль структурного фактора рудоразмещения и ограниченная литологического.

Курусай-Джангалыкское рудное поле

Это рудное поле по положению соответствует Курусай-Окуртаской структурной полосе и размещается в массиве карбонатных пород среднего палеозоя, ограниченном с северо-востока Окурдаванским, с юго-запада Акчагальским разломами (рис. 17) и разде-

ленном на две обособленные части смещением по Железному разлому (Тарасов, 1968).

Подавляющая часть месторождений относится к числу высокотемпературных скарновых образований с магнетитом и полиметаллами. Наиболее полно проявились минерализация силикатного этапа и наложенное на нее оруденение окисного этапа (магнетит),

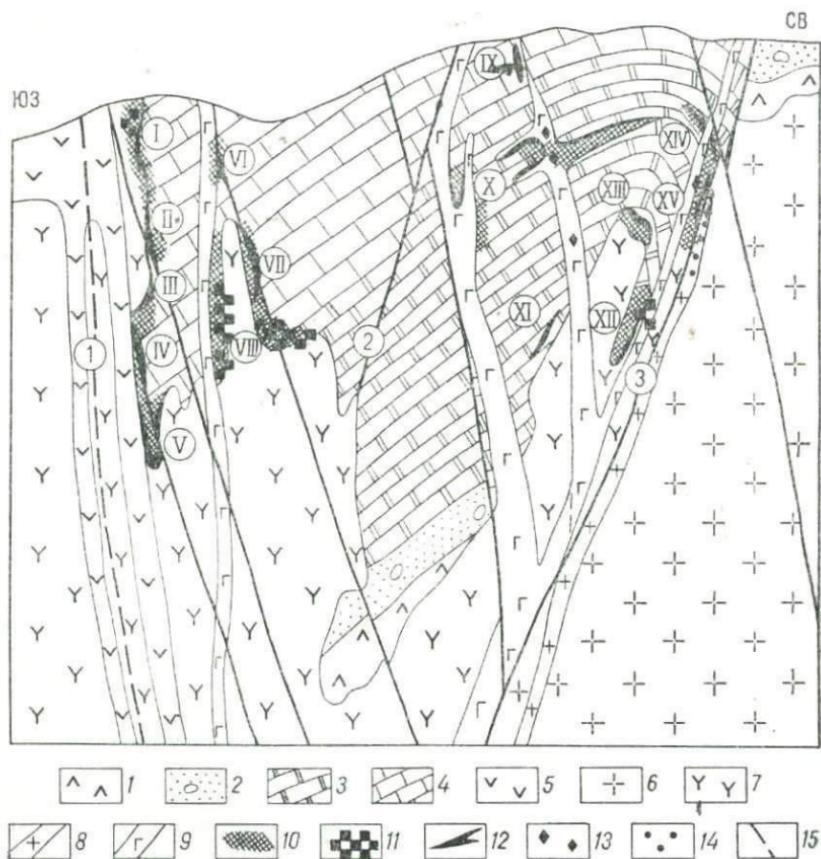


Рис. 17. Схема размещения месторождений в Курусай-Джангалыкском рудном поле (совмещененный разрез)

1 — кислые вулканогенные породы нижнего девона; 2 — песчано-сланцевые отложения среднего девона; 3 — доломиты, известняки среднего — верхнего девона — нижнего карбона; 4 — известники нижнего карбона; 5 — покровы и субвулканические тела кварцевых порфиров кызылнуринской свиты; 6 — гранодиориты Карамазарского plutона; 7 — диориты Туранглинского массива; 8 — дайки гранодиорит-порфиров; 9 — скарны; 10 — магнетитовые тела; 11 — полиметаллические тела; 12 — вкрапленная халькопиритовая минерализация; 13 — вкрашенная пиритовая минерализация; 15 — сколовые нарушения

Рудные участки: I — Южная Орлиная горка; II — Западный Джангалык; III — Бинксай; IV — Тураглы полиметаллическое; V — Курусай II; VI — Курусай I; VII — Промежуточный; VIII — Туранглы магнетитовый; IX — Восточный Джангалык; X — Центральная Орлиная горка; XI — Курусай III; XII — Джиляя; XIII — Северный Джангалык; XIV — Лагерный; XV — Северная Орлиная горка. Разломы: 1 — Акчагальский; 2 — Орлиногорский; 3 — Окурудаванский

второй и частично третьей сульфидных стадий (полиметаллы). Проявления других стадий ограничены и не имеют самостоятельного значения.

Главными рудоконтролирующими структурами служат зоны крупных сколов окурдаванской системы — Окурдаванского и Акчагальского разломов. Скарново-рудная минерализация размещается в контактах с известняками выполняющих эти зоны интрузивных тел — Туранглинского массива диоритов (Курусай II, Промежуточное, Туранглы магнетитовое, Южная Орлиная горка, Западный Джангалык и др.), субвулканических тел кварцевых порфиров алмабулакской толщи (Туранглы полиметаллическое) и разнообразных по составу малых интрузий (Северная и Центральная Орлиные горки, Лагерное, Джилиян и др.).

Ведущим геохимическим фактором размещения месторождений является состав скарнов, зависящий от характера сочетания литолого-петрографических типов исходных карбонатной и изверженной пород и в свою очередь определяющий собой ведущий тип наложенной рудной минерализации. Важным фактором рудораспределения служат секущие сколы туранглинской и такелийской систем, контролирующие положение отдельных месторождений и рудных участков (Курусай II, Туранглы, Бинксай, Северный Джангалык и др.). Некоторую роль в рудоразмещении играют сочетания сколов со складчатыми структурами, вмещающими интрузивные тела и скарны (Центральная Орлиная горка, Лагерное, Северный Джангалык). Среди факторов, регулирующих размещение отдельных рудных тел, выделяются морфологические особенности поверхностей смещения сколов и интрузивных контактов, различные сочетания трещинных структур, местные особенности состава вмещающих пород.

В целом для рудного поля характерна высокотемпературная минерализация силикатного, окисного и ранних стадий сульфидного этапов. Размещение месторождений характеризуется множественностью рудоконтролирующих факторов и сложным характером их сочетания, вследствие чего преобладают объекты сложных морфогенетических типов. Ведущими среди них являются секущие тела, согласные имеют резко подчиненное значение.

Кансайское рудное поле

Рудное поле размещается внутри блока среднепалеозойских карбонатных пород хр. Окуртау, в ядре и на крыльях Курусай-Окуртауской антиклинали. Рудная минерализация развивается в зонах субширотных продольных сколов сараймарданской (Дарбазинская, Кизылканская, Кантауская зоны) и окурдаванской (Окурдаванский разлом) систем. В восточной части рудного поля эти зоны срезаются и заплавляются Чокадамбулакским массивом гранитоидов и крупным лакколитообразным телом гранодиорит-порфиров, залегающими в ядре антиклинали и выходящими здесь

на поверхность. В соответствии с падением оси антиклинали к западу оба тела погружаются в этом направлении под карбонатные отложения, вследствие чего рудная минерализация прослеживается вдоль контролирующих ее сколовых нарушений во все более высоких эрозионных срезах — от контакта с гранитоидами до верхних горизонтов вмещающей толщи (рис. 18). В результате этого

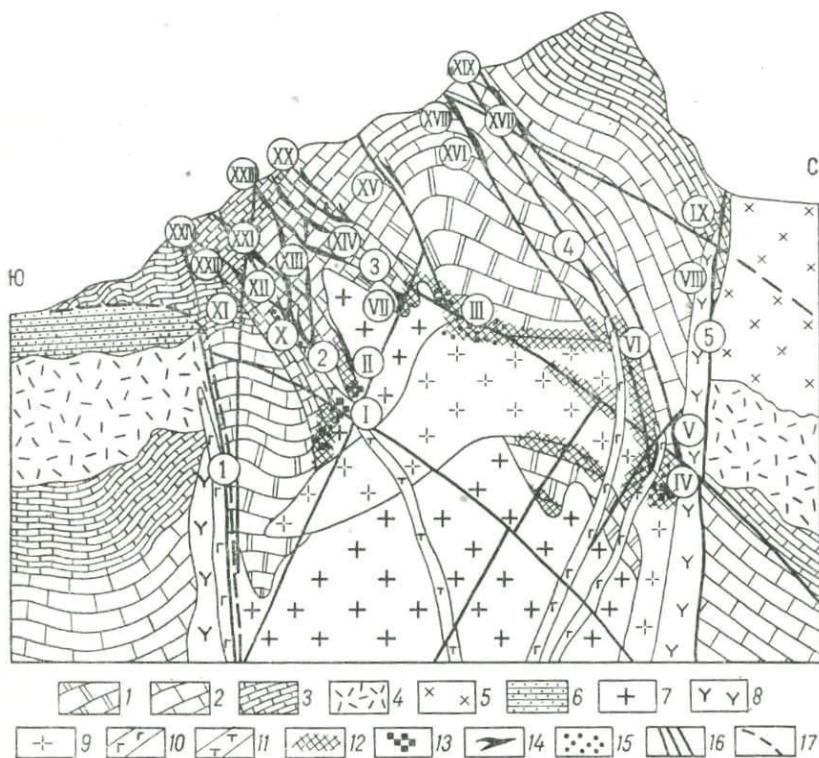


Рис. 18. Схема размещения месторождений в Кансайском рудном поле (совмещенный разрез)

1 — известняки и доломиты подрудной толщи (живетский и франский ярусы); 2 — известняки рудовмещающей толщи (калькараторусовый горизонт фаменского яруса); 3 — известняки и доломиты надрудной толщи (верхни фаменского, турнейский и визейский ярусы); 4 — эф-фузивы минбулакской свиты; 5 — эфузивы акчинской свиты; 6 — песчаники и известняки верхнего мела — палеогена; 7 — гранитоиды Чокадамбулакского массива; 8 — диориты тургалинского типа; 9 — гранодиорит-порфиры; 10 — дайки кислых и умеренно кислых пород; 11 — дайки пород среднего и щелочного состава; 12 — скарны; 13 — магнетитовые тела; 14 — полиметаллические тела; 15 — приротовая минерализация; 16 — палеозойские сколовые нарушения; 17 — альянские обновления палеозойских сколовых нарушений

Рудные участки: I — Акташ; II — Кантюбе; III — Камаркутап; IV — Шевчуковское; V — Восточный Камарсай; VI — Новый Камарсай; VII — Кандыкташ; VIII — Окурдаван; IX — Западный Камарсай; X — Дарбаза; XI — Джакинкан; XII — Конкан; XIII — Кансай; XIV — Кизылкан; XV — Каттыкан; XVI — Северный Кантау; XVII — Кургашнитау; XVIII — Восточный Кантау; XIX — Бешкан; XX — Юйган; XXI — Королево; XXII — Кизылтурпак; XXIII — Зармуря; XXIV — Джаманкудук. Разломы: 1 — Акчагальский; 2 — Дарбазинская зона; 3 — Кизылканская зона; 4 — Кантауская зона; 5 — Окурдаванский

очень наглядно выявляется структурная и геохимическая зональность в распределении минерализации.

На контактах с гранитоидными породами наиболее развита скарново-магнетитовая минерализация силикатного и окисного этапов с наложенными пиритом и полиметаллами главным образом первой и третьей сульфидных стадий (Акташ, Камаркутац, Шевчуковское). В известняках по мере удаления от контакта относительное значение магнетитовой минерализации последовательно снижается и все большую роль приобретает пирит, который в свою очередь быстро вытесняется полиметаллами (Кантюбе, Восточный и Новый Камарсай, Кендыкташ и др.). Внутри карбонатной толщи скарны встречаются лишь при наличии даек и штоков гипабиссальных пород, магнетитовая минерализация практически отсутствует, пиритовая менее развита по сравнению с полиметаллами (Дарбаза, Кансай, Кизылкан, Кантау и др.). Далее по простирации рудных зон в верхних горизонтах карбонатной толщи представлено лишь полиметаллическое оруденение, преимущественно галенитовое, третьей сульфидной стадии, сопровождающееся комплексом низкотемпературной жильной минерализации (Королево, Бешкан, Зармуря и др.).

Причинами охарактеризованной зональности являются структурные условия предрудных обновлений контролирующих сколов и в особенности литологический состав вмещающих пород. По рудному полю в целом главная масса полиметаллов приурочена к известнякам калькаратусового горизонта фаменского яруса, где сосредоточено до 90% их запасов. Пиритовая минерализация тяготеет к известнякам аквилинусового горизонта того же яруса, а магнетитовая концентрируется в пределах разреза смешанных известково-магнезиальных пород живетского и франского ярусов. Литологический тип пород влияет на характер минерализации как непосредственно, так и через состав образующихся скарнов. Магнетит тяготеет к гранат-эпидотовым и гранат-пиroxеновым эндоконтактовым скарнам, полиметаллы — к пиroxеновым, образующимся в экзоконтакте. Для отложения пирита благоприятна алюмосиликатная среда (эндоконтакты массивов, гранитоидные дайки в карбонатных породах). Из структурных факторов локализации оруденения основными являются изгибы главных рудоконтролирующих разломов, пересечения их более молодыми сколами северо-восточного (алтынтопканской системы) и северо-западного (туранглинская система) простираций, структуры сопряжения, экранирующая роль даек.

Условия развития минерализации в рудном поле имеют много общего с Курусай-Джангалыским. Отличия его выражаются в преобладающем размещении оруденения внутри массива карбонатных пород, преимущественном контроле его зонами сколовых нарушений сараймарданской системы, меньшей роли скарнов в локализации полиметаллов и принадлежности главной части последних к более низкотемпературным комплексам.

Чокадамбулакское рудное поле

Чокадамбулакское рудное поле составляет восточное продолжение Кансайского. Оно занимает участок сопряжения Алмабулакского гранитоидного массива с Чокадамбулакским в месте выклинивания заключенной между ними Тутлинской структурной полосы. Поле контролируется мощной зоной Алмабулакского разлома, выполненной серией гипабиссальных малых интрузий и субвуликанических тел, к югу непосредственно переходящих в покровы эфузивов шурабайской, равашской и кизылнуринской свит. Размещение скарново-рудных тел связано с блоками-останцами кровли Чокадамбулакского массива, принадлежащими к южному крылу Курусай-Окуртауской антиклинали.

Небольшая часть скарнов с магнетитом принадлежит к раннегерцинской фазе, вся остальная минерализация позднегерцинского возраста. Она представлена стадиями безводных и водных силикатов, первой окисной (скарны и магнетит Западного, Восточного и Центрального участков) и сульфидными — первой (полиметаллы и висмутовая минерализация Западного и Центрального участков), второй (полиметаллы Наследовского участка) и третьей (часть висмутовой минерализации Западного участка).

Чокадамбулакское рудное поле объединяет ряд характерных черт скарново-рудных месторождений Курусай-Джангалыкского и Кансайского полей. Его особенностями являются более широкое развитие висмутовой минерализации и очень тесное наложение разновозрастных минеральных комплексов.

Тутлы-Алмабулакское рудное поле

Рудное поле охватывает северо-западную часть Тутлинской структурной полосы и по расположению соответствует одноименному синклинальному прогибу, выполненному вулканогенными отложениями верхнего палеозоя (рис. 19). Его площадь заключена между контуром четвертичных отложений на северо-западе, Джангалыкским разломом на юго-востоке, Акчагальским на северо-востоке и Алмабулакским на юго-западе.

На этой площади расположены месторождение Тутлы I и группа рудопроявлений Алмабулак; территориально к этой группе тяготеет также месторождение Тутлы III, приуроченное к несколько иной структуре. Все эти месторождения обладают отличными от других комплексом геологических условий, характером размещения, геохимическим типом минерализации и, несомненно, должны объединяться в самостоятельное рудное поле.

Размещение минерализации контролируется зонами сколов тутлинской (Тутлы III), окурдаванской (Тутлы I), кизылтурской (Восточный Алмабулак) систем или сочетанием двух последних (Западный Алмабулак). Среди частных структурных факторов лока-

лизации руд ведущую роль играют мелкие сколы туранглинской системы (Тутлы I).

Условия размещения и морфогенетические типы большинства месторождений чрезвычайно своеобразны и не имеют себе аналогов в других рудных полях. Это межпластовые скарново-рудные за-

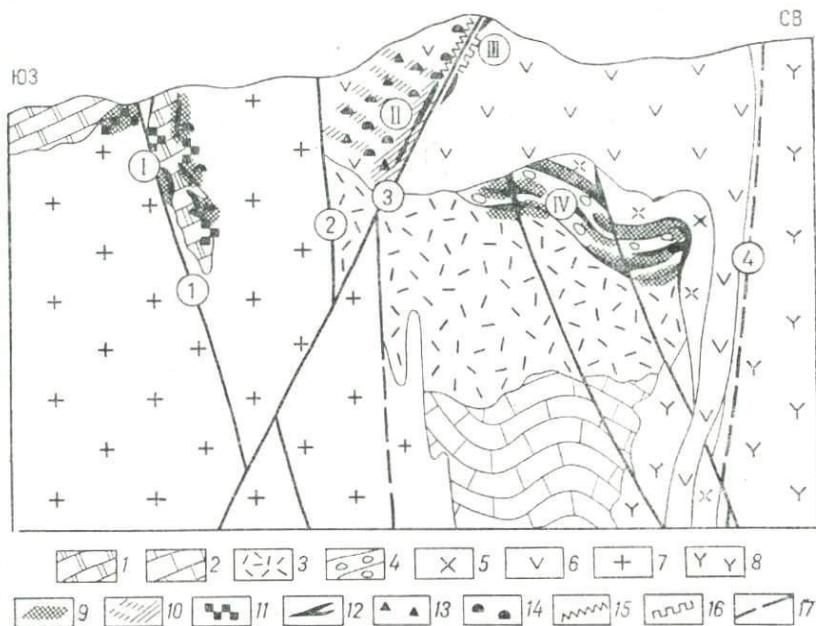


Рис. 19. Схема размещения месторождений в Тутлы-Алмабулакском рудном поле (совмещенный разрез)

1 — доломиты и известняки D₂; 2 — известняки C₁; 3 — андезитовые и дацито-андезитовые порфиры минбулакской свиты; 4 — известняково-аркозовые конгломераты акчинской свиты; 5 — покровы и субвулканические тела андезито-дакитовых порфиров акчинской свиты; 6 — покровы и субвулканические тела кварцевых порфиров кизылнуринской свиты; 7 — гранитоиды Алмабулакского массива; 8 — диориты Туранглинского массива; 9 — скарны; 10 — зоны окварцевания, осветления и грейзенизации; 11 — магнетитовые тела; 12 — полиметаллические тела; 13 — вкрашенная вольфрамитовая минерализация; 14 — вкрашенная молибденитовая минерализация; 15 — кварц-флюоритовые жилы; 16 — баритовые жилы; 17 — сколовые нарушения

Рудные участки: I — Тутлы III; II — Западный Алмабулак; III — Восточный Алмабулак; IV — Тутлы I. **Разломы:** 1 — Тутлинский; 2 — Алмабулакский; 3 — Редкометальный; 4 — Акчагальский

леки в перемежающейся обломочной толще, образованные без участия карбонатных и изверженных пород (Тутлы I), кварц-молибденовая жильная минерализация с грейзенами согласного типа в эфузивах (Западный Алмабулак) и секущие скарново-рудные залежи в гранитоидах, возникшие в результате метасоматического замещения заполненных в них известняковых скиалитов.

Представлены разные этапы, стадии минерализации и соответствующие им минеральные комплексы; в большинстве случаев наблюдается их взаимное наложение. Полиметаллическая минерали-

зация сульфидного этапа накладывается на скарны (Тутлы I и III) и частью на грейзены вместе с вольфрамовой и молибденовой минерализацией (Западный Алмабулак), а молибденовая — на скарны (Тутлы III); совместно с низкотемпературной кварц-барит-флюоритовой жильной минерализацией также встречается более ранний молибден (Восточный Алмабулак). Тем не менее зависимость состава минеральных комплексов от характера вмещающих пород выражена очень четко и проявляется не только в пространственном обособлении скарновых и грейзеновых тел в разных средах, но и в деталях размещения минерализаций. К числу примеров такого влияния литологического фактора относятся изученное Вр. А. Тарасовым избирательное скарнирование обломочных пород на месторождении Тутлы I, зональность в скарновых телах месторождений Тутлы III и др.

Главными особенностями Тутлы-Алмабулакского рудного поля являются принадлежность минерализации к широкому температурному интервалу и преимущественное развитие согласных форм ее размещения, обусловленное приуроченностью к складчатой структуре стратифицированных толщ, зажатых в блоке между крупными разломами и интрузивными массивами.

Такелийское рудное поле

Поле расположено в северо-западной части Такелийской структурной полосы, внутри блока, ограниченного с северо-запада Железным разломом, с юго-востока северной ветвью Джангалынского разлома. Минерализация охватывает снизу вверх в вертикальном разрезе (рис. 20) гранитоиды Алмабулакского массива, карбонатные породы среднего палеозоя и разнообразные осадочно-вулканогенные отложения верхнего палеозоя (минбулакская, акчинская и равашская свиты). По структурной позиции рудное поле соответствует юго-западному крылу Алмабулакской антиклинали.

Ведущими типами месторождений являются мышьяковые (Гайнаккан), мышьяково-полиметаллические (Каптархана, Сассыксай, Западный Такели) и полиметаллические (Учочак, Средний Такели). На первых наиболее широко проявлены стадии водных силикатов (комплекс предрудных изменений) и первая сульфидная (кварц-пирит-арсенопиритовый комплекс), на последних — вторая и третья сульфидные стадии (полиметаллические комплексы); месторождения промежуточного типа образованы наложением этих стадий.

Все месторождения связаны с разрывными структурами двух групп — сколами северо-западного (сараймарданской и такелийской системы) и поперечными к ним трещинами северо-восточного простириания. Контроль их размещения обычно осуществляется сочетанием этих структур (Западный и Средний Гайнаккан, Средний Такели, Западная Каптархана). Иногда роль поперечных рудоконтролирующих структур играют сколы туранглинской системы (Учо-

чак). Состав и интенсивность проявления на месторождениях тех или иных минеральных комплексов в значительной степени определяются литологическим типом вмещающих пород. В общем случае наиболее высокие концентрации мышьяковой минерализации воз-

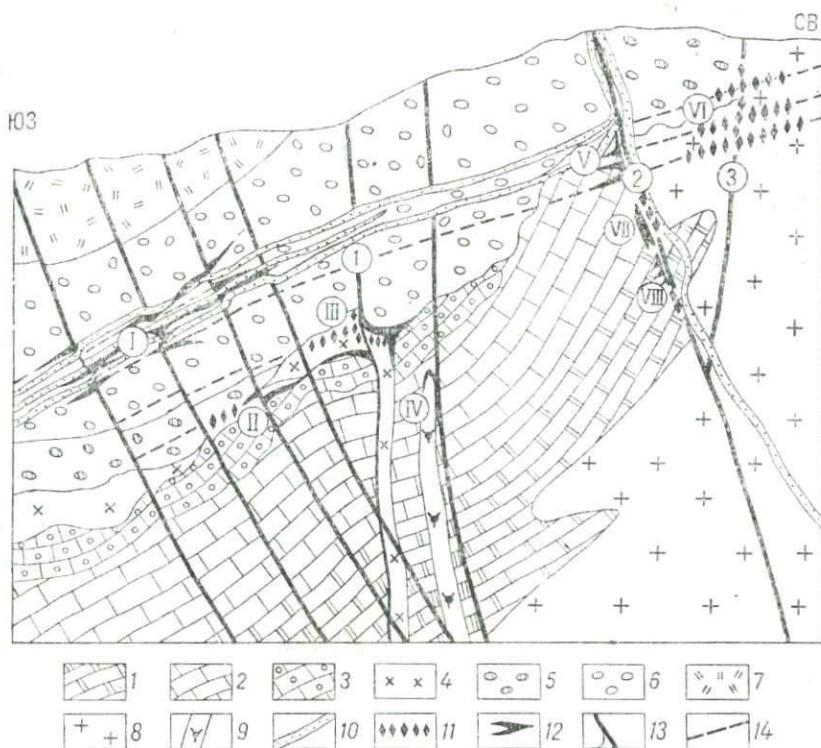


Рис. 20. Схема размещения месторождений в Такелийском рудном поле (совмещенный разрез)

1 — доломиты, известняки среднего — верхнего девона и нижнего карбона; 2 — известняки нижнего карбона; 3 — известняково-кремнистые конглобекрекции минбулакской свиты; 4 — покровы и субвулянические тела дацитовых порфиров акчинской свиты; 5 — аркозовые конгломераты равашской свиты; 6 — известняково-аркозовые конгломераты равашской свиты; 7 — андезитовые порфиры равашской свиты; 8 — гранитоиды Алмабулакского массива; 9 — штоки диоритовых порфиритов; 10 — жилы диабазов, диабазовых и других порфиритов; 11 — арсенопиритовые тела; 12 — полиметаллические тела; 13 — сколовые нарушения; 14 — тектонические трещины

Рудные участки: I — Учочак; II — Южная Каптархана; III — Западная Каптархана; IV — Восточная Каптархана; V — Средний Такели; VI — Гайнаккан; VII — Сассыксай; VIII — Западное Такели. Разломы 1 — Каптарханинский; 2 — Такелийский; 3 — Попечный

никают в алюмосиликатных породах, цинковой — в карбонатных, а свинцовой — в породах смешанного состава. На распределение минерализации внутри месторождения влияют морфологические особенности рудовмещающих структур, их сочетания с секущими

и оперяющими трещинами, мелкие складчатые нарушения и местные особенности состава вмещающих пород.

Определяющими чертами рудного поля являются: полное отсутствие проявлений скарнового комплекса, преобладание среднетемпературной сульфидной минерализации жильного типа, ярко выраженное влияние разрывных структур на ее распределение и состава вмещающих пород на ее размещение и геохимический облик.

Чорухдайрон-Янгиканское рудное поле

Рудное поле занимает юго-восточное окончание Такелийской структурной полосы. Минерализация развивается в карбонатных, терригенных, кремнистых и вулканогенных породах намюрского яруса (слои Уя) и в размещающейся среди них согласной залежи сиенито-диоритов. Общее распределение оруденения контролируется сколами кизылтурской и тутлинской систем; непосредственное его размещение — секущими структурами северо-восточного и субширотного простираций, часть которых, возможно, принадлежит к сколам алтынтопканской системы. Выделяется несколько структурных позиций, отличающихся преобладающими типами и условиями размещения минерализации. В интрузивных породах развиты трещинные скарново-рудные зоны Чорухдайрона, в которых пироксеновые скарны инфильтрационного типа несут шеелит, местами с небольшими количествами пирита, халькопирита, молибденита, жильных барита и флюорита (первая и вторая силикатные, вторая окисная, первая сульфидная и послерудная стадии). Вдоль пологих контактов интрузива с известняками участка Юбилейное размещаются скарново-магнетитовые тела (первая и вторая силикатные и первая окисная стадии). Смятая в складки толща карбонатно-кремнистых и терригенных пород Северного Янгикана вмещает многоярусные согласные скарновые залежи с полиметаллами (первая силикатная и третья сульфидная стадии), сочетающиеся с такими же секущими телами в разломах. В эфузивах Южного Янгикана, по-видимому соответствующих более высокой части разреза, инфильтрационные скарны содержат преимущественно молибденит (силикатный этап и первая сульфидная стадия).

Среди других рудных полей Западного Карамазара Чорухдайрон-Янгиканское выделяется своеобразием комплекса минерализации и условий ее размещения. Оно выражается: в исключительно широком развитии скарнов, преимущественно инфильтрационного типа, в том числе согласных залежей, образующихся путем избирательного замещения вмещающих пород; в необычном для района сочетании со скарнами вольфрам-молибденового оруденения; в особенно четком проявлении зональности размещения минеральных комплексов, обусловленной влиянием структурного и литологического факторов.

Моголтауское рудное поле

Это рудное поле известно также под названием Рудного пояса гор Моголтау. Протягивается оно вдоль юго-западного контакта Музбекского интрузива с песчано-сланцевыми и карбонатными породами нижнего — среднего палеозоя, по-видимому соответствующего зоне древнего разлома. Поле включает ряд небольших рудо-проявлений. В разрезе вмещающих пород снизу вверх располагаются: актинолитовая минерализация с гематитом в сланцах ордовика — силура (Карабаирбулак); скарновые залежи с магнетитом, гематитом (Учпок) и наложенной висмутовой минерализацией (Ингырчак), избирательно замещающие известняковые прослои в перемежающейся песчано-известняковой толще среднего девона; низкотемпературные анкерит-баритовые жилы с галенитом в известняках (Тегерек); вкрашенная пиритовая минерализация в штоке диоритов среди известняков (Джангальык); маломощные оторочки гранатовых скарнов с халькопиритом на контакте известняков с гранитоидами Музбекского массива (Южный Каттаислам, Курусай, Тобичек и др.); мелкие скарновые тела с наложенной низкотемпературной сульфидной минерализацией в гранитоидах (Барсуксай, Тамчи), возникшие, по-видимому, за счет замещения ксенолитов известняков. Таким образом, на отдельных участках представлены проявления разных стадий минерализации. Размещение ее контролируется сочетаниями структуры обновленного поздними подвижками интрузивного контакта, сколов кизылтурской, туранглинской, алтынтопканской систем и тектонических трещин разных направлений.

Главными особенностями рудного поля являются разнообразие типов минерализации, их разобщенность и незначительные масштабы проявления, обусловленные отсутствием единой, четко выраженной контролирующей структуры.

Факторы размещения оруденения

Приведенная краткая характеристика рудных полей с учетом материалов, опубликованных авторами ранее (Нечелюстов, Шехтман и Шихин, 1958; Шихин, Кузнецов, Ищенко и др., 1960), позволяет сделать некоторые общие выводы о закономерностях размещения оруденения.

В Западном Карамазаре не устанавливается признаков какой-либо первичной связи месторождений с магматическими комплексами. Условия размещения оруденения целиком определяются структурными и литологическими факторами. По степени их влияния на рудоразмещение могут быть выделены факторы трех порядков. Факторы первого порядка определяют собой общие закономерности распределения рудных полей, второго — размещение месторождений, третьего — рудных участков и тел.

К числу структурных факторов первого порядка относится контроль размещения оруденения сколовыми нарушениями. Вся рудная минерализация Западного Карамазара непосредственно связана с их зонами. Рудоконтролирующее значение сколов разных порядков и систем неравноценно. Главная масса месторождений размещается в зонах наиболее крупных сколов — структур глубокого заложения, отличающихся длительной историей и многофазностью развития.

Размещение разных типов минерализации контролируется сколовыми нарушениями различных систем. Высокотемпературные скарново-магнетитовые и наложенные на них полиметаллические проявления приурочены к сколам окурдаванской, реже тутлинской и сараймарданской систем. Вольфрам-молибденовая минерализация в скарнах и грейзенах контролируется сколами кызылтурской системы. Размещение среднетемпературного полиметаллического и мышьякового оруденения преимущественно связано со сколами та-келийской и сараймарданской, медно-висмутовой минерализации — алтынтопканской, а низкотемпературной полиметаллической — кызылтурской и туранглинской систем.

В пределах контролирующих разломов на размещение месторождений влияют факторы второго порядка — сочетания их со сколами других систем, особенности залегания и внутреннего строения зон, формы их интрузивного выполнения, структура пород висячего и лежачего блоков (складки, сопряжения сколовых поверхностей, стратиграфические контакты и др.).

К числу факторов третьего порядка относятся морфологические особенности поверхностей скальвания и интрузивных контактов, частные пересечения рудоконтролирующих поверхностей небольшими сколами или малыми интрузиями, трещинные структуры сопряжения и оперения, отслоения и дробление в ядрах мелких складок и др.

Литологические факторы в значительной степени определяют геохимические, а в ряде случаев и морфологические типы месторождений. Каждому типу минерализации соответствуют свои оптимальные условия среды отложения. Различия в составе вмещающих пород нередко приводят к резкому пространственному обособлению близких по времени отложения минеральных образований.

Главная масса магнетитовых и высокотемпературных полиметаллических месторождений размещается в скарнах. Для первых наиболее благоприятны гранатовые скарны, образующиеся в контактах карбонатных пород с изверженными среднего состава, для вторых — пироксеновые и гранат-пироксеновые — в контактах с кислыми и умеренно кислыми породами. Среднетемпературная полиметаллическая минерализация накладывается на скарны, а также непосредственно размещается в известняках или обломочных породах смешанного карбонатно-алюмосиликатного состава. Медная и медно-висмутовая минерализация часто встречается в скарнах, но в большей степени тяготеет к алюмосиликатным по-

родам. Еще более четко выраженную склонность к размещению в алюмосиликатной среде проявляет пиритовая и арсенопиритовая минерализация. Для вольфрамовой и молибденовой минерализации характерно размещение в скарнах или в кислых алюмосиликатных породах. Низкотемпературная минерализация, в том числе полиметаллическая, не обнаруживает четкой связи с составом вмещающих пород.

Порядок литологического фактора зависит от масштабов проявления свойств пород, влияющих на характер минералообразования. В случае повсеместного развития благоприятных пород, как, например, карбонатных в Западном Карамазаре, он выступает в качестве фактора первого порядка, при более ограниченном его влиянии — второго и третьего.

Совместное влияние структурных и литологических факторов выражается в характере распределения минерализации в объеме горных пород. Общая группировка рудных объектов определяется их связью с зонами сколовых нарушений, а относительное положение в разрезе — литологическим составом вмещающих пород. Суммарным выражением рудоконтролирующего значения этих факторов являются однородные структурно-литологические блоки, занимающие определенное положение по отношению к тектоническим элементам района и представленные характерным комплексом пород. Основу для их выделения составляют охарактеризованные выше структурные полосы и блоки (см. приложение), в пределах которых размещаются отдельные рудные поля, занимающие позиции с наиболее благоприятным сочетанием структурных и литологических факторов.

Сопоставление относительного положения рудных полей и месторождений в разрезе по структурно-литологическим позициям приводит к выводу об отсутствии закономерной связи между глубиной их формирования и типами развитой в них минерализации. Это свидетельствует о том, что в пределах доступных наблюдению глубин температурная геохимическая зональность по своему влиянию значительно уступает структурному и литологическому факторам.

ГЕОЛОГИЯ КАРАМАЗАРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО ПЛУТОНА

Карамазарский гранитоидный plutон, расположенный в западном окончании Кураминского хребта, является одним из наиболее полно изученных интрузивов района. Начало его геологического изучения было положено работами С. Ф. Машковцева (1935₂), Б. Н. Наследова (1935₃), И. В. Дюгаева (1935₄) и А. В. Королева. В дальнейшем отдельные участки plutона исследовались Е. Д. Карповой (1944), Ю. С. Шихиным и Ж. Н. Кузнецовым, Ф. Ш. Раджабовым (Абдуллаев и др., 1958) и др. Крупномасштабные геологические съемки plutона, проведенные в последние годы (Ю. С. Шихин, Ж. Н. Кузнецов, В. Н. Байков, Вяч. А. Тарасов, Ю. Н. Зверев,

Л. А. Хусанбаев, М. Е. Запрометов и др.), значительно дополнили и расширили представление о его геологическом строении.

Интузив размещается в ядре крупной Карамазарской антиклинали. В плане он имеет форму прямоугольника, вытянутого в субширотном направлении. Длина его около 34 км, ширина 6—10 км, площадь обнаженной части до 300 км². Вмещающие породы представлены осадочными и вулканогенными комплексами нижнего, среднего и верхнего палеозоя (рис. 21).

Моногенный, согласно предыдущим исследованиям, массив Карамазарского plutона в результате детальных работ был разделен на три самостоятельных, последовательно внедрившихся интрузива. Плагиограниты и граниты первой стадии внедрения размещаются в северной части plutона на всем протяжении эндоконтакта от Ташбулака на западе до р. Четсу на востоке. Западная часть plutона представлена интрузивом кварцевых диорито-монцонитов второй стадии внедрения, почти изометричной формы, известными как гранодиориты карамазарского типа (Абдуллаев, Аделунг и др., 1958). Юго-восточная часть plutона — это грушевидный интрузив адамеллитов третьей стадии внедрения (Джангалик, Токмак, Табошар, Канджол, Уткемсуз).

Возрастные соотношения всех трех интрузивов устанавливаются однозначно в обнажениях, пришлифовках штуков и шлифах. Наблюдаются резкие контакты и четкие зоны закала, сложенные более мелкозернистыми, до аplitов, породами, явления перекристаллизации и оплавления более древних пород и срезание более молодыми интрузивами внутренних структурных элементов интрузива предыдущей стадии. Каждый из трех интрузивов, составляющих plutон, имеет сложное внутреннее строение, обусловленное зональным расположением фациальных разновидностей пород, наличием ориентированных текстур и других элементов прототектоники.

В интрузиве плагиогранитов и гранитов выделяются четыре фациальные разновидности пород (табл. 1, рис. 22). Они образуют четыре полосы или зоны, в общем повторяющие очертания северного контакта интрузива. В эндоконтакте размещаются мелкозернистые, резко порфировидные плагиограниты (зона I). Ширина зоны колеблется от первых метров на крутых участках до 0,7 км на пологих. По направлению к центру plutона эти породы постепенно сменяются среднезернистыми плагиогранитами (зона II), которые отличаются более высоким содержанием калиевого полевого шпата, цветных минералов и менее четко выраженной порфировидностью. Еще дальше от контакта к югу появляются среднезернистые, неравномернозернистые породы, промежуточные по составу между плагиогранитами и гранитами (зона III), получившие название плагиоклазовых гранитов. Наиболее удаленная от контакта IV зона сложена крупнозернистыми, почти равномернозернистыми гранитами. Породы зоны образуют несколько изолированных выходов в средней и восточной частях интрузива.

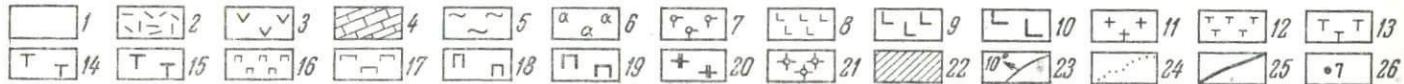
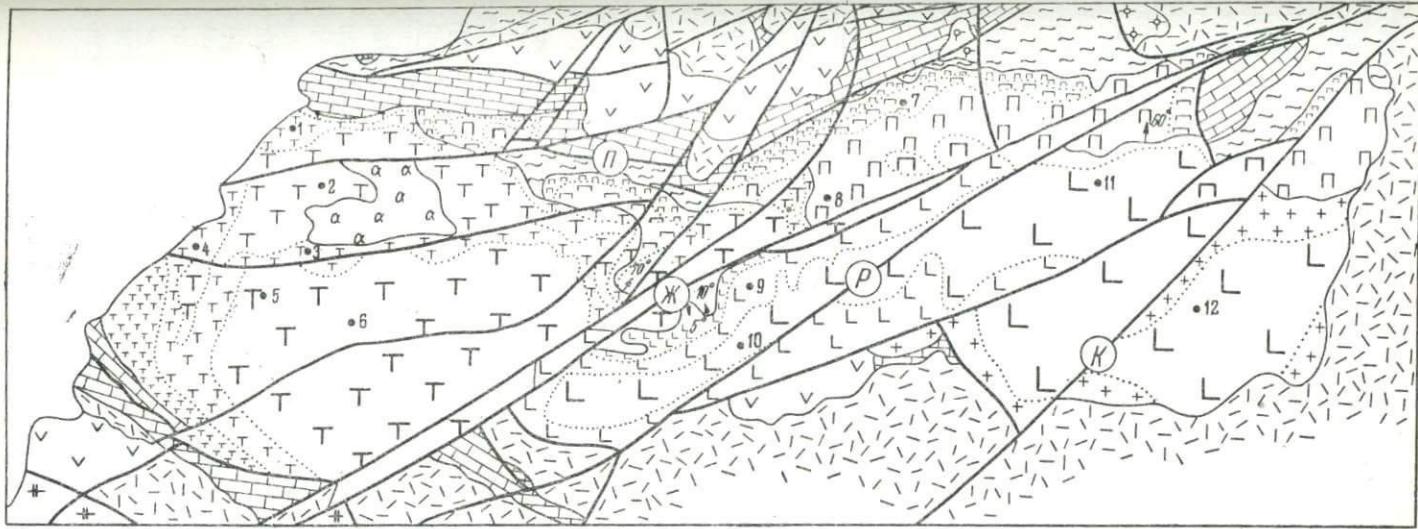


Рис. 21. Схема геологического строения Карамазарского plutона

1 — четвертичные образования; 2 — дациевые и андезито-дациевые порфиры, туфы и туфолавы акинской свиты (C_2); 3 — андезитовые порфиры, липаритовые порфиры, туфы, туфопесчаники и песчаники минбулакской свиты (C_{1-2}); 4 — карбонатные отложения среднего девона — нижнего карбона; 5 — песчано-сланцевые отложения ордовика — силура; 6 — лейкократовые граниты и аляскиты верхнего карбона (дополнительные интрузии); 7 — гранит-порфиры (малые интрузии); 8 — II — фациальные зоны интрузива эдамеллитов; 9 — порфировидные граниты и адамеллиты (I зона), 9 — среднезернистые, неравномернозернистые адамеллиты (II зона), 10 — крупнозернистые адамеллиты (III зона), 11 — среднезернистые порфировидные адамеллиты (IV зона); 12 — 15 — фациальные зоны интрузива кварцевых диорито-монцонитов; 12 — мелкозернистые кварцодержащие диорито-монцониты (I зона), 13 — порфировидные среднезернистые кварцевые диорито-монцониты (II и IV зоны), 14 — среднезернистые, неравномернозернистые кварцевые диорито-монцониты (III зона), 15 — крупнозернистые кварцевые монцониты (V зона); 16—19 — фациальные зоны интрузива плагиогранитов и гранитов; 16 — мелкозернистые порфировидные плагиограниты (I зона), 17 — среднезернистые порфировидные плагиограниты (II зона), 18 — неравномернозернистые плагиоклазовые граниты (III зона), 19 — крупнозернистые граниты (IV зона); 20 — гранитоиды Алмабулакского интрузива (C_{1-2}); 21 — гранодиорит-порфиры (D_{1-2}); 22 — метаморфические породы допалеозойского этажа (к рис. 25); 23 — геологические границы, контакты интрузивов и их элементы залегания; 24 — границы фациальных зон интрузивов; 25 — разломы; П — Приконтактовый, Ж — Железный, Р — Редкометальный, К — Канджольский; 26 — пункты массовых замеров элементов залегания трещин прототектоники

Таблица 1

Петрографическая характеристика

Массив	Зона	Породы зоны	Общий минеральный состав						
			Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Пироксен	Аксессорные
Плагиогранитов и гранитов	I	Плагиогранит	65	8	22	3	1	—	0,5
	II	"	63	11	20	5,5	0,5	—	0,5
	III	Плагиоклазовый гранит	54	19	22	3	1	—	0,5
	IV	Гранит	44	21	31	3	0,5	—	0,2
	Среднее по массиву		57	15	24	4	1	—	0,5
Кварцевых диорито-монцонитов	I	Кварцодержащий диорито-монцонит	48	32	6,5	1,5	8	3	1,5
	II	Кварцевый диорито-монцонит	41	33	16	1,6	5	1,5	1,4
	III	То же	38	35	16	2	6,5	2	1,4
	IV	" "	38	35	15	3,5	6	2	1
	V	Кварцевый монцонит	36	32	19	4	7	2	0,5
	Среднее по массиву		40	33	14	2,5	6	2	1,2
Адамеллитов	I	Адамеллит	47	25	18	5	5	—	0,1
	II	"	38	23	26	7,4	4	1,3	0,1
	III	"	43	20	23	8	5	1,4	0,1
	IV	"	37	19	32	5	5	1,5	0,1
	Среднее по массиву		41	22	25	6,3	5	0,8	0,1

стика изверженных пород

стav, %	№ плагиоклаза	Отношение плагиоклаза к калиевому полевому шпату	Состав порфировидных выделений	Структурные особенности пород		
				Общая структура	Степень зернистости	Степень раскристаллизации
32	8,1	Плагиоклаз, кварц	Криптовая	Мелкозернистая	Порфировидная	Равномерно-зернистая слабопорфировидная
31	5,7	Кварц	Гранитная	Среднезернистая	Неравномерно-зернистая	Неравномерно-зернистая порфировидная
33	2,8	Калиевый полевой шпат	"	То же	Крупно- до грубозернистой	То же
32	2,1	То же	"	"		
32	3,8					
48	1,5	Калиевый полевой шпат	Монцонитовая	Мелкозернистая	Равномерно-зернистая (слабопорфировидная)	Резко порфировидная
35	1,2	То же	То же	Среднезернистая	Неравномерно-зернистая	Неравномерно-зернистая Резко порфировидная
39	1,08	" "	" "	То же	" "	" "
39	1,1	" "	" "	" "	" "	" "
39	1,1	" "	" "	Крупнозернистая		
40	1,2					
36	1,9	—	Гранитная	Мелкозернистая	Порфировидная	Неравномерно-зернистая
42	1,7	Калиевый полевой шпат	"	Среднезернистая	Неравномерно-зернистая	Неравномерно-зернистая
40	2,1	То же	"	Крупнозернистая	Неравномерно-зернистая	Неравномерно-зернистая
42	1,9	Калиевый полевой шпат, амфибол	"	Среднезернистая	Порфировидная	Порфировидная
41	1,9					

Охарактеризованные фацальные зоны интрузива не повторяются в южном направлении. Такая неправильная асимметричная зональность обусловлена тем, что южная часть его вместе с вмещающими породами на всем протяжении уничтожена более молодыми интрузиями кварцевых монцонитов и адамеллитов.

В северном экзоконтакте вмещающие сланцы, песчаники и алевролиты подверглись интенсивному метаморфизму — филлитизации,

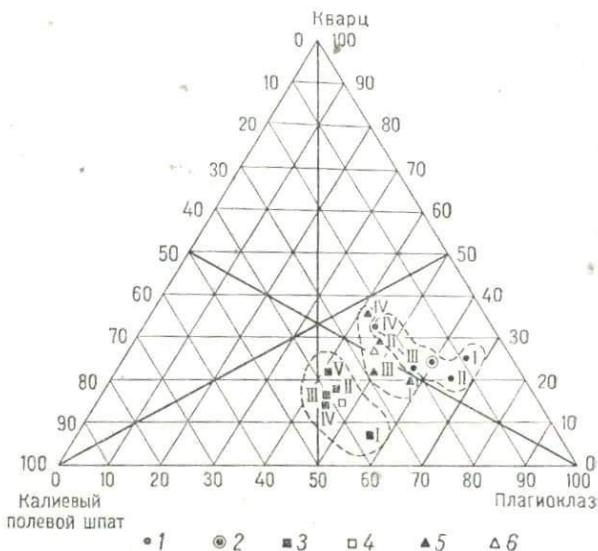


Рис. 22. Диаграмма минеральных составов пород Карамазарского plutона (для салических минералов, пересчитанных на 100% по методу Н. Д. Соболева)

1—2 — составы пород интрузива плагиогранитов (1 — фигурационные точки отдельных зон, 2 — средний состав пород интрузива); 3—4 — то же, для интрузива кварцевых диорито-монцонитов; 5—6 — то же, для интрузива адамеллитов (римскими цифрами обозначены номера соответствующих зон интрузии)

ороговикованию, фельдшпатизации, амфиболизации, биотитизации и т. п. Представлены почти все контактовые образования от пятнистых и узловатых сланцев до контактовых роговиков, характерные для метаморфических ореолов гранитоидных интрузий (Елисеев, 1959). Аналогичные по составу метаморфические породы содержатся в плагиогранитах в виде ксенолитов, иногда очень крупных. Встречаются шлиры биотита или амфиболя, представляющие собой реликты ассилияции тех же ксенолитов. Наблюдается своеобразная ассилияционная зональность в ксенолитах. Центральная часть их часто представлена эпидот-хлорит-серцицитовым сланцем, который окружен каймой амфиболита, а она в свою очередь — шлировидной оторочкой скоплений амфиболя во вмещающем пла-

гиограните.. В южной части выхода плагиогранитов микроскопически обнаруживается частичное переслаивание пород вблизи контакта с более молодыми интрузивами. Вдали от контакта устанавливается плавление кварца и замещение его крупных кристаллов агрегатом мелких зерен с роговиковой структурой. Ближе к контакту характерно оплавление калиевого полевого шпата, а затем и плагиоклаза, так что в породе остаются лишь реликты их крупных кристаллов, все же остальное превращено в мелкозернистую

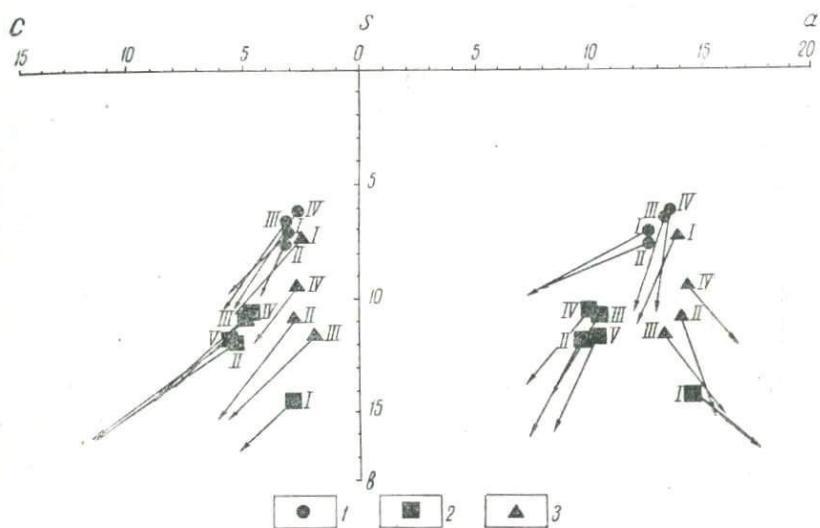


Рис. 23. Петрохимическая диаграмма пород Карамазарского plutона
1 — фигутивные точки пород интрузива плагиогранитов — гранитов; 2 — то же, интрузива кварцевых днорито-монцонитов; 3 — то же, интрузива адамеллитов

аллотриоморфнозернистую массу. Непосредственно у контакта почти исчезают и эти реликты, порода напоминает аплит.

Для химического состава описываемых пород характерна переносимость их глиноземом и преобладание в составе щелочей натрия. Обе эти особенности наиболее резко выражены в контактowych фациях, в центральных же химический состав приближается к составу нормального гранита (табл. 2, рис. 23).

Изменение химического и петрографического состава пород в эндоконтактах в сочетании с описанными выше следами взаимодействия магмы с вмещающими породами (растворение ксенолитов) приводят к выводу о значительной роли ассилиации в процессе формирования этого массива.

Из акессорных минералов, кроме постоянно присутствующего во всех гранитоидах plutона апатита, в плагиогранитах широко развит циркон, реже встречается сфен, очень редко ортит и в единичных случаях монацит. Соответственно для этих пород среди

Таблица 2

Химический состав изверженных пород, %

	Массив	Зона	Количество анализов	Числовые характеристики																$a : c$	Q		
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S₂</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	
Платиграниты и граниты	I	1	68,00	0,50	16,62	1,41	1,08	0,01	1,10	2,46	2,93	4,30	12,6	3,0	7,1	77,3	49,5	24,8	25,7	—	50,5	4,2	26,3
	II	1	69,00	0,37	17,53	2,24	0,07	0,01	1,00	2,58	3,80	3,25	12,6	3,1	7,7	76,6	53,4	25,0	21,6	—	64,2	4,1	24,9
	III	3	67,46	0,30	15,23	1,21	2,26	0,06	1,53	2,58	3,52	3,92	13,3	3,1	6,6	77,0	12,5	47,9	39,6	—	57,7	4,2	24,4
	IV	2	68,25	0,30	14,57	0,96	2,34	0,09	1,67	2,22	3,79	3,76	13,7	2,6	6,2	77,5	6,5	49,0	44,5	—	60,5	5,3	24,9
Кварцевых диорито-монцонитов	I	1	59,57	0,60	15,32	3,05	4,89	0,00	1,95	5,56 ^a	5,42	2,08	14,8	2,8	14,4	68,0	—	50,0	22,6	27,4	79,8	5,3	3,4
	II	1	63,34	0,62	17,10	1,30	3,20	0,04	2,95	4,31	1,74	4,10	9,8	5,3	11,9	73,0	23,1	34,7	42,2	—	38,0	1,8	21,1
	III	2	63,12	0,64	16,50	3,25	1,90	0,11	2,30	4,00	2,17	3,84	10,5	4,9	10,8	73,8	20,6	42,9	36,5	—	46,7	2,1	21,7
	IV	4	64,57	0,60	16,50	2,60	2,10	0,07	2,04	3,80	2,10	3,70	10,1	4,7	10,6	74,6	27,3	40,2	32,5	—	46,5		24,5
	V	8	62,22	0,68	17,20	1,94	3,08	0,13	2,94	4,40	1,79	4,35	10,4	5,5	11,8	72,3	17,6	40,0	42,4	—	38,7	1,9	18,3
Адамеллитов	I	2	66,85	0,40	14,84	0,54	2,89	0,10	1,71	1,97	2,70	5,35	13,8	2,4	7,3	76,5	16,8	43,0	39,3	—	43,6	5,7	23,0
	II	2	63,06	0,62	14,53	1,24	3,39	0,02	2,86	3,65	3,64	4,09	14,1	2,7	10,8	72,4	—	38,6	44,9	16,5	57,3	5,2	13,9
	III	7	64,42	0,58	13,00	0,89	3,44	0,02	2,56	4,26	3,12	4,65	13,4	1,9	11,6	73,1	—	34,9	37,2	27,9	50,6	7,0	17,5
	IV	2	64,17	0,56	14,61	1,20	3,23	0,01	1,96	3,88	3,74	4,14	14,3	2,6	9,4	73,7	—	43,0	35,0	22,0	57,7	5,5	16,2

рассеянных элементов характерно преобладание циркония и титана, а также бария и стронция. Содержание их в разных частях интрузива непостоянно: в направлении от контакта к югу содержание бария, стронция и ванадия увеличивается, а циркония и титана — уменьшается.

В интрузиве кварцевых диорито-монцонитов в западной части Карамазарского plutона выделяется пять основных фациальных разновидностей пород. Вдоль его юго-западного и северного контактов с карбонатными породами Курусая и Ташбулака (см. рис. 21) протягивается полоса мелкозернистых слабо порфировидных кварцсодержащих диорито-монцонитов (зона I). Они отличаются от пород других зон интрузива как минеральным (см. табл. 1 и рис. 22), так и химическим (см. табл. 2 и рис. 23) составом. Для них характерно резкое преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и пироксена над биотитом, а также высокие содержания железа, извести и натрия. Эти особенности состава пород зоны, наличие ксенолитов известняков и приуроченность к kontaktам с вмещающей карбонатной толщей, впервые отмеченная Е. Д. Карповой (1944), позволяют предполагать, что образование их обусловлено ассилиацией карбонатного материала магмой.

Порфировидные кварцевые диорито-монцониты II зоны с удалением от контакта сменяют породы предыдущей зоны. На контактах интрузива со сланцами и плагиогранитами они занимают положение I зоны. Порфировидные выделения в них представлены идиоморфным ортоклазом, а базис породы, обладающий монцонитовой или гранитовой структурой, составляет агрегат мелких зерен плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, амфиболя, пироксена и биотита. По направлению к центру интрузива эти породы постепенно сменяются среднезернистыми, неравномернозернистыми диорито-монцонитами (зона III), в которых возрастает содержание калиевого полевого шпата и уменьшается плагиоклаза.

Среднезернистые резко порфировидные диорито-монцониты IV фациальной зоны выделены в центре интрузива в виде субширотной полосы шириной до 1 км, сливающейся на западе и востоке с породами II зоны. Такое положение этой зоны обусловлено синклинальным прогибом кровли интрузива, что подтверждается как элементами прототектоники, так и находками ксенолитов скарнированного известняка в ее пределах (руч. Авзикетсай).

Центральная, большая по площади часть интрузива сложена крупнозернистыми, неравномернозернистыми кварцевыми монцонитами (зона V). От предыдущих промежуточных фаций, кроме структуры, они отличаются также более высоким содержанием кварца.

Для кварцевых монцонитов (за исключением I зоны) характерна пересыщенность алюминием и преобладание калия над натрием (см. рис. 23); из типовых пород Дэли они ближе всего стоят к тоналитам.

Наиболее обычным акцессорным минералом является сфен, в меньшем количестве содержится циркон, иногда встречаются оранжит и ураноторит и в отличие от других интрузивов Карамазарского plutона постоянно присутствует монацит. Вообще для пород этого интрузива характерно высокое содержание элементов группы железа (титан, ванадий, марганец).

В интрузиве адамеллитов в юго-восточной части Карамазарского plutона выделяются четыре фациальные зоны, подчеркивающие неоднократность и асимметричность его внутреннего строения. Мелкозернистые порфировидные адамеллиты I зоны, отличающиеся пониженным содержанием кварца, образуют эндоконтактовую фацию только в северо-западной части интрузива, на контакте с кварцевыми монцонитами. Южнее они сменяются среднезернистыми, неравномернозернистыми адамеллитами II зоны, образующими эндоконтактовую фацию вдоль юго-западного и северного контактов интрузива. Центральная, большая по площади часть интрузива сложена крупнозернистыми адамеллитами (III зона) с редкими порфировидными выделениями ортоклаза. Южный, юго-восточный и северо-восточный эндоконтакты интрузива (IV зона) представлены среднезернистыми адамеллитами с порфировидными выделениями ортоклаза и роговой обманки. Они характеризуются высоким содержанием кварца и низким калиевого полевого шпата. Южный и восточный контакты интрузива скрыты под эфузивами акчинской свиты среднего карбона (см. рис. 21).

Химический состав адамеллитов близок составу гранодиорита (см. табл. 2); отличается от последнего повышенным содержанием щелочей и фемических минералов, а также меньшим значением характеристики n . В отличие от других пород plutона им свойственно отсутствие пересыщенности алюминием. Только породы I зоны пересыщены алюминием и содержат значительно больше свободной кремнекислоты. Такое различие химического состава контактных фаций, по-видимому, и в этом случае свидетельствует об изменении первичного состава магмы под влиянием ассилияции вмещающих пород.

Главными акцессорными минералами адамеллитов являются циркон и ортит, изредка встречается турмалин; сфен и монацит не встречены ни в пробах, ни в шлифах. Как и для плагиогранитов, характерны высокие содержания бария, стронция и циркония. Интересно, что содержание элементов группы железа — ванадия, никеля, кобальта и хрома — значительно более низкое, чем в кварцевых монцонитах.

Таким образом, три интрузива, составляющие plutон, отличаются по времени образования, вещественному составу и геохимическим особенностям слагающих их пород.

С завершающей стадией формирования Карамазарского plutона связано внедрение дополнительных малых интрузий, порфи-

ровых даек, аплитов и пегматитов. Данные по их возрастным соотношениям неполные.

Диасхистовые жильные породы представлены в основном аплитами, среди которых по составу выделяются гранит-аплиты, микроклиновые сиенит-аплиты, плагиогранит-аплиты и диорит-аплиты. Они образуют тела мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м и длиной от первых метров до 150—200 м, размещающиеся в прототектонических трещинах. Прямых возрастных соотношений между аплитами различного состава не наблюдалось, хотя такие косвенные данные, как петрографическое и геохимическое средство с различными массивами plutona, указывают на их разновозрастность.

Пегматиты встречаются в Карамазарском plutоне значительно реже. Для него, как и для большинства одновозрастных с ним plutонов Кураминского хребта, вообще характерна бедность этими образованиями, чем они отличаются от подобных интрузивов других районов Советского Союза, в частности Центрального Казахстана (Коптев-Дворников и др., 1952).

Среди пегматитов различается два типа: неперемещенные (фациальные) и перемещенные (жильные). Первые образуют тела неправильной формы, имеющие зональное строение и связанные постепенными переходами с вмещающими породами. Одно из таких тел, расположенное в кварцевых монцонитах, имеет следующее строение от зальбандов к центру: лейкократовые порфировидные граниты с большим количеством крупных выделений ортоклаза, щелочные аплитовидные граниты, гранофиры, письменный пегматит, крупноблоковый кварц-ортоклазовый пегматит. Иногда центральные части этих тел сложены мономинеральным кварцем. Жильные пегматиты размещаются в прототектонических трещинах. Мощность их обычно не превышает 0,5 м, длина 10—20 м. Они целиком сложены письменным пегматитом и очень редко имеют зональное строение.

Большая часть дополнительных малых интрузивов сложена мелкозернистыми лейкократовыми гранитами, реже встречаются диориты, кварцевые диориты и кварцевые диорито-монцониты. Генетическая связь этих пород с plutоном устанавливается по их петрографическому, химическому и геохимическому сходству с последним и главным образом по их возрастному положению — они пересекаются телами аплитов и пегматитов. Дополнительные интрузии образуют тела двух морфогенетических типов — крутопадающие штокообразные и дайкообразные тела, размещающиеся в крутых трещинах, и силообразные, приуроченные к пологим трещинам прототектоники. Интрузивы первого типа иногда значительных размеров. Например, площадь штокообразного тела лейкократовых гранитов, показанного на рис. 21, составляет 6 км². Размеры пологопадающих тел, как правило, небольшие. Порфировые ахистовые интрузии представлены многочисленными дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварц-диоритовых и монцони-

товых порфиров, иногда выходящими во вмещающие породы plutona.

С точки зрения общей формы и условий залегания Карамазарского plutона мнения различных исследователей расходятся. Б. Н. Наследов (1935₃) считал его одним из куполов единого Чаткало-Кураминского батолита. Примерно такой же точки зрения придерживались Ф. Ш. Раджабов и др. (Абдуллаев, Аделунг и др., 1958). С. Ф. Машковцев (1935₂), а затем А. В. Королев (1941) высказали предположение о его лакколитообразной форме и межформационном залегании. Многочисленные новые данные последних лет приводят к аналогичным выводам.

О рельефе кровли plutона можно судить по материалам изучения ориентированных текстур, прототектонической трещиноватости останцов вмещающих пород, а также по особенностям распределения в нем фациальных разновидностей пород.

В plutоне выделено пять систем первичных трещин, однако наиболее четкую зависимость от его формы обнаруживают три из них. Первая система — это очень протяженные и хорошо выраженные сколовые трещины субширотного простирания (рис. 24), ориентированные параллельно длинным осям соответствующих интрузивов и падающие очень круто в северных или южных румбах. Вторая система — также хорошо проявленные крутые субмеридиональные трещины отрыва, ориентировка которых зависит от конфигурации контактов интрузивов. Третья система — короткие и менее четкие пологие трещины отслоения, в общем отражающие рельеф кровли plutона. С первой из этих систем обычно совпадает ориентировка плоскопараллельных текстур, в двух последних часто размещаются аплитовые и пегматитовые жилы.

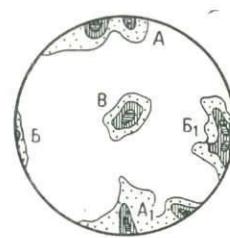
Анализ первичной трещиноватости и ориентированных текстур показывает, что кровля как plutона в целом, так и каждого из слагающих его интрузивов обладала довольно сложным рельефом. В кровле интрузива кварцевых монцонитов хорошо реставрируются морфологические элементы первого порядка — два поднятия и разделяющий их прогиб. Расположение максимумов пологих трещин на диаграммах 1—5 рис. 24 отражает их залегание в разных позициях относительно этих элементов. Замеры 1 и 2 выполнены на склоне и в центре северного поднятия, 3 — в центре прогиба, 5 и 6 — в центре и на склоне южного поднятия. С этими данными хорошо согласуются характер зональности интрузива и наличие останцов кровли — ксенолитов вмещающих пород в прогнутых частях. В интрузиве плагиогранитов устанавливается поднятие (диаграммы 7 и 8), с которым пространственно совпадают выходы фациальных разновидностей пород. В кровле тела адамеллитов (диаграммы 9—12) обнаруживается несколько прогибов и поднятий (рис. 25, г, д, е). Простирание наиболее крупных из них совпадает с направлением складчатости во вмещающих pluton толщах. Все это бесспорно свидетельствует о большом влиянии складчатых структур на условия размещения, морфологические



1



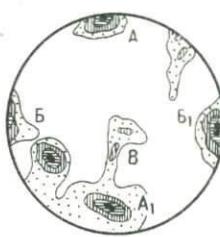
2



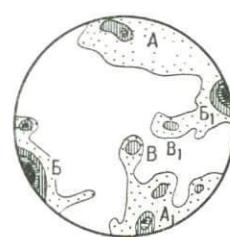
3



4



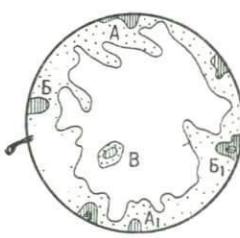
5



6



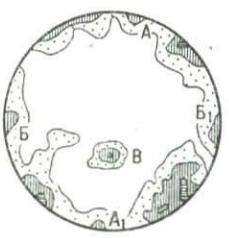
7



8



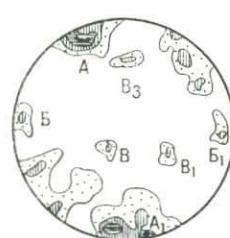
9



10



11

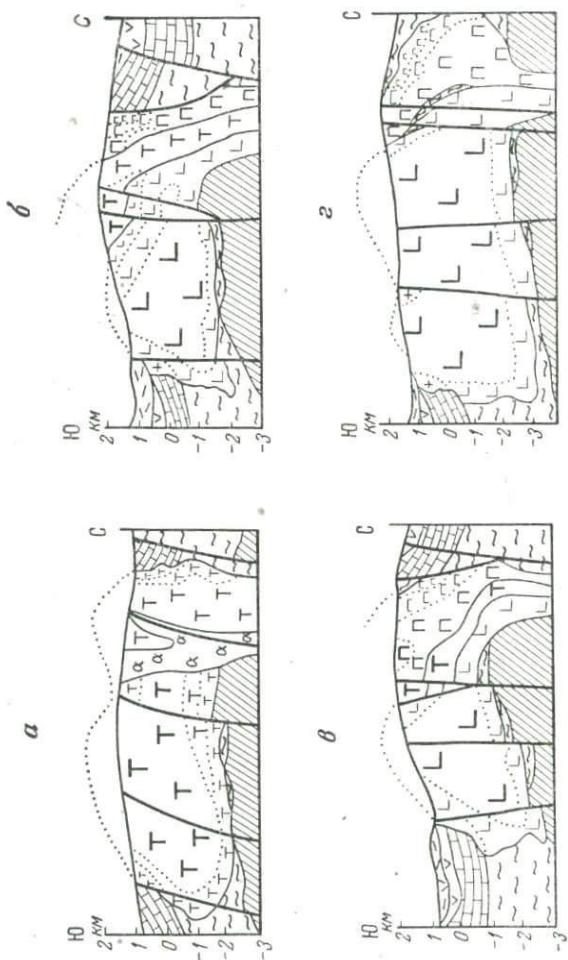


12

Рис. 24. Диаграммы трещиноватости пород Карамазарского plutона
Максимумы трещин прототектоники: А — сколовых, Б — отрыва, В — пологих тре-
щин отслоения. (Номер диаграммы соответствует номеру пункта замера трещиново-
тости на рис. 21)

особенности plutона и, в частности, на формирование рельефа его кровли, однако только на этом основании нельзя еще составить полного представления об общей форме его залегания.

Наиболее достоверным показателем субгоризонтального залегания Карамазарского plutона и наличия подстилающих его



пород, образующих «дно» лакколита, является распределение ксенолитов метаморфических пород как в нем самом, так и в секущих его дайках. Впервые на это обратил внимание в 1952—1957 гг. Ж. Н. Кузнецов. В составе ксенолитов, кроме известных палеозойских пород, аналоги которых находятся в коренном залегании

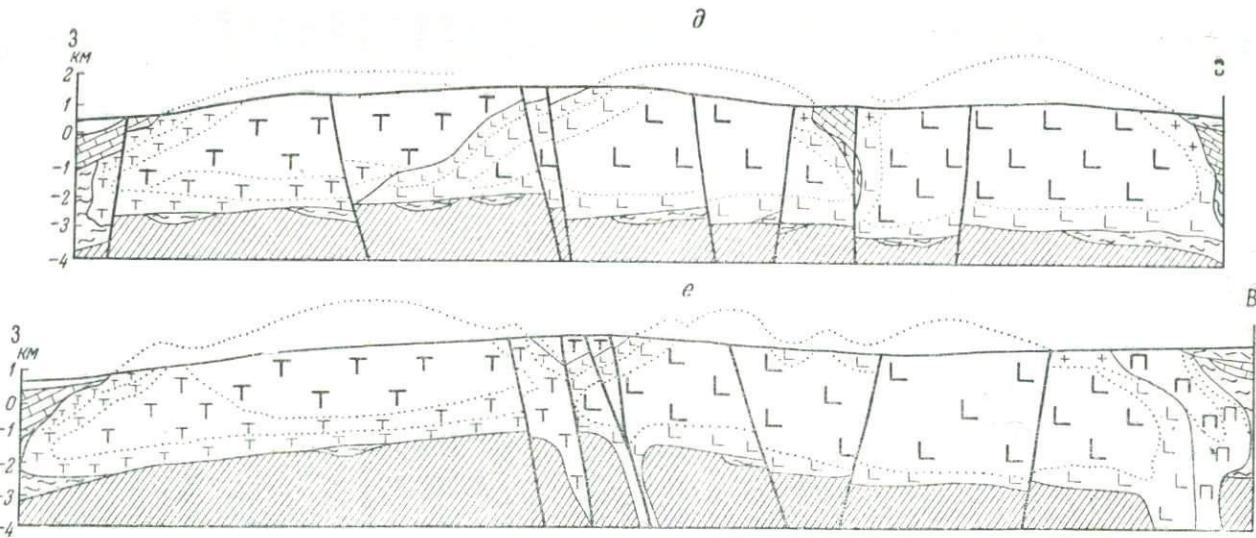


Рис. 25. Геологические разрезы через Карамазарский plutон

Поперечные разрезы через западную (а), центральную (б, в) и восточную (г) части plutона и продольные разрезы через северную (д) и южную (е) части plutона
Условные обозначения см. на рис. 21

в пределах района, в большом количестве встречаются глубокометаморфизованные породы, напоминающие образования архея и протерозоя Чаткальской подзоны — кварциты, джеспилиты, амфиболиты и др. Присутствие ксенолитов допалеозойских метаморфических пород в дайках можно объяснить только тем, что они были захвачены из подстилающих plutон метаморфических толщ. Правильность такого вывода подтверждается и тем, что различные по составу ксенолиты распределены в породах plutона и секущих

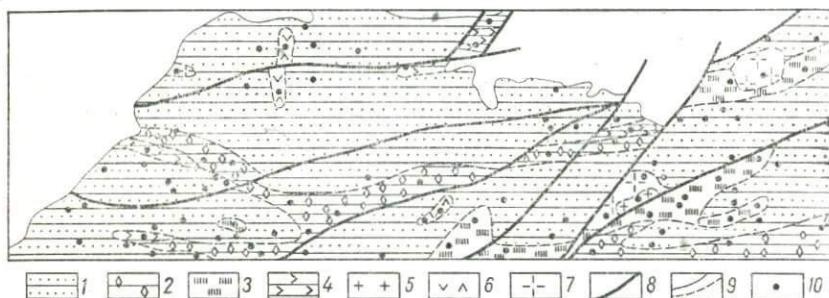


Рис. 26. Гипотетическая схема геологического строения «дна» северо-западной части plutона по данным распределения ксенолитов метаморфизованных пород в секущих дайках

1 — песчаники; 2 — амфиболизированные песчаники и амфиболиты; 3 — кварциты, джеспилиты, роговики; 4 — кристаллические сланцы, филлиты; 5 — граниты; 6 — сиенито-диориты; 7 — гранодиориты; 8 — разломы;⁹ 9 — геологические границы действительные и предполагаемые; 10 — точки сборов ксенолитов

его дайках не беспорядочно, а с определенной закономерностью, отображающей геологическое строение «дна» лакколита (рис. 26). К аналогичным выводам о горизонтальном залегании Аксоранского массива в Казахстане пришла О. С. Полквой (1950) на основании находок ксенолитов архейских гнейсированных песчаников в секущих его дайках.

Горизонтальное залегание plutона подтверждается также пологими контактами между отдельными составляющими его массивами. Например, контакт между кварцевыми монционитами и адамеллитами на большом протяжении пологий — с падением к югу и северу под углами 5—10°. Аналогичные соотношения наблюдались и в некоторых других полигенных plutонах Кураминского хребта. Часто породы более молодых интрузивов обнажаются из-под древних в эрозионных окнах и, наоборот, более древние породы залегают на молодых в виде эрозионных останцов. Наличие на контактах адамеллитов и плагиогранитов в Карамазарском plutоне «прокладок» — незамещенных останцов вмещающих пород — свидетельствует о том, что здесь находится нижняя поверхность интрузива и что каждое последующее внедрениемагмы в многостадийном plutоне происходило вдоль контактов тел, образованных предыдущими внедрениями (см. рис. 25, д).

Наблюдения, проведенные Ю. С. Шихиным, Ж. Н. Кузнецовым и автором в контактовых частях Карамазарского plutона и некоторых других одновозрастных интрузивов (Алмабулакского, Музбекского и др.), показали, что наиболее благоприятны для замещения гранитоидной магмой алюмосиликатные породы нижнего и среднего палеозоя (сланцы, песчаники, вулканогенные породы и др.), а карбонатные отложения среднего девона — нижнего карбона ассиимилируются в очень незначительной степени. Хорошим подтверждением этому служат крупные блоки известняков внутри plutона, которые представляли собой до его внедрения тектонические пакеты, опущенные по древним разломам (Железному, Аткулакскому и др.) в силурийские сланцы, песчаники и эфузивы нижнего девона. В связи с этим можно предполагать, что в процессе формирования plutона верхний предел распространения магмы приблизительно соответствует нижней поверхности среднепалеозойской карбонатной толщи. Выше указывалось, что, по-видимому, plutон подстилается главным образом допалеозойскими породами. Следовательно, в стратиграфическом разрезе района он занимает место отложений ордовика — силура и нижнего девона, максимальная суммарная мощность которых составляет 4000—5500 м. Очевидно, до размыва пологая часть лакколита имела такую же мощность.

При сейсмических наблюдениях, выполненных работниками Таджикского геологического управления, в юго-западной части plutона обнаружен отражающий слой на глубине 3 км, что совпадает с геологическими представлениями о возможной мощности plutона на этом участке.

Для обоснования местоположения корневых частей Карамазарского plutона можно привести лишь косвенные соображения. Во-первых, это общее асимметричное строение plutона, выражющееся в смещении более молодых массивов к югу (см. рис. 21), и асимметричное строение самих интрузивов, зоны центральных фаций которых смещены к югу относительно их геометрических центров. Во-вторых, наличие в северной части plutона крупной разрывной структуры — Приконтактового разлома, представляющего собой мощную, сложно построенную зону, выполненную разновозрастными и разнообразными продуктами магматической и послемагматической деятельности, что свидетельствует о продолжительной активной жизни и большой глубине заложения. Можно предположить, что основные подводящие каналы plutона располагаются в северной его части, в зоне Приконтактового разлома. Не исключено, что второстепенными подводящими каналами могли служить другие крупные разломы, пересекающие plutон, например Железный, косвенным подтверждением чего является приуроченность к ним крутопадающих тел дополнительных интрузий.

Изложенное позволяет сделать вывод, что Карамазарский plutон в целом является полигенным асимметричным лакколитом

со сложным рельефом кровли. Пологая часть его размещается в ядре крупного антиклинального поднятия между допалеозойским фундаментом и карбонатной толщей среднего палеозоя, а основные подводящие каналы приурочены к зоне глубинного разлома в северной части лакколита. Это согласуется с выводами Клюоса, указавшего на пологое залегание большинства «гранитных батолитов» Центральной Европы, которые, по его данным, оказались «псевдодискордантными межформационными лакколитами» (Елисеев, 1953, стр. 69). Детальные геологические и геофизические работы, проведенные в ряде районов Советского Союза (Казахстан, Приморье и др.) в течение последних лет, также показали, что многие крупные гранитоидные интрузивы, считавшиеся ранее «батолитами» (в понимании Дэли), на самом деле являются полого залегающими интрузивами и вполне соответствуют определению Клюоса (Коптев-Дворников и др., 1962; Ежов, 1964; Павлов, 1964 и др.).

Геологические закономерности, обосновывающие пологое залегание Карамазарского plutона, наблюдаются и в других крупных интрузивах Кураминского хребта (Долонинском, Алмабулакском, Акташском, Алмалыкском и др.). По-видимому, для этих интрузивов Чаткало-Кураминской зоны характерно пологое залегание.

Детальное изучение стратиграфии района, проведенное в течение последних лет, позволяет сделать также ряд интересных выводов о возрасте, глубине формирования и глубине эрозионного среза Карамазарского plutона. Плагиограниты наиболее ранней стадии формирования plutона прорывают низы непрерывной толщи карбонатных отложений среднего палеозоя, верхние слои которой датируются как визе — намюр. Наиболее молодой интрузив адамеллитов перекрывается в южной и восточной частях отложениями акчинской свиты верхов башкирского — московского ярусов среднего карбона (Сикстель и Якович, 1962). Таким образом, период формирования plutона совпадает с концом намюрского — началом башкирского веков. Это подтверждают также данные определений абсолютного возраста — 290—310 млн. лет (Лаверов и др., 1964).

Приведенные выше соображения о стратиграфическом уровне верхней контактовой поверхности Карамазарского plutона дают возможность оценить глубину его формирования. Кровля plutона была сложена карбонатными породами среднего девона — нижнего карбона мощностью от 2500 до 3500 м и вулканогенными отложениями минбулакской свиты, максимальная мощность которых в Карамазаре не превышает 700 м. Учитывая последующий размыг отложений, суммарная мощность пород кровли и глубина формирования plutона могла достигать 3500—4500 м.

В современном рельфе выходы пород plutона имеют абсолютные отметки от 500 до 2100 м. Если восстановить на основании анализа элементов залегания карбонатной толщи положение ее нижней поверхности над plutоном, то оказывается, что в современном рельфе она располагалась бы на абсолютных отметках

2500—3000 м. Аналогичные результаты получаются, если достроить по вертикали средние значения мощностей смытых фациальных зон массивов. По-видимому, мощность эродированной части plutона колеблется от 1 до 2—2,5 км. Наиболее размыта западная часть plutона, где максимальная глубина эрозионного среза достигает 2—2,5 км.

Таким образом, к началу формирования Карамазарского plutона район в разрезе имел многоярусное строение. В нем сочетались толщи с различными физико-механическими свойствами: жесткие породы кристаллического фундамента, относительно пластичные сланцы ордовика — силура, хрупкие эфузивы нижнего девона, «компетентные» карбонатные породы среднего палеозоя и вновь эфузивы нижнего — среднего карбона. Образование Карамазарской антиклинали в таком сложном разрезе, согласно представлениям А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965), сопровождалось образованием межформационных полостей отслоения на границе сланцев, эфузивов и известняков, обладающих несущими свойствами. Эти полости и ослабленные контактовые поверхности и послужили первоначальными каналами, в которые проникал магматический расплав, поступающий по глубинному Приконтактовому разлому. А. А. Полканов (1950) и Н. А. Елисеев (1953) основную роль в завоевании пространства магмой отводят «раздвиганию», механическому воздействию ее на вмещающие породы. Признаков, свидетельствующих о таком механизме образования в пределах Карамазарского plutона, не обнаружено. Однако в некоторых небольших гранитоидных интрузивах, например Курганчинском, наблюдаются несомненные следы механического воздействия магмы на вмещающие породы, выраженные резким изменением элементов залегания сланцев вдоль их контакта. Поэтому вполне вероятно, что оба эти способа завоевания пространства — физико-химический (ассимиляция) и механический (раздвигание) — в процессе формирования Карамазарского plutона проявлялись совместно.

СТРОЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА ПОД ОТЛОЖЕНИЯМИ МЕЗО-КАЙНОЗОЯ В ЗАПАДНОМ ОКОНЧАНИИ КУРАМИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Геологическое строение западной части Кураминского антиклиниория, закрытой мезо-кайнозойскими отложениями, на участках, непосредственно примыкающих к месторождениям Курасай и Ташбулак, изучено с помощью структурно-картировочных и поисково-разведочных скважин, а вся остальная площадь к западу от палеозойских обнажений исследована геофизическими методами (рис. 27).

Картирование погребенных под наносами палеозойских отложений в условиях Западного Карамазара осуществлялось комплексом магнито- и сейсморазведки. Основанием для этого явля-

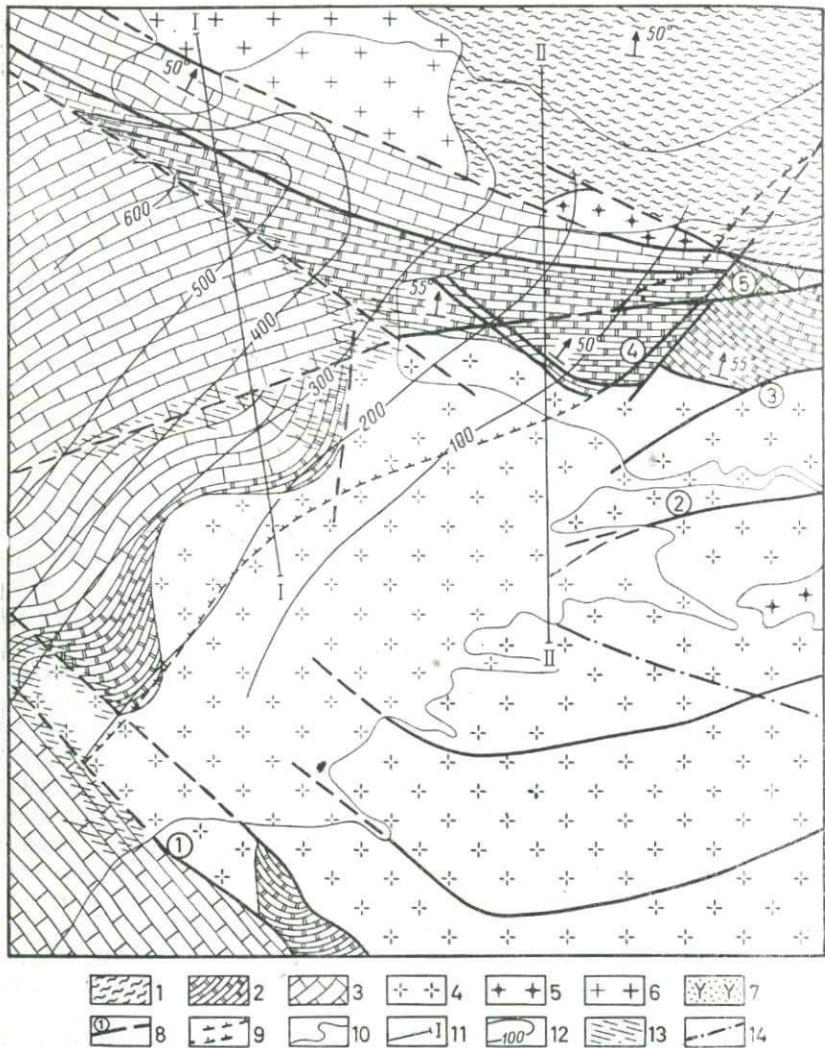


Рис. 27. Схема геологического строения палеозойского фундамента в западном окончании Кураминского антиклиниория

1 — метаморфизованные песчаники и сланцы ордовика — силура; 2 — известняки и доломиты среднего — верхнего девона; 3 — известняки нижнего карбона; 4 — гранодиориты кураминские; 5 — гранит-порфирь; 6 — биотитовые граниты; 7 — туфы андезитовых порфиритов; 8 — разломы; 9 — границы развития мезо-кайнозойских пород; 10 — восточная граница развития четвертичных отложений; 11 — линии геолого-геофизических разрезов; 12 — изолинии глубин кровли палеозойского фундамента; 13 — зоны, характеризующиеся низкими скоплениями распространения сабжимских вод; 14 — ось Курдеминского plutona.

растями распространения сейсмических волн; 14 — ось Кураминского плутона
 Разломы: 1 — Окурдаванский; 2 — Аткулакский; 3 — Ташбулакский; 4 — Предгорный;
 5 — Кайнарбулакский

ются: повышенная магнитная восприимчивость гранитоидов западной части Кураминского массива ($1000-3000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ) и биотитовых гранитов Калканаты ($1000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ), практическая немагнитность среднепалеозойских известняков ($10-20 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ), а также значительная дифференциация палеозойских пород Западного Карамазара по упругим свойствам.

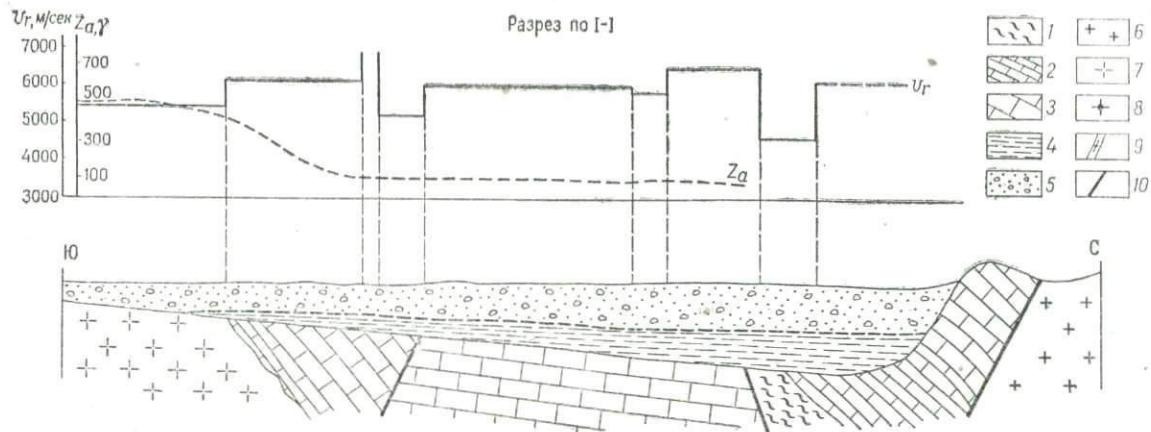
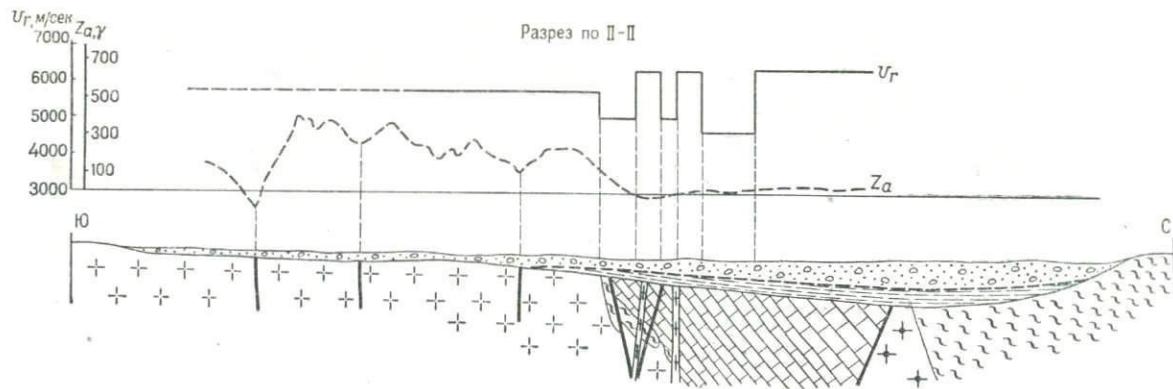
Опыт картирования палеозойского фундамента сейсмическими методами в условиях Западного Карамазара и сейсмические исследования, проведенные В. Я. Лапидусом и И. Б. Уральцевой в 1959 г. в Северном Карамазаре, показывают, что среднепалеозойские известняки характеризуются максимальными скоростями распространения упругих колебаний, для которых значения граничных скоростей (v_r) нередко достигают $6500-6700 \text{ м/сек}$.

Весьма интересен тот факт, что в области контакта с гранитоидами, где породы карбонатной толщи прорваны дайками и малыми интрузиями, разбиты многочисленными разрывными нарушениями и местами несут оруденение, поле граничных скоростей характеризуется резкими, часто сменяющими друг друга по линии профиля величинами (v_r от 4000 до 6700 м/сек). Это хорошо иллюстрируется геолого-геофизическим разрезом по линии II-II (рис. 28). Общее простирание зоны чередования низких и высоких граничных скоростей, как правило, совпадает с простираемием контакта известняков с гранитоидами. Тем не менее не исключена возможность связи такой своеобразной «чересполосицы» с особенностями состава карбонатной толщи девона, представленной чередованием весьма разнородных по физическим свойствам пород (известняков, доломитов, глинистых и песчанистых известняков, песчаников).

Более определенна связь поля высоких, мало изменяющих свою величину по площади граничных скоростей (v_r , $6000-6500 \text{ м/сек}$) с известняками карбона, которые в отличие от девонских весьма однообразны по составу.

Кураминские гранитоиды характеризуются меньшими скоростями, чем карбонатные отложения среднего палеозоя. Значения v_r для гранитоидов Кураминского массива мало изменяются по площади и колеблются в пределах $5600-5900 \text{ м/сек}$ при средней величине 5800 м/сек . Весьма близкие величины граничных скоростей отмечаются на участках развития других интрузивных образований Западного Карамазара (гранит-порфиров, биотитовых гранитов и др.). Аномально низкие граничные скорости и пониженная магнитная восприимчивость характерны для зон разрывных нарушений. Корреляция таких зон от профиля к профилю позволяет выделять наиболее крупные из них и увязывать их с разломами, достоверно установленными по результатам геологической съемки и бурения.

Методика геофизических работ заключалась в следующем. На первом этапе проводилась наземная магнитная съемка, результаты которой позволили правильно ориентировать поисково-разведоч-



ное бурение в области контакта Кураминского plutона с известняками к западу от месторождения Ташбулак. Магниторазведкой установлены лишь общие контуры распространения гранитоидов, уточнившиеся сейсморазведкой. Последняя позволяет, кроме того, картировать границы распространения сланцев, эфузивов, слабомагнитных разностей интрузивных пород, выделять контакты пород в карбонатной толще среднего палеозоя, зоны тектонических нарушений и с высокой точностью определять глубины до палеозойского фундамента. Направление сейсмических профилей и их местоположение выбирались с учетом особенностей геологического строения площади и данных магниторазведки. Результаты геофизических съемок отражены на картах граничных скоростей и профилей вертикальной составляющей магнитного поля. Геологическая интерпретация карт v_r и Z_a проводилась путем их сопоставления и увязки с материалами геологического картирования и поисково-разведочного бурения. Часть геофизических наблюдений была выполнена либо на площадях, изученных с помощью бурения, либо непосредственно на обнажениях палеозойских пород. При совместной геологической интерпретации результатов магниторазведки и сейсморазведки в каждом конкретном случае учитывалась степень достоверности материалов обоих методов.

В результате исследований установлено, что в пределах описываемой площади поверхность палеозойского фундамента плавно погружается на северо-запад. Резкое погружение фундамента отмечается лишь в северной части у южных подножий гор Калканата. Например, в 800—900 м к югу от горы Джетымчоку палеозойские породы залегают на глубине 600 м. В строении перекрывающей палеозой толщи участвуют четвертичные образования и лагунно-континентальные отложения палеогена — мела. Последние установлены лишь в западных, наиболее погруженных частях района. Палеозойский фундамент западной части антиклиниория сложен кураминскими гранитоидами, среднепалеозойскими карбонатными отложениями и разбит на ряд обособленных тектонических блоков, крупнейшими из которых являются северный, северо-западный, западный и южный.

Наиболее полно изучен северный блок, к которому относится северная широтно вытянутая полоса известняков (см. рис. 27), являющаяся западным продолжением Алтынтопканской известняковой гряды; она образует северное крыло Кураминского антиклиниория.

Южной границей описываемого блока служит тектоническая зона, совпадающая в восточной части с контактом известняков и кураминских гранитоидов, интрузивный характер которого доказан бурением. Карбонатная толща среднего палеозоя северного крыла антиклиниория разбита многочисленными разрывными нарушениями, прорвана дайками и другими интрузивными телами; простирание известняков в целом совпадает с простиранием контакта, падение северное, крутое (свыше 50°). Горизонтальная мощность

среднепалеозойской карбонатной толщи невелика. В 2—2,5 км от контакта с plutоном северное крыло антиклиниория срезается, по-видимому, крупным разломом, являющимся северной естественной границей описываемого блока и ограничивающим западное окончание Кураминского антиклиниория с севера. Вдоль этого разлома отмечаются выходы туфов андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров, несколько западнее — интрузив гранит-порфиров. На крайнем севере площади широко развиты метаморфизованные песчаники и сланцы нижнего силура; они образуют северное поднятие, ядро которого сложено биотитовыми гранитами и аляскитами.

Западное окончание Кураминского антиклиниория четко фиксируется замыканием массива кураминских гранитоидов и сплошным развитием среднепалеозойских карбонатных отложений. Карбонатная толща образует здесь два обособленных тектонических блока — западный, непосредственно примыкающий к гранитоидному массиву, и северо-западный, отделяющийся от западного крупным тектоническим нарушением, очевидно, являющимся продолжением Кайнарбулакского разлома. Извилистая форма контакта известняков с гранитоидами в плане, по всей вероятности, свидетельствует о его интрузивном характере. По данным бурения в пределах западного блока отмечается крутое (до 50°) падение пород среднепалеозойской карбонатной толщи. Среднепалеозойские известняки северо-западного блока имеют пологое залегание.

Сравнительно высокие значения интенсивности магнитного поля над известняками северо-западного тектонического блока и большие площади развития карбонатных отложений свидетельствуют о неглубоком залегании гранитоидного ядра антиклиниория и пологом погружении оси структуры на северо-запад. Есть все основания утверждать, что это погружение происходит не плавно, а сопровождается резкими перемещениями по тектоническим зонам, грубо параллельным контакту известняков с гранитоидами. Одна из таких зон отмечается, в частности, в области сочленения западного и северо-западного блоков.

Крутые углы падения известняков северного тектонического блока и большие площади развития этих пород южнее, на наш взгляд, объясняются существованием надвига северного крыла антиклиниория на его сводовую часть.

Кураминские гранитоиды, слагающие ядро антиклиниория, не являются однородными по магнитным свойствам. Если в восточной и центральной частях площади средняя величина магнитной восприимчивости (χ) составляет $1000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ, то в западной части массива она достигает $3000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ. Такое увеличение магнитной восприимчивости, вероятно, связано с ассоциацией пород кровли. В закрытой части Кураминского массива удалось выделить ряд зон пониженной магнитной восприимчивости, связанных с наиболее крупными разрывными нарушениями. При этом наиболее уверенно выделяется зона Предгорного разлома, менее четко Аткулакского и весьма неуверенно — Ташбулакского.

Достоверность структурных построений в основном определяется двумя факторами: однозначностью геологической интерпретации наблюдаемых физических полей и степенью изученности отдельных участков площади.

Наиболее достоверно магниторазведкой в комплексе с сейсморазведкой установлен контакт кураминских гранитоидов с осадочными отложениями; сейсморазведкой уверенно картируются известняки карбона и выделяются зоны крупных разрывных нарушений. Большие трудности возникают при интерпретации полей резко изменяющихся граничных скоростей, где на небольших по протяженности интервалах профиля отмечаются граничные скорости, которые могут характеризовать и гранитоиды и известняки. Наиболее полно изучена северная часть площади, где выполнен значительный объем буровых и сейсморазведочных работ. Менее детально исследованы западная и южная части. Весьма условны геологические границы на крайнем севере площади.

Проверка бурением показала высокую достоверность материалов геофизических работ. В частности, по материалам магниторазведки произведено разбуривание контакта известняков с гранитоидами на северном крыле антиклиниория, подтвердившее результаты геофизических исследований. Скважиной структурного бурения подтверждено наличие известняков к западу от массива кураминских гранитоидов. Бурением также подтверждены результаты сейсморазведки на северном крыле антиклиниория.

РУДНЫЕ ПОЛЯ В ЗОНЕ ОКУРДАВАНСКОГО И МИРЗАРАБАТСКОГО РАЗЛОМОВ

ҚАНСАЙСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Основные особенности геологического строения

Из многочисленной группы рудных полей Западного Карагазара Қансайское рудное поле относится к числу наиболее сложных как по геологическому строению, так и по составу руд. Расположено оно в южной предгорной части Кураминского хребта. С 1933 г. действует рудник Қансай, отрабатывающий месторождения Центральный и Западный Қансай, Северный Кантау, Новый Қамарсай, Окурдаван и Шевчуковское. Кроме того, сырьевой базой рудника служат разведанные месторождения Королево, Восточный Канташ, Янгикан и Дарбаза.

Первые сведения о собственно Қансайском месторождении появились в печати еще в 1885 г. (Романовский, 1885). Затем они были дополнены данными последующих работ, выполненных в 1912 г. В. Н. Томилиным и в 1915 г. В. Н. Вебером. Систематическое изучение как отдельных месторождений, так и всего рудного поля было начато с конца 20-х годов и продолжается до настоящего времени. Основной вклад в изучение геологии рудного поля внесли Б. Н. Наследов, А. В. Королев, Ф. И. Вольфсон, И. И. Самодуров, В. Н. Петров, Ю. С. Шихин, В. С. Полотов.

Первая монография по месторождениям Қансайской группы издана Ф. И. Вольфсоном (1951). В ней изложены результаты геологических исследований А. М. Даминовой, Л. К. Комжа, Н. С. Горшкова, В. Ф. Черненко, Ф. В. Козлова, Е. П. Сонюшкина и других геологов, проводивших исследования на Қансайском рудном поле в период Великой Отечественной войны под руководством Ф. И. Вольфсона.

Начиная с 1952 г. в изучении отдельных месторождений и всего рудного поля принимали участие геологи геологоразведочных партий, научные сотрудники тематических партий и научно-исследовательских организаций под руководством П. А. Шехтмана. Основное внимание было уделено стратиграфии известняковой толщи, слагающей рудное поле, морфогенезису и закономер-

ностям в размещении рудных тел, а также вопросам методики разведки главнейших месторождений. Результаты этих исследований опубликованы в ряде статей (Шехтман, 1962; Шехтман и др., 1962; Лукьянова и др., 1963).

В течение последних лет (1958—1965 гг.) изучением геологического строения рудного поля, отдельных новых месторождений и их рудоносностью продолжала заниматься группа научных сотрудников ИГЕМ АН СССР в тесном контакте с рудничными геологами под руководством Ф. И. Вольфсона. Результаты проведенных исследований изложены в специальной работе (Вольфсон и др., 1965). Этот труд вносит существенный вклад в представления о свинцово-цинковых месторождениях Кансайского рудного поля. Приводимое ниже описание имеет ряд отличий от опубликованных ранее. Основное внимание здесь уделено морфогенезису и закономерностям размещения рудных тел.

Геологический очерк

Кансайское рудное поле расположено на южном крыле Кураминского антиклинария. В геологическом строении рудного поля участвуют осадочные, эфузивные и интрузивные породы палеозоя (рис. 29). С севера его ограничивает Окурдаванский разлом, с юга — Альпийский надвиг, между ними расположен горст хр. Окуртау. В восточной части рудного поля вся площадь занята гранодиоритами. Далее с юга и с севера появляются известняки, затем гранодиориты обнажаются отдельными окнами все менее значительных размеров и, наконец, погружаются под известняки. Соответственно к западу снижается и насыщенность площади дайками.

Осадочные породы представлены почти исключительно известняками и доломитами палеозоя, слагающими хр. Окуртау. Мезокайнозойские красноцветные песчаники, мергели, глины и ракушняковые известняки сохранились вдоль южного склона хребта.

Толща карбонатных пород Окуртау раньше не расчленялась и обозначалась как известняки верхнего девона — нижнего карбона (Вольфсон, 1951). В результате работ последних лет Ю. С. Шихину и его сотрудникам (Шихин и др., 1960), основываясь на представлениях О. И. Сергуньковой, удалось расчленить этот комплекс и выделить: известняки и доломиты живетского яруса мощностью около 400 м, известняки и доломиты франского яруса (около 260 м), известняки и доломиты фаменского яруса (около 370 м), толсто- и среднеслонистые серые известняки и доломиты турнейского яруса (около 490 м), тонкослонистые известняки с многочисленными кремнистыми желваками и прослойями визейского яруса (около 200 м).

Живетский ярус фаунистически не охарактеризован. Выделен по литолого-стратиграфическим признакам. В районе Камарсая он перекрывается фаунистически охарактеризованными известняками атрипового горизонта франского яруса.

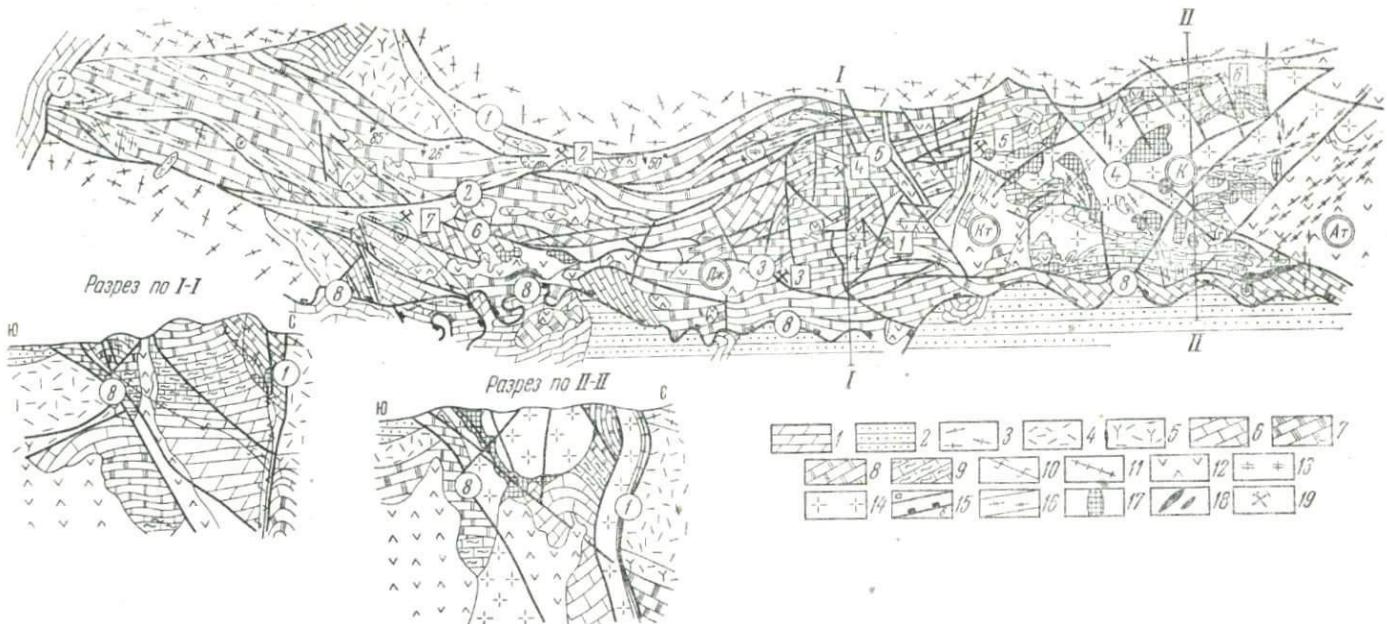


Рис. 29. Схема геологического строения Капсайского рудного поля. Составлена на основе карт Ж. Н. Кузнецова, Ю. С. Шинхина, И. М. Уразаева и др.

1 — известняки палеогена; 2 — известняки верхнего мела; 3 — кварцевые порфириты оясыской свиты (C_3); 4 — дацитовые порфириты акчинской свиты (C_{2-3}); 5 — андезитовые и дацитовые порфириты минбулакской свиты (C_2); 6 — известняки визе и турне (C_1); 7 — известняки и доломиты тамнопорового и атрипового горизонтов (D_3fr); 8 — известняки и доломиты жигетского яруса (D_2gy). Интрузии послекызылнуринские: 10 — диабазовые порфириты; 11 — кварцевые порфириты, 12 — послеакчинские сиенито-диориты (основные массы — буквы на карте в кружках: Ат — Акташ, Кт — Коктюбе, Дж — Джакинкан). Интрузии предакчинские: 13 — плагиограниты; 14 — гранодиориты (К — Кизылчеку). 15 — разрывные нарушения; 16 — зоны расланцевания; 17 — скарны эпидот-флогопитовые и гранат-пироксеновые; 18 — рудные тела; 19 — древние выработки

Месторождения (цифры в квадратиках на схеме): 1 — Капсай; 2 — Окурудаван; 3 — Южная Дарбаза; 4 — Кантау; 5 — Новый Камарсай; 6 — Шевчуковское; 7 — Королево. Разломы: 1 — Окурдаванский; 2 — Диагональный; 3 — Южно-Дарбазинский; 4 — Акташский; 5 — Кантауский; 6 — Кизылканский; 7 — Бирюзовый; 8 — Альпийский надвиг

Франский ярус представлен двумя горизонтами: нижним — аттиловым и верхним — тамнопоровым. Первый сложен тонкослоистыми известняками, похожими на отложения калькаратаусового горизонта фаменского яруса (мощность 200 м), второй — тонкослоистыми черными и «искристыми» доломитами, иногда переслаивающимися с серыми известняками. Мощность его 50—60 м.

Фаменский ярус широко распространен, представлен тремя горизонтами: калькаратаусовым, амфипоровым и аквилинузовым.

Калькаратаусовый горизонт развит в южной части хр. Окуртау. По литологическим особенностям известняки горизонта расчленены на пять слоев (снизу вверх): 1) чистые однородные серые известняки, сложенные более чем на 95% кальцитом и редкими зернами кварца (содержание нерастворимого остатка около 3%), структура неравномернозернистая; 2) известняки тонко рассланцованные с мелкокристаллической структурой. Цвет от темно-серого до светло-серого. Видимая мощность около 30 м. Обнажаются в средней части площади; 3) «бурундучные» известняки, залегающие на темно-серых тонкослоистых известняках. Окраска их меняется от бурой до светлой. Бурая окраска вызвана обилием межпластовых включений лимонитизированных кремнистых образований в виде прослойков мощностью 1—5 мм, редко до 1 см, или цепочек, состоящих из отдельных желваков, соединенных иногда перемычками. «Бурундучные» известняки наблюдаются на большой площади. Видимая мощность их 100 м; 4) брахиоподовые известняки, содержащие местами обильные скопления фауны; 5) пятнистые, темно-серые и черные известняки. Последних два слоя встречаются в средней части хр. Окуртау. Суммарная мощность калькаратаусового горизонта 200 м. Все известное оруденение хр. Окуртау сосредоточено в известняках преимущественно калькаратаусового горизонта.

Амфипоровый горизонт представлен доломитами среднезернистой структуры. Окраска их меняется от светлой до белой с коричневым оттенком. Горизонт распространяется в виде узких полос в южной и северной частях поля. Мощность его 45—50 м.

Аквилинузовый горизонт представлен тонкослоистыми светло-серыми известняками со среднезернистой структурой. Наблюдаются тонкое рассланцевание. Видимая мощность 120 м.

Турнейский ярус подразделяется на четыре горизонта: циртоспириферовый, надискристый, массивный и слоистый.

Циртоспириферовый горизонт установлен по литолого-стратиграфическим признакам, характеризуется преобладающим развитием доломитов, залегающих непосредственно на аквилинузовых известняках. Мощность его 65 м. Надискристый горизонт представлен толщей чередующихся пластов темно-серого и серого доломита, лимонитизированных известняков и серых известняков. Мощность горизонта 75 м. Массивный горизонт сложен светло-серыми криптослоистыми известняками мощностью 150 м. Слоистый гори-

зоне представлен среднестоистыми битуминозными известняками; мощность его 200 м.

Визейский ярус подразделяется на два горизонта: коралловый, состоящий из плитчатых известняков с кремнистыми прослойками и кремнистых сланцев, и криноидный, сложенный светлыми мраморизованными криноидными известняками (см. рис. 29). Их прослеживание существенно затрудняется метаморфизмом; образующиеся светлые известняки и сахаровидные доломиты сопровождают рудные тела и разрывные нарушения.

Карбонатная толща прорвана многочисленными интрузивными образованиями (лакколиты, хонолиты, силлы, штоки, дайки и др.), относимые Ю. С. Шихиным (см. стр. 61—79) к трем возрастным комплексам: предакчинскому, послеакчинскому и послекизильнурийскому.

Предакчинский интрузивный комплекс включает гранодиориты карамазарского типа, порфировидные гранодиориты алмабулакского типа и гранодиорит-порфиры. Эти породы слагают центральную часть хр. Окуртау, образуя массив Кизылчеку.

К послеакчинскому интрузивному комплексу отнесены спениты, спенито-диориты, гранодиорит-порфиры шевчуковского типа и гранит-порфиры. Они широко распространены в пределах рудного поля в виде небольших массивов (Акташ, Кантюбе, Джакинкан), даек и штоков. К ним относятся интрузивы месторождений Кансай и Дарбаза.

Послекизильнурийский интрузивный комплекс включает кварцевые диоритовые порфиры, диабазы и диабазовые порфиры.

В общем эта схема соответствует установленной Ф. И. Вольфсоном последовательности: спениты, спенит-порфиры, спенито-диориты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, диоритовые порфиры, диабазовые порфиры.

Структура Кансайского рудного поля довольно сложная. Ф. И. Вольфсон высказал предположение о моноклинальном залегании (с южным падением) известняков Окуртауской гряды. В результате наших исследований (Шехтман, 1962) предложена другая схема, согласно которой рудное поле представляет собой широкий горст антиклинального строения. В восточной части всей ширину горста занимают порфировидные гранодиориты Кизылчеку, слагающие ядро антиклинали. В центральной и западной частях поля преимущественно развиты известняки северного крыла этой складки. С севера горст ограничен Окурдаванским разломом, падающим круто на юг, с юга — Южно-Дарбазинским взбросом, падающим на север. На глубине эти два разлома постепенно сходятся и, по-видимому, образуют зону сложного разлома, по которому происходило внедрение интрузивных пород (см. рис. 29, разрез по I—I).

К северу и югу от хр. Окуртау располагаются поля эффузивных пород, под которыми на глубинах 400—500 м находятся известняки. В средней части хребта сохранились остатки поверхности

налегания эффиузивов на известняки. Высота воздымания горста составляет 700—1000 м. Часть этого перемещения, особенно по южному взбросу, нужно отнести к альпийским движениям (Королев, 1929). С запада известняки ограничены Бирюзовым разломом.

Основная антиклинальная структура известняков Окуртау, по-видимому, была сформирована еще до отложения эффиузивов, т. е. в предакчинскую тектоническую fazу. В дальнейшем она многократно усложнялась. Выяснить в деталях строение этих складок пока не удалось вследствие интенсивного метаморфизма и дислокации известняков. Ф. И. Вольфсон (1951) считает, что в них наблюдается только тектоническая сланцеватость, а вопрос о слоистости остается открытым. Наши исследования позволили приблизиться к решению этого вопроса. Прежде всего представилось возможным некоторые горизонты с фауной протянуть на расстояние 100—200 м и сопоставить их с ориентировкой сланцеватости; оказалось, что они совпадают. Кроме того, при картировании удалось выделить и протянуть горизонты известняковой толщи (см. рис. 29), а следовательно, и установить элементы их залегания, которые также совпали со сланцеватостью. С помощью этих сопоставлений были выявлены подлинные элементы слоистости известняков — литологические неоднородности, знаки ряби, прослои фауны, наслоения — и по ним достаточно уверенно замерены их элементы залегания. Такие разрезы построены через каждые 500 м.

Для увязки всех разрезов была построена структурная карта известняковой толщи в изогипсах подошвы калькаратусового горизонта. Оказалось, что хр. Окуртау представляет собой крутую антиклинальную складку. Северное крыло залегает под углами 45—85°. Южное крыло осложнено серией складок более мелких порядков почти меридионального направления. Оно сохранилось только в отдельных местах и особенно отчетливо выражено на западе, в известняках нижнего карбона. Ось складки погружается на запад под углами 10—15°. В западной части складка почти симметричная, в восточной — имеет сундучную форму. Основную часть площади хребта занимает северное крыло складки.

Элементы складчатой структуры рудного поля с трудом про-сматриваются сквозь частую сетку разломов, имеющих различные ориентировку, тип и возраст. Выделяются широтные и меридиональные взбросы, восточные — северо-восточные сдвиги-взбросы, северо-западные сбросы, меридиональные сдвиги и отрывы, северо-восточные сдвиги и отрывы, северо-западные сдвиги-взбросы.

Для установления возрастных соотношений всех этих нарушений произведено более 100 детальных описаний. При этом тщательно изучены все доступные пересечения, отмеченные в ходе картирования. Полученная схема возрастной последовательности нарушений увязана с общей геолого-исторической схемой И. П. Васильковского (1952) и схемой тектогенеза Западного Карамзара, приведенной в начале работы.

Тутлинская система (?) представлена зоной рассланцевания, проходящей вдоль всего южного контакта северной полосы аквилинусовых известняков на расстоянии более 5 км от западной границы поля до меридиана Кансая. Ширина ее достигает 300 м.

К сараймарданской системе относятся такие крупные нарушения, как Дарбазинская, Кизылканная и Кантауская зоны.

Дарбазинская зона состоит из Южно-Дарбазинского взброса (надвига) и оперяющих его разломов. Он простирается в широтном направлении с извилистыми контурами на выходах, что объясняется довольно пологим (до 30—35°) залеганием рудоносной составляющей взброса в его верхней части; на глубине угол падения увеличивается до 50—60°. В местах перегибов от взброса в сторону висячего бока отходят трещины оперения. Взброс представляет собой зону дробления, перетирания и хлоритизации известняков мощностью 20—50 м; в нем размещаются дайки сиенито-диоритов. Основной поверхностью смещения служит лежачий бок зоны. Величина перемещения по взбросу превышает 600 м. Ф. И. Вольфсон (1951), описывая наблюдавшиеся им тектонические явления в выработках восьмого и девятого горизонтов старой шахты Южная Дарбаза, отмечает, что на поверхности тектонического нарушения развиты борозды скольжения и треугольники выкрашивания, указывающие на движение висячего бока пород вверх. Поверхность взброса волнистая. Эта волнистость играет существенную роль в распределении и локализации оруднения. Оперяющие трещины более крутого падения, чем основной взброс, и линии их причленения образуют острый угол с линиями простирации (изогипсами) поверхности взброса.

Одним из крупных оперяющих разломов является Северо-Дарбазинский взброс, в котором размещаются более поздние диоритовые порфиры. На поверхности по нему контактируют известняки аквилинусового горизонта с калькаратусовым, вследствие чего стратиграфическое взбросовое перемещение составляет 150—200 м. Мощность зоны дробления до 30 м.

Севернее проходят еще две широтные сложные зоны разломов — Кизылканная и Кантауская. На западе они причленяются к тутлинской зоне рассланцевания и имеют северное падение. По отдельным их составляющим размещаются различные дайки.

Окурдаванская система является крупнейшей широтной структурой. В пределах хр. Окуртау, непосредственно в Окурдаванском разломе, размещаются послеакчинские гранодиорит-порфиры и диориты, но в сущности по разлому проникли к поверхности земли все магматогенные породы этого района. Восточнее в его зоне закартированы эфузивные тела, некки и другие образования, непосредственно связанные с эфузивными свитами.

В отличие от представлений Ф. И. Вольфсона (1951) и некоторых других исследователей Окурдаванский разлом падает не к северу, а к югу, что подтверждается структурной скважиной. По данным В. Э. Доброго, эта скважина, заложенная в средней части

площади в известняках, прошла по ним около 400 м, а затем пересекла минерализованную зону разлома.

Поверхность разлома волнистая. Волнистость образована перекрещиванием вертикальных и горизонтальных изгибов с формированием коробленой поверхности. Распределение приоткрываний по граням этой поверхности играет важную роль в размещении рудоносных каналов и самих руд. Ряд рудопроявлений расположен непосредственно в зоне разлома.

Интересной особенностью Окурдаванского разлома являются тектонические пакеты известняков. Один такой пакет, к которому приурочено полиметаллическое месторождение Окурдаван, изучен Е. П. Сонюшкиным. В этом месте к разлому подходят тела сиенито-диоритов и гранодиорит-порфиров, но в самом разломе оказалась зажатой узкая (от 0,5 до 5 м) пластина известняков. Она сохраняется на первые сотни метров по падению и простиранию. С севера и юга известняковую пластину сопровождает тектоническая глинка мощностью 0,1—2 м. Мощность и угол падения пластины постоянны. Для анализа движений пластины в ходе деформации Е. П. Сонюшкиным изучены ориентированные шлифы. Диаграммы ориентировки оптических осей свидетельствуют о двух этапах движения: совпадающего с линией падения пластины и совпадающего с линией простирания пластины. На основании этого Е. П. Сонюшкин (1955) утверждает, что существовало «две стадии деформации пластины известняков. В первую из них был заложен широтный разлом, по которому прошли сбросовые перемещения. В результате их южный блок пород был поднят в отношении северного, вследствие чего эфузивы оказались в контакте с известняками. При этих движениях от массива известняков была отрезана пластина известняков и затянута в зону тектонического нарушения. Более поздние предрудные движения имеют другой характер и проявились как сдвиги» (стр. 192).

Такелийская система представлена Диагональным разломом и Вульфенитовой жилой, смещающими Южно-Дарбазинский взброс.

Диагональный разлом является одним из крупных нарушений внутри известняков. Преобладает сдвиговая составляющая (на 1,7 км). Разлом прослежен от западной границы поля до Окурдаванского разлома; падение его северное под углами 50—70°. По разлому в западной части поля сдвинуты против часовой стрелки известняки амфиболового горизонта. Далее к востоку он совпадает с южной границей зоны рассланцевания.

Вульфенитовая жила падает на север — северо-запад под углами 60—70°. Это нарушение пересекает Южно-Дарбазинский взброс, а восточнее обрывается Центральным Кансайским сбросом. К востоку Ф. И. Вольфсон (1951) выявил другое нарушение, падающее в обратную сторону и несущее силикатно-магниевую минерализацию. Оно представляет собой минерализованную зону, а местами заполнено лайкой гранодиорит-порфира, пронизанной

кварцевыми, баритовыми и карбонатными жилками, расположёнными косо к простиранию зоны. В ней встречаются также вкрапленники галенита, сфалерита и халькопирита, изредка с вульфенитом. То обстоятельство, что нарушение пересекает Южно-Дарбазинский взброс, не позволяет отнести его к внутрирудным, как это предполагает Ф. И. Вольфсон.

Более поздними, не относящимися к тем или иным системам, являются сбросы северо-западного простирания; к ним относятся Каттыканский и Центральный Кансайский. Ф. И. Вольфсон также считает их внутрирудными.

Каттыканский сбросо-сдвиг на юге смещает Южно-Дарбазинский взброс и Вульфенитовую жилу, а на севере упирается в Поперечный разлом. Простирание сброса извилистое: он как бы огибает Джакинканский гранитоидный шток. Падение разлома крутое к востоку. Мощность зоны дробления достигает 8—10 м. Минерализация представлена железистыми карбонатами. Горизонтальная составляющая перемещения равна 50 м, а вертикальная 200 м, западный блок опущен.

Центральный Кансайский сброс падает под углами до 70° в обе стороны, а в общем — круто к западу. Линия выхода его прямолинейна. Смещение рудных тел в плане до 1—3 м, но сама зона разлома содержит кварцевые прожилки с галенитом и сульфидную вкрапленность.

Послерудные нарушения в пределах поля не получили существенного развития. С альпийской орогенией связано образование Альпийского надвига. Взбросовое движение по Южно-Дарбазинскому и другим разломам сопровождалось на поверхности гравитационным оседанием воздымающегося и нависающего массива пород, что и привело к надвиганию их на молодые отложения. Детали этого нарушения подробно описаны А. В. Королевым (1929) и Ф. И. Вольфсоном (1951).

Морфогенезис и размещение рудных тел

Характеристика строения, состава и размещения месторождений рудного поля изложена ниже, поэтому здесь рассматриваются только структуры рудных тел.

В Кансайском рудном поле насчитывается восемь типов рудных тел (рис. 30). Секущие: 1) в сопряжениях трещин (*а*), 2) в искривлениях трещин (*б*), 3) в пересечениях трещин (*в*); согласные: 4) в отслоениях и согласных трещинах (*г*); контактовые: 5) в согласных контактах интрузивов, 6) в секущих контактах штоков и даек (*д*), 7) в согласных контактах даек (*е*), 8) внутри даек (*ж*). Встречаются также различные сочетания перечисленных рудных тел. Преобладают в рудном поле секущие тела.

Рудные тела в сопряжениях трещин распространены наиболее широко. Задокументировано 15 рудных тел этого типа с углами между трещинами от 13 до 160°. Выявлено, что

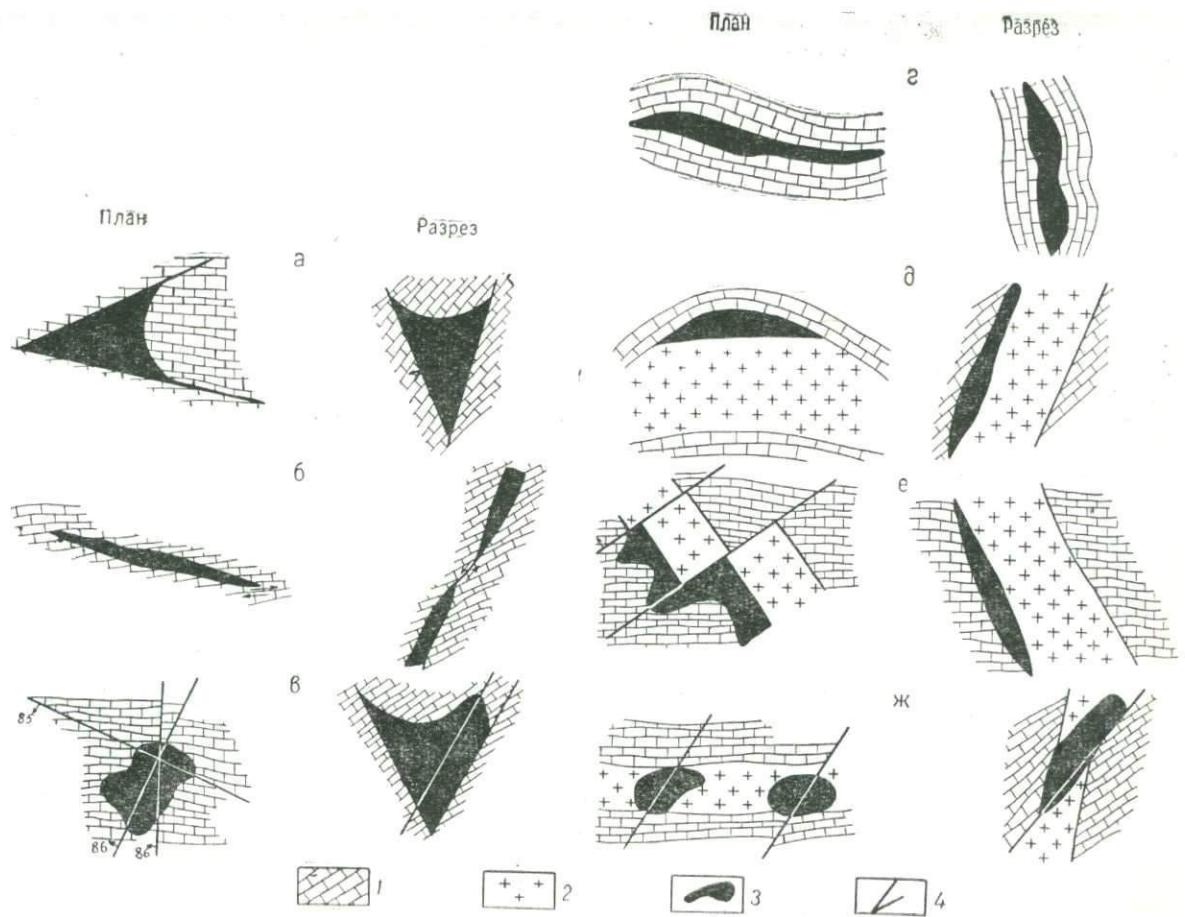


Рис. 30. Структурные типы полиметаллических рудных тел Кансайского рудного поля. По В. Н. Петрову
 1 — известняки; 2 — гранитоиды; 3 — рудные тела; 4 — разломы

в данных условиях деформаций наиболее благоприятны для дробления и оруденения сопряжения трещин под углами 40—50°; при меньших или больших углах площади рудных тел резко уменьшаются. При меньших углах дробленые породы сжаты, при больших — дробление не развивается. Оруденение распространяется вдоль сопряженных трещин. Линия сопряжения может занимать в пространстве любое положение.

Рудные тела в искривлениях трещин также широко распространены. Например, все рудные тела Четки размещены в приоткрываемых трещинах при косом смещении против часовой стрелки.

Рудные тела в пересечениях трещин характеризуются изометрическими формами в плане и ближе всего соответствуют представлению о рудных трубах (см. рис. 33). Детали размещения оруденения в этих рудных трубах определяются конфигурацией интрузивных тел и окружающих их флогопитовых скарнов, а также условиями приоткрывания различно залегающих граней; благоприятные грани более крутые и более широтные. Движение рудного этапа — правый сбросо-сдвиг.

Таким образом, секущие рудные тела Кансая имеют форму рудных труб. Они обладают небольшими площадями в плане и поразительно хорошо выдерживаются на глубину. До глубины 450 м не наблюдается ни обеднения руд, ни закономерного увеличения цинка, ни уменьшения площади оруденения. Одни рудные тела пережимаются, но появляются другие, новые.

Среди секущих рудных тел встречаются и скрытые. Изученные их верхние окончания оказались разными. Одно слепое рудное тело ограничено нависающим контактом флогопитовых скарнов и сиенитов, другое приурочено к оперяющей трещине, которая присоединяется к основной рудоносной структуре почти горизонтально; трещина небольшая и оруденение выклинивается. Если секущая рудная структура падает более круто и ничем не перекрыта, то она несет оруденение на сотни метров. При этом оруденение может нарастать или почти исчезать, рудные тела могут изменяться по форме, могут появляться пиритовые тела, почти без полиметаллов, но основной столб руды в общем сохраняется. Его нужно настойчиво прослеживать.

Согласные рудные тела развиты в рудном поле незначительно. Тело, схематически изображенное на рис. 30, г, приурочено к участку, где слоистость известняков совпадла с планом развития сколовых трещин, что способствовало формированию согласных линз.

Контактовые рудные тела для полиметаллических руд малочарактерны, но изредка встречаются.

Рудные тела в согласных контактах интрузивов типичны для вкрапленных магнетит- или пирит-полиметаллических руд.

Рудные тела в секущих контактах штоков и даек распространены мало. Например, один рудный столб возник на пересечении меридиональной дайки кварцевого порфира с разломом северо-восточного простирания.

Рудные тела в согласных контактах даек столбо- или пластообразной формы довольно редки. В Окурудаванском разломе известняковая пластина, с которой связано оруденение, за- жата среди изверженных пород. Вдоль пластины происходили сколовые нарушения, определившие размещение руд. Зафиксировано два рудных столба. Интересно отметить, что один из них сложен преимущественно пиритом, а в другом — пирита почти нет.

Оруденение внутри даек встречается крайне редко. Обычно оно связано или с пересечением даек разломами или с их дроблением в местах искривлений. Здесь оруденение встречено только в гранитоидных дайках и преимущественно среди доломитов.

Как видно из приведенных данных, размещение оруденения контролируется главным образом структурными элементами и среди них в первую очередь разрывными нарушениями. Последние можно разделить на три группы: а) рудовыводящие, б) рудораспределяющие, в) рудолокализующие.

Из рудовыводящих разломов главным является Окурудаванский. К этой же группе относятся рудовыводящие разломы второго порядка — Дарбазинский и Кизылканский. Непосредственно в разломах этой группы оруденение встречается редко. Наблюдаются непромышленная полиметаллическая минерализация, крупные магнетитовые и пиритовые тела.

Рудораспределяющие разломы содержат оруденение значительно чаще. Они являются либо оперяющими, либо секущими по отношению к рудовыводящим и имеют различный возраст. В них размещаются рудные тела, в которых магнетит, пирит и полиметаллы находятся в тесной ассоциации. Разделение этих рудных тел проводится по преобладающему компоненту.

Магнетитовые и пиритовые рудные тела в приповерхностных частях рудного поля распространены в восточной части, главным образом в разломах северо-восточного и северо-западного простираций. На Акташе система скарново-полиметаллических жил размещена в трещине оперения северо-восточного направления, сопряженной с Южно-Дарбазинским взбросом. На глубине в руде преобладают магнетит, пирит и халькопирит. Северное рудное тело Акташа с халькопирит-магнетитовыми рудами связано с разломом северо-западного простирания. На других участках магнетитовые руды тоже контролируются разломами этих двух направлений.

Полиметаллические месторождения Кансая контролируются разломами, оперяющими рудоподводящие или даже пересекающими их.

В жиле Четка смещение рудного этапа носит характер правого сбросо-сдвига. Южная рудоконтролирующая структура Кансая характеризуется таким же смещением. Аналогично размещение рудных тел на других месторождениях.

Рудолокализующие трещины и разломы ориентированы разнообразно. Оруденение проникает в них только в случаях их сопряжения или пересечения с разломами первых двух групп. Они определяют конкретные места локализации и типы рудных тел. Во многих рудных телах наблюдается зональное строение, зависящее от развития повторных приоткрываний. Полиметаллические руды обычно располагаются в висячем боку или на периферии рудных тел, где концентрируются поздние подвижки.

Существенное значение в морфогенезисе рудных тел имеет и состав вмещающих пород. Силикатные породы более благоприятны для отложения пирита и крайне неблагоприятны для полиметаллов. Магнетитовые рудные тела чаще всего приурочены к межформационным скарнам, образовавшимся за счет доломитов животского яруса. Полиметаллические руды отмечаются в основном в скарнированных известняках калькараторового горизонта; они содержат около 90% всех учтенных запасов рудного поля. В вышележащих доломитовых породах скарнирование почти не проявляется и оруденение в форме агрегативных жил встречается реже.

В общем размещении минерализации в рудном поле известная роль принадлежит и температурному фактору.

Сочетание всех факторов привело к определенной зональности в размещении продуктов магматической и послемагматической деятельности, отмеченной и описанной всеми исследователями. Ф. И. Вольфсон (1951) подчеркивает, что зональность в Кансае проявлена лучше, чем в каком-либо другом рудном поле Карагазара. В целом зональность рудного поля подчиняется общему погружению структуры Кансая к западу. К западу снижается насыщенность площади дайками. Вероятно, это связано с тем, что вмещающие дайки трещины отрыва легче образуются в относительно хрупкой среде изверженных пород, чем в известняках.

Послемагматические изменения пород объединяются в три зоны — серпентинизация экзоконтактов центральных интрузивов, скарнирование различных типов и видов, а затем — окварцевание и карбонатизация. Смена зон происходит постепенно в плане с востока на запад.

Оруденение, наложенное на эти зоны, имеет несколько иной характер распределения. Магнетитовое оруденение связано в основном с зоной экзоконтакта центральных интрузивов. Пиритовое оруденение и вкрапленная пиритизация развиты в широкой полосе, охватывающей зону эндоконтакта интрузивов (во всяком случае в пределах развития скарнов), и достигают середины полосы известняков, где еще имеются широтные тела. Полиметаллическое оруденение распространено еще шире. Остальные рудопроявления отмечаются внутри порфировидных гранодиоритов, затем орудене-

ние накладывается на всю ширину пиритовой зоны и распространяется далее на запад. В западной части Кансайского рудного поля минерализованные участки рудопроявлений Зармуры, Королево и других совершенно не содержат силикатных минералов, отношение свинца к цинку возрастает и встречаются почти чистые галенитовые руды.

Подобная зональность в распределении минерализации наблюдается и по вертикали. С глубиной содержание цинка несколько повышается. Кроме того, при пересечении рудными столбами благоприятных известняковых свит появляются массивные пиритовые тела и магнетит; при этом относительное значение свинца и цинка не снижается. Из этого не следует, что имеет место полная аналогия зональности по горизонтали и по вертикали. Как правильно заметил Ф. И. Вольфсон (1951), в гряде хр. Окуртау развитие деформаций распространялось с востока на запад. Гранитоиды служили с востока как бы упором, и первые деформации охватывали их контактную часть. В дальнейшем разломы и дробление развивались к западу и соответственно более поздние послемагматические продукты также распространялись к западу.

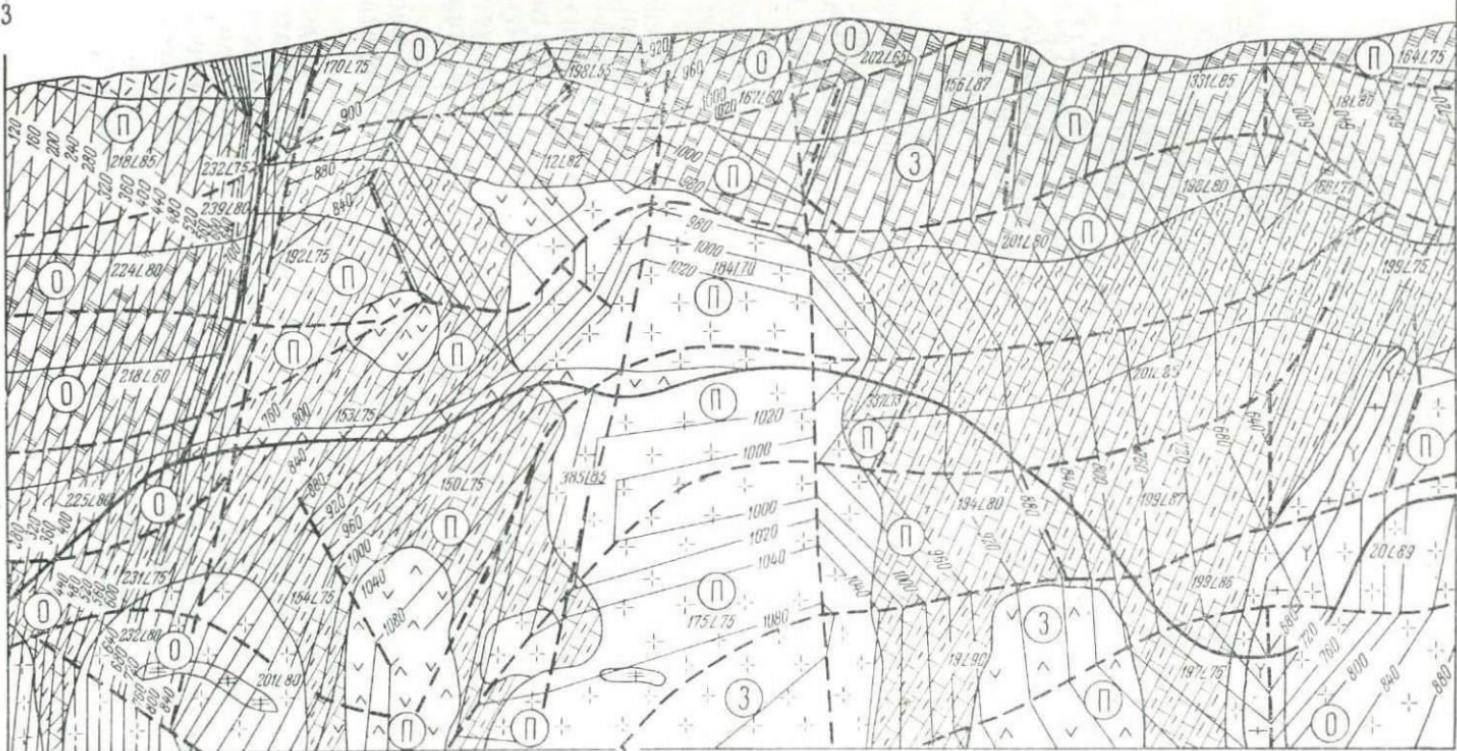
В целом во всех частях рудного поля в пределах развития карбонатных пород перспективы рудоносности достаточно благоприятны. Практически все оруденение заключено в блоке пород между Окурдаванским разломом и Южно-Дарбазинским взбросом. Рудоносность в известняках Южно-Дарбазинского взброса пока не установлена.

Перспективы рудного поля

Основные запасы Кансайского рудного поля заключены в полиметаллических рудных столбах и трубах. Данные разведки и эксплуатации показывают, что эти рудные тела при небольших площадях поперечного сечения хорошо выдержаны по падению и некоторые из них уже прослежены на весьма значительную глубину. При этом в общем сохраняется и состав оруденения. Некоторые рудные столбы — слепые. Положение их контролируется разрывными структурами, а размещение руд в столбах — литологическими и физико-химическими факторами.

Возможность проникновения растворов в рудолокализующие структуры зависит от рудоподводящих разломов — Окурдаванского и Южно-Дарбазинского.

Рассмотрим условия движения растворов по Окурдаванскому разлому. На рис. 31 приоткрывание граней разлома показано штриховкой с разделением на открытые, приоткрытые и притертые грани. О характере внутрирудных движений можно судить по направлению перемещения по разлому и по приоткрыванию граней. Месторождение Окурдаван размещается в оперяющей структуре в месте прикрепления к грани северо-западного направления, которая, по-видимому, была приоткрыта; для ее приоткрывания необ-



A row of ten numbered boxes, each containing a different mathematical symbol or expression:

- 1. $\bar{Y} - Y$
- 2. A box with diagonal lines.
- 3. A box with a grid pattern.
- 4. A box with a checkered pattern.
- 5. A box with a cross-hatch pattern.
- 6. An empty box.
- 7. $\bar{Y} + Y$
- 8. $\wedge \vee$
- 9. $\neq \pm$
- 10. $Y \bar{Y}$
- 11. A box with a plus sign.
- 12. A box with a diagonal line.
- 13. A box with a minus sign.
- 14. A box with a division sign.
- 15. A box with a multiplication sign.
- 16. A box with a question mark.
- 17. A box with a circle and a question mark.
- 18. A box with a circle and a zero.

Рис. 31. Вертикальная проекция Окурдаванского разлома в изолонгах. Составили И. М. Уразаев и С. Ходжаев

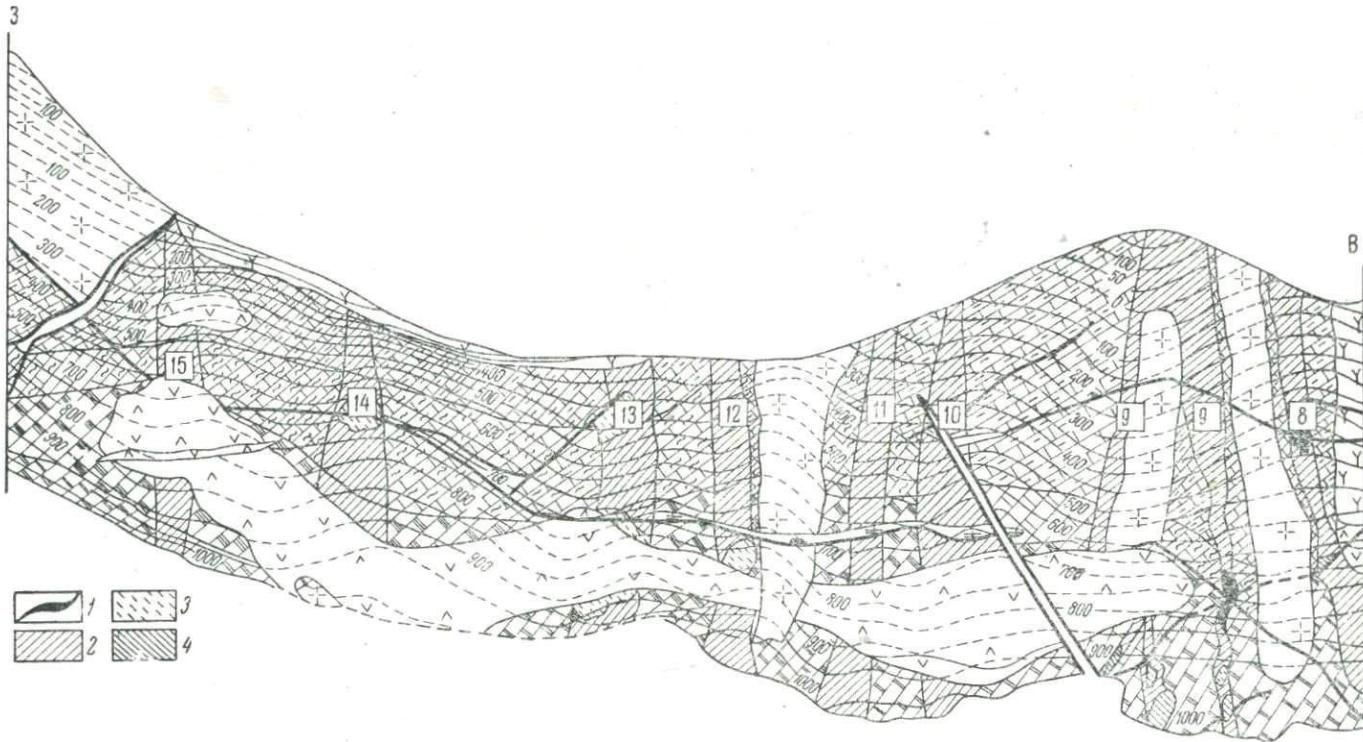
1 — андезиты и дациты миннбулакской свиты; 2 — известняки турне и визе; 3 — известняки калькаратусового горизонта; 4 — известники и доломиты тампонорового и аттического горизонтов; 5 — доломиты и известники жигалинско-диоритовых порфиритов; 6 — кварцевые диориты; 7 — кварц-диориты; 8 — сиениты, сиенито-диориты; 9 — плагиограниты; 10 — гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 11 — гранодиорит-порфиры для рис. 32; 12 — разрывные нарушения; 13 — изогипсы и изолонги; 14 — ребра граней; 15 — элементы залегания граней; 16 — закрытые грани; 17 — приоткрытые грани

ходимо движение типа правого сдвига. Блок, заключенный между Окурдаванским разломом и Южно-Дарбазинским взбросом, как указывалось выше, представляет собой горст. Следовательно, по обоим разломам осуществлялось перемещение среднего блока вверх. В целом Окурдаванский разлом представляет собой правый взбросо-сдвиг. Наиболее открытыми будут его грани с падением 220—240° под углом 75—80°, а также с падением 150—200° под углом 50—75°; приоткрытыми — с падением 150—200 и 330—340° под углом 75—80°; притертными — с падением 0—20 и 150—200° под углом 86—90°.

На изображенной части разлома имеются две открытые грани — западная и восточная нижняя. Западная грань, связанная с резким изменением простирания разлома, открыта на всю глубину. Она сквозная, и поэтому только часть рудообразующих растворов должна была проникать в ответвления и боковые пути. Восточная нижняя грань, вероятно, тоже уходит на глубину, на что указывают размещающиеся по ней интрузивные тела; но сверху она оказалась перекрытой притертными гранями, поэтому поднимавшиеся здесь растворы должны были под перекрытием устремляться в какие-то боковые каналы. В средней части имеется вертикальная приоткрытая грань, вмещающая дайку гранодиорит-порфира. К ней примыкает оперяющий разлом Окурдаванского месторождения. Таким образом, наиболее благоприятна для питания рудовмещающих структур восточная часть нижнего участка разлома.

На проекции (рис. 32) отчетливо видны особенности строения поверхности Южно-Дарбазинского взброса, выявляемые изогипсами. Намечается увеличение ее крутизны с глубиной от 25 до 50°. По простиранию поверхность волнообразно изгибается; гребни волн близки к меридиональному направлению. На плане нанесена геологическая ситуация висячего бока поверхности взброса — примыкающие к ней свиты известняков, сопряженные и пересекающие разломы, интрузивные и рудные тела.

Характер внутрирудных движений можно определить по размещению рудных тел. Они контролируются двумя структурными факторами: 1) сопряжением надвига с оперяющими и пересекающими разломами — Вульфенитовым, Четкой, Южным и др.; 2) наличием на поверхности надвига граней северо-восточного простирания. На проекции показаны фактически известные рудные тела. Все они находятся в указанных по-



зициях. Следовательно, северо-восточные грани были приоткрытыми, а движение, соответствующее рудной фазе, имело характер левого взбросо-сдвига.

Продуктивность перспективных полос зависит от ряда факторов: условий питания растворами, литологических условий, роли разломов, зональности.

Условия питания растворами можно видеть из сопоставления рис. 31 и 32. Благоприятные полосы 8 и 9 приходятся против восточной открытой грани и примыкают к ее верхней части. Здесь создаются наиболее благоприятные условия для движения растворов — весь их поток, подпруженный притертными гранями Окурдаванского разлома, должен устремляться вдоль Южно-Дарбазинского взброса. Благоприятные полосы 10—13 упираются в притертые или слабо приоткрытые до самой поверхности грани и поэтому для их орошения растворами условия менее благоприятны. Полосы 14 и 15 примыкают к сквозной открытой грани. По ней основная масса растворов могла достигать поверхности земли и рассеиваться. Но и условия питания примыкающих полос представляются достаточно благоприятными. Роль остальных факторов рассмотрена выше.

Для отдельных рудных тел возможен только качественный прогноз, но в целом по рудному полю могут быть подсчитаны перспективные запасы.

Минералогия месторождений

Среди полиметаллических месторождений Кураминского хребта кансайские известны как наиболее сложные по строению и составу руд. За долгие годы изучения и освоения этих месторождений накопился богатый и разнообразный материал по минералогии. Основу его составляют детальные минералогические исследования, проведенные авторами под руководством А. С. Уклонского в период с 1951 по 1960 г. (В. С. Поповым по участку Центральный Кансай — Южная Дарбаза, З. М. Протодьяконовой — по остальным). Кроме того, учтены минералогические материалы Ю. А. Арапова (1935), А. Б. Вистелиуса (1940), Ф. И. Вольфсона (1951), А. М. Даминовой, И. В. Дубровой (Дуброва, Филимонова, 1962; Дуброва, Кашинцева, 1965), И. В. Дюгаева (1935), Е. Зив, В. А. Жарикова (1959), О. И. Исламова, Е. Д. Карповой (1944), З. А. Королевой (1941), М. В. Мансурова (1963), П. П. Пилипенко, Л. В. Радугиной, Б. Б. Розиной (1935), С. К. Смирновой, В. Н. Титова (1961), И. И. Шафрановского (Шафрановский, Арапов, 1935), Е. А. Янишевского совместно с Е. Г. Разумной (1938) и др.

Месторождения и рудопроявления Кансайского поля в основном полиметаллические (с востока на запад Акташ, Шевчуковское, Новый Камарсай, Кантау, Центральный Кансай, Южная Дарбаза, Окурдаван, Королево и др.; к ним тяготеют Янгикан и Таскаскан, расположенные южнее Окуртау). Местами наблюдаются скопле-

ния пирита (Камаркутан) и некоторое обогащение руд халькопиритом; отмечены небольшие гнезда магнетита (Пиязлы, Янгикан) и бедная кобальтовая минерализация (Янгикан).

Большинство месторождений относится к широко известной скарново-полиметаллической формации, причем оруденение явно наложено на скарны. Отдельные месторождения этой формации и рудные тела несколько отличаются друг от друга по вещественному составу. Значительно слабее развиты образования иных формаций: скарново-магнетитовой, кварц-барит-флюорит-полиметаллической, кварц-серицитовой и свинцово-цинковой в известняках. В восточной части рудного поля встречено рудопроявление скарново-золоторудно-полиметаллической формации.

Минеральные комплексы

Среди постмагматических минералообразований в Кансайском рудном поле выделяется ряд минеральных парагенетических комплексов. Положение некоторых комплексов еще не совсем ясно.

Высокотемпературные зоны дедоломитизации в карбонатных породах

Дедоломитизация доломитов девонского возраста выявлена на восточном участке, в центральной части рудного поля и в других местах. В этих породах присутствуют рассеянные чешуйки светлого флогопита, иглы белого tremolita, а местами редкие зерна форстерита. Подобная минерализация известна и на соседних рудных полях: Курусае, Такели, Кургашинкане, Кумышкане и др. Образования такого рода широко распространены. Существует мнение, что они возникают в доломитах при магнезиальном метасоматозе под влиянием высокотемпературных постмагматических растворов.

Скарны

Среди скарнов выделяются магнезиальные и известковые.

Магнезиальные скарны расположены на контакте доломитов с сиенитами на участках Центральный Кансай и Западная Дарбаза. Это образования, состоящие из зеленого флогопита, моноклинных пироксенов (диопсид-авгит и салит-авгит), черной или темно-зеленой шпинели, небольшого количества форстерита, а также более поздних минералов, замещающих магнезиальные скарны и наложенных на них: гроссуляр-андрадита, титансодержащего гроссуляра, эпидота, клинохлора, серпентина, актинолита, натролита, томсонита, кальцита, доломита, тулита, пирита. Очень редко и в небольших количествах встречаются ксантофиллит и дравит (Жариков, 1959). Магнезиальные скарны образуют зоны неправильных очертаний и различного строения.

К своеобразным магнезиальным скарнам можно отнести монтичеллитовые породы, встреченные на участке Шевчуковское. Они залегают на контакте карбонатных пород с небольшой интрузией гранита, вблизи дайки диоритового порфирита. Взаимоотношения их с расположенным рядом гранат-пироксеновыми скарнами пока неясны.

Известковые скарны подразделяются на биметасоматические и инфильтрационные. К известковым скарнам также примыкают приконтактовые образования эпидозитов.

Биметасоматические скарны расположены на контакте известняков с гранодиоритами Кураминского батолита и его сателлитов, а также малых интрузий. Развиты они преимущественно в восточной части хр. Окурутау, где сосредоточена основная масса интрузий. Мощность скарновых зон непостоянна. Структура породы тонкозернистая или плотная. Главными пордообразующими минералами являются изотропные гранаты (гроссуляр и гроссуляр-андрадит переменного состава), диопсид, местами везувиан, эпидот, клиноцизит, которые иногда служат второстепенными минералами; очень редко встречается волластонит. В строении скарнов часто наблюдается зональность: ближе к интрузивному телу залегают гранатовые, местами эпидотовые разности, в то время как на контакте с известняками развиваются пироксеновые, иногда везувиановые. В скарнированных изверженных породах часто присутствуют перекристаллизованные сфены и апатит.

В биметасоматических скарнах местами проявляется магнетитовое оруденение (скарново-магнетитовая формация). Магнетит метасоматически замещает скарновые минералы, особенно гранат. Иногда в магнетите по трещинкам содержится немного кобальтина (Янгикан). С поверхности многие тела магнетита мартитизированы.

Инфильтрационные скарны образуют жилообразные или трубообразные тела, залегающие главным образом в известняках, реже в изверженных породах. Местами вдоль тектонических нарушений они наложены на контактовые скарны. В состав этих скарнов входят андрадит, гроссуляр-андрадит (зональный и потому оптически аномальный), мангано-салит (шефферит), мангано-геденбергит. Минералы грубозернистые и, как правило, распределены внутри скарновых тел беспорядочно; редко на контакте с известняками отмечается преимущественное развитие пироксенов. Второстепенные минералы — кальцит, а также возникшие в процессе полиметаллической минерализации или предшествующие ей эпидот, кокшаровит, магнезиально-железистый хлорит, редко кварц и др.

Аналогичные типы скарнов распространены на других рудных полях Западного Карамазара. Выделяются скарны Янгиканской площади, слагающие мощную толщу среди верхнепалеозойских эфузивов. По составу они сходны с инфильтрационными скарнами и имеют, по-видимому, тот же генезис.

Пропилиты

Пропилитизация является, как известно, региональным послемагматическим процессом, наиболее характерным для гипабиссальных фаций глубинности; она часто сопровождает оруденение.

В хр. Окуртау пропилитизированы верхнепалеозойские эфузивы, а также крупные и мелкие интрузии и дайки. Развитие пропилитизации довольно равномерное с некоторым увеличением интенсивности вдоль тектонических нарушений. Особенно сильно пропилитизирована полоса разнообразных изверженных пород вдоль Окурдаванского разлома. В биотитовых гранит-порфирах наблюдается гомоосевое замещение биотита пеннином с выделением мелких неправильных зерен или сагенитоподобных сростков лейкоксена. В гранодиорит-порфирах роговая обманка замещена актинолитом или эпидотом, плагиоклазы серицитизированы или эпидотизированы. В дайках диоритовых порfirитов плагиоклазы замещаются альбитом, а темноцветные минералы — эпидотом и хлоритом. В эфузивных кварцевых порфирах по биотиту развивается белая слюда. Во многих местах отмечается пирит. Пропилитизация предшествовала оруденению и частично сопровождала его.

Оруденение I этапа

В этот этап сформировалась основная масса полиметаллических месторождений и местами образовались скопления пирита, реже магнетита. Это оруденение контролируется зонами разломов преимущественно субширотного простирания и крутого падения и опирающими их трещинами. Оно наложено на различные породы, главным образом на инфильтрационные скарны (Центральный Кансай, Акташ, Шевчуковское, Камарсай, частично Южная Дарбаза и др.), реже на изверженные породы (Окурдаван) и известняки (частично Южная Дарбаза, Королево и др.).

Вещественный состав месторождений I этапа оруденения в целом очень сложен. Главные рудные минералы — сфалерит, галенит, пирит, часто халькопирит; второстепенные — магнетит, гематит. Остальные минералы (тетраэдрит, арсенопирит, тетрадимит, пирротин, валлеринит, кубанит, самородное серебро, прустит, поливазит, висмутин, галеновисмутин) встречаются редко в виде мельчайших выделений в ничтожных количествах.

Главные минералы инфильтрационных скарнов — адрадит-гросуляр, мanganосалит (шефферит) — замещаются рудными минералами, особенно последний. Отложение рудных минералов сопровождалось образованием кальцита, эпидота, кокшаровита, магнезиально-железистого хлорита, актинолита, местами кварца и талька. Все они в рудах, как правило, имеют подчиненное значение. При наложении оруденения на биметасоматические скарны в них

образуются tremolit-актинолит, клинохлор, эпидот, серпентин, кварц.

В доломитовых известняках и доломитах оруденение связано с серпентинизацией. Так, на участке Королево оно целиком размещено в карбонатных породах, подвергшихся оталькованию, серпентинизации и частично окварцеванию.

В изверженных породах оруденение связано с хлоритизацией, ортоклазацией, эпидотизацией, реже окварцеванием и серицитизацией. Например, в Окурдаване полиметаллическому оруденению предшествовали (или сопровождали его) процессы серицитизации, окварцевания и хлоритизации вмещающих пород (кварц-хлорит-серицит-полиметаллическая формация). В верхних горизонтах месторождения Южная Дарбаза полиметаллическое оруденение локализовано в тектонической глинке хлоритового состава, глубже появляются скарны.

Количественные соотношения главных рудных минералов Кансая различны, что обуславливает разнообразие минералогических типов руд. В частности, соотношение сфалерита и галенита изменяется с востока на запад в сторону увеличения последнего. В рудах, связанных со скарнами, отношение Pb : Zn близко к единице; на участке Акташ цинк несколько преобладает над свинцом ($Zn : Pb = 1,2$); в последнее время восточнее Акташа найдены руды, в которых высокожелезистый сфалерит является по существу единственным главным рудным минералом. На верхних горизонтах месторождения Южная Дарбаза, где оруденение приурочено к тектоническим глинкам, по данным Ф. И. Вольфсона (1951), отношение Pb : Zn в среднем равно 2 : 1. В западной части хр. Окурутау в месторождении Окурдаван отношение Pb : Zn в рудах не менее 3 : 1, а во многих случаях свинец резко преобладает над цинком, например в верхних горизонтах месторождения Королево.

Изменение характера оруденения в пределах Кансайского рудного поля Ф. И. Вольфсон объясняет меньшей глубиной эрозионного среза восточной части хребта, П. А. Шехтман — последовательным развитием структуры рудного поля, а В. А. Жариког (1959) — температурной оклоинтрузивной зональностью. По нашему мнению, не менее важное значение имеет состав вмещающих пород.

По текстуре описываемые полиметаллические руды подразделяются на массивные и вкрапленные, очень редко встречаются струйчатые и полосчатые. Среди вкрапленных можно выделить равномерно- и неравномерновкрапленные. В инфильтрационных скарнах преобладают руды массивной текстуры, в биметасоматических известковых скарнах и измененных изверженных породах — вкрапленные руды. Между сплошным и вкрапленным оруденениями, не отличающимися по минеральному составу, часто существуют переходы, что свидетельствует об их генетическом единстве. Преобладающими структурами руд являются гипидно-

морфнозернистая и субграфическая, а также эмульсионная (халькопирит и пирротин в сфалерите).

В некоторых телах, сложенных мелкозернистыми сплошными рудами, наблюдаются небольшие скопления крупнозернистого галенита, клейофана и халькопирита, которым сопутствует марганецодержащий кальцит и хорошо ограненный гроссуляр-андрадит красного цвета. Размеры кристаллов граната часто до 1—2 см. Они всегда резко анизотропны с характерным секториальным погасанием. Эти образования, по-видимому, возникли в результате частичного растворения первичных руд и переотложения вещества, так называемые «перемещенные минералы» по А. С. Уклонскому. Вероятно, что этот процесс совпал с этапом формирования описанных ниже более низкотемпературных флюорит-барит-кварцевых жил, содержащих марганцовистый кальцит с сульфидами.

Орудение II этапа

Ко II этапу относится свинцово-цинковое орудение с сурьмяными сульфосолями, незначительно распространенное.

Среди эпидозитов и гранатовых скарнов в Центральном Кансае (Попов, 1958_{1,2,3}) наблюдается орудение, где основным рудоспособующим минералом является серицит, в меньшем количестве присутствует мелкозернистый кварц, а главными рудными минералами являются галенит и маложелезистый сфалерит. Значительную роль играет серебросодержащий тетраэдрит; пирит, буронит, джемсонит имеют подчиненное значение; очень редко отмечается халькопирит. Рудные тела этого типа небольшие и не выдержаны по мощности. Текстура руд массивная. Руды преимущественно крупно- и среднезернистые, местами по направлению к зальбандам можно видеть их переход в мелкозернистые. Преобладающие структуры — субграфическая и реликтовая, широко развита структура разъединения, реже встречается гипидоморфнозернистая.

В доломитовых известняках и доломитах Кантау (Титов и Бабенко, 1961) орудение этого типа локализовано в виде тел, сложенных сплошными и прожилково-вкрашенными рудами. Первые состоят преимущественно из светло-коричневого полупрозрачного сфалерита; среди его агрегатов присутствуют реликты доломитового известняка, скопления кальцита, пирита и неправильные образования сульфоантимонатов свинца (геокронит, менегинит, буронит и другие, описанные И. В. Дубровой в 1962—1965 гг.). В прожилково-вкрашенных рудах сульфоантимонаты свинца, тесно ассоциируя с хлоритом и кальцитом, образуют сеть тонких жилок и вкраплений. Размеры их не превышают 3—5 см. В зальбандах отмечаются метакристаллы пирита и арсенопирита.

Оруденение III этапа

Гидротермальные низкотемпературные образования в Кансайском рудном поле представлены кварцевыми жилами и прожилками, несущими бедную вкрапленность галенита и халькопирита с примесью сфалерита (кварц-барит-флюорит-полиметаллическая формация). К ним относится Вульфенитовая жила и многочисленные мелкие прожилки, а также мощная жила, выполняющая Бирюзовый разлом. Они содержат барит, флюорит, марганецодержащий кальцит. Изверженные породы на контактах с жилами всегда сильно хлоритизированы и эпидотизированы.

Таблица 3
Гипогенные минералы Кансайского рудного поля

Рудные	Нерудные
Типичные, присутствующие почти во всех месторождениях	
Главные	
Галенит	Гроссуляр-андрадит
Сфалерит	Шефферит
Пирит	Магнезиально-железистый пенин-клинохлор (делессит)
Второстепенные	
Халькопирит	Эпидот
Магнетит	Мanganокальцит
Примеси	
Марказит	Кварц
Тетраэдрит	Клинохлор
Аргентит	Прохлорит
	Актиноолит
Эпизодические, встреченные на одном или нескольких месторождениях	
Главные	
Магнетит (Пиязлы)	Кварц (Таскескен, Окурдаван)
Арсенопирит (Восточное Окуртая)	Тальк (Королево)
	Серицит (Окурдаван)
Второстепенные	
Гематит (Центральный Кансай)	Сerpентин (Королево)
Мушкетовит (Шевчуковское)	Диопсид
	Андрадит (Янгикан)
	Барит (Вульфенитовая жила)
	Флюорит (Таскескен)

Рудные	Нерудные
Редко и очень редко встречающиеся	
Галеновисмутин	Геокронит
Пирротин	Менегинит
Арсенопирит	Бурнотит
Пираргирит	Шеелит
Прустит	Кубанит
Полибазит	Висмутин
Джемсонит	Висмут самородный
Буланжерит	Золото самородное
Валлерит	Калаверит
Молибденит	Креннерит
Вольфрамит	Гессит
Тетрадимит	Крапротолит
Касситерит	

В табл. 3 приведен общий список гипогенных минералов Кансайского рудного поля.

Пострудные образования

В Кансайском рудном поле пострудные образования представлены тонкими жилами и прожилками, сложенными кальцитом, ангидритом, апофиллитом и гидросиликатами кальция: ксонотлитом, тоберморитом, таумаситом, являющимися характерной особенностью минералогии рассматриваемого рудного поля.

Супергенные образования

Эти образования связаны здесь с процессами окисления и выщелачивания, с зоной вторичного сульфидного обогащения, а также с корой выветривания вмещающих пород.

В зоне окисления выявлено много самых различных минералов:

Кварц	Гидрогематит	Гидроцинкит
Халцедон	Яросит	Каламин
Опал	Копиапит	Сауконит
Гидрослюда	Вад	Куприт
Каолин	Псиломелан	Тенорит
Галлуазит	Пиролозит	Малахит
Нонтронит	Ванадинит	Розазит
Аллофа (?)	Массикот (?)	Азурит
Алунит	Церуссит *	Брошантит
Сера самородная	Англезит *	Халькантит
Кальцит *	Плюмбоярозит *	Бирюза
Стронциевый кальцит	Биверит	Хризокolla
Арагонит	Линарит	Медная смоляная руда
Гипс *	Пироморфит	Эритрин (Янгикан)
Эпсомит	Миметезит	Асболан (Янгикан)
Гётит	Смитсонит	Вульфенит *
Гидрогёйтит *	Аурхальцит	

Примечание. Звездочкой отмечены наиболее распространенные минералы.

Большинство из минералов присутствует почти на всех месторождениях, что указывает на аналогию протекавших здесь процессов и близость вещественного состава первичных руд. Несколько отличается от других зона окисления участка Южная Дарбаза, где очень много вульфенита. В верхней части Окурдавана много гидрослюды, возникшей при выветривании серицитизированных вмещающих пород и переходящей при дальнейшем изменении в каолин.

В зоне гипергенеза Кансайского рудного поля карбонаты, как правило, тяготеют к рудным телам, залегающим среди известняков, а силикаты — к рудам среди скарнов или изверженных пород. Наблюдения показывают, что при формировании зоны окисления протекали процессы простого замещения и отложения вещества из растворов.

По времени образования все минералы можно разделить на ранние (нонтронит, ярозит, гипс и др.), поздние (арагонит, эпсомит, вад, пиromорфит, каламин и др.) и проходящие (гётит, гидрогётит и др.).

На самой поверхности зоны окисления развиты минералы, характерные для карбонатно-силикатного этапа развития. Глубина этой части зоны не более 4—5 м. Ниже, на глубинах от 5 до 40 м от поверхности, представлены образования карбонатно-сульфатного этапа. Местами наблюдаются переходы к слабо выраженной зоне вторичного сульфидного обогащения. С последней связаны небольшие количества гринокита, халькозина, ковеллина, борнита, самородной меди, самородного серебра, куприта и других минералов, образующих пленки, зерна, реже небольшие скопления.

Некоторые минералы образовались за счет выветривания вмещающих пород, особенно скарнов. К ним относятся: сепиолит, халцедон, нонтронит, арагонит, вад и другие, образующие корочки, налеты или небольшие скопления в трещинах. В доломитовых известняках отмечены минералы коры выветривания: магнезит, гидромагнезит, серофит, брусит и др.; иногда они спускаются вдоль крупных разломов на довольно значительные глубины.

Характеристика минералов

В настоящее время здесь известно всего 163 минеральных вида (табл. 4), которые входят в состав руд, горных пород, зон околоврудного изменения, послерудных прожилков, зоны окисления, коры выветривания. Имеется несколько недиагностированных минералов. Некоторые минералы очень редки в природе: манегинит, геокронит, буронит, таумасит, ксонотлит, сауконит.

Большинство минералов детально исследованы, что позволило установить вариации их химического состава, изучить элементы-примеси и условия их образования. Рассмотрим некоторые наиболее важные минералы.

Перечень минералов Кансайского рудного поля
по ведущему элементу

Si

Кварц низкотемпературный	Каолин
Молочный кварц	Галлуазит
Аметист	Сапонит
Горный хрусталь	Нонтронит
Халцедон	Гизингерит
Кварц высокотемпературный	Аллофан (по Ю. А. Арапову)
Опал	Везувиан
Ортоклаз	Пренит
Анортоклаз	Гроссуляр
Микроклин	Гроссуляр-андрадит
Альбит	Андрадит
Альбит-олигоклаз	Апофиллит
Олигоклаз	Тальк
Олигоклаз-андезин	Стивенсит
Анdezин	Цебедассит
Анdezин-лабрадор	Серпентин
Лабрадор	Серпофит
Лабрадор-битовник	Спадант (по Ю. А. Арапову)
Битовник	Девейлит
Скаполит	Хризотил-асбест
Натролит	Сепиолит
Томсонит	Марганцевый парасепио-
Жисмондин (по З. А. Королеву)	лит
Мусковит	Ксонотлит
Серицит	Тоберморит
Флогопит	Волластонит
Биотит	Антофиллит (по Ф. И. Вольфсону)
Гидробиотит	Тремолит
Гидрослюдя	Актиолит
Хлоритоид (по Ф. И. Вольфсону)	Уралит
Ксантофиллит (по В. А. Жарикову)	Роговая обманка
Амезит (по В. А. Жарикову)	Кокшаровит
Стильпномелан	Паргасит
Пенинин	Энстатит (по И. В. Дюгаеву)
Клинохлор	Авгит (по О. И. Исламову)
Лейхтенбергит	Диопсид
Прохлорит	Диопсид-авгит
Талькохлорит	Шефферит
Серпентин-хлорит	Форстерит
Делессит	Монтичеллит
Кордиерит (по Ф. И. Вольфсону)	Хондродит (по Ф. И. Вольфсону)
Эпидот	
Пьемонтит (по Ю. А. Арапову)	
Клиноциозит	
Цоизит	
Тулит	

Al

Корунд (по Ф. И. Вольфсону)
Шпинель

C

Графит

Продолжение табл. 4

S		Ba
Сера самородная		Барит
Пирит		F
Марказит		Флюорит
Пирротин		
P		As
Апатит		Арсенопирит
Псевдомавелит (по С. К. Смирновой)		Ag
B		Серебро самородное
Турмалин		Аргентит
Дравит		Пирагририт
Ca		Прустит
Кальцит		Полибазит
Манганокальцит		
Магнезиокальцит		Au, Tl
Стронциевый кальцит		Золото самородное
Железистый кальцит		Калаверит
Арагонит		Креннерит
Гипс		Тетрадимит
Ангидрит		Гессит
Таumasит		
Mg		Bi
Бруцит		Висмут самородный
Магнезит		Висмутин
Доломит		Галеновисмутин
Гидромагнезит		Клапротолит (по И. В. Дубровой)
Эпсомит		
Fe		Pb
Гематит		Галенит
Железный блеск		Буланжерит
Мартит		Буронит
Гётит		Джемсонит
Гидрогётит		Геокронит
Лимонит		Манегинит
Гидрогематит		Массикот
Магнетит		Церуссит
Мушкетовит		Англезит
Анкерит		Плюмбоярозит
Яросит		Биверит
Магнезиокопиапит		Линарит
Mn		Пироморфит
Pиролюзит		Миметезит
Вад		
V		Zn
Ванадинит (по Е. А. Янишевскому)		Сфалерит
		Клейофан
		Пшибрамит
		Смитсонит
		Аурихальцит
		Гидроцинкит
		Госларит
		Каламин
		Сауконит

Cd		Mo
Гринокит	Молибденит Вульфенит	
Cu		Sn
Медь самородная		
Халькозин		
Ковеллин		
Халькопирит		
Кубанит		
Валлерит		
Борнит	Шеелит	
Тетраэдрит	Вольфрамит	
Куприт		
Тенорит		Zr
Малахит		
Розазит	Циркон	
Азурит		
Брошантит		TR
Бирюза	Ортит	
Хризоколла		
Медная смоляная руда		
Халькантит		Ti
Co		
Кобальтий	Ильменит	
Асболан	Рутил	
Эритрин	Анатаз (по Ф. И. Вольфсону)	
	Сфен	
	Лейкоксен	

П р и м е ч а н и е. Смешены разновидности основных минералов.

Галенит — один из главных рудных минералов месторождений Кансая. Выделяются следующие типы парагенетических ассоциаций галенита: 1) мелкозернистый минерал, слагающий основную массу рудных тел скарново-полиметаллической формации, где он ассоциирует со сфалеритом, пиритом, халькопиритом и другими, разъедая и цементируя их. Нерудные минералы этой ассоциации разнообразны, зависят в основном от вмещающих пород; 2) крупнозернистый галенит, слагающий прожилкообразные скопления и гнезда в мелкозернистых рудах или в оруденелых скарнах. Он тесно ассоциирует с коричневым крупнокристаллическим сфалеритом, мanganокальцитом, иногда с кристаллами гроссуляр-андрадита, редко с пиритом и халькопиритом; 3) галенит со сфалеритом и блеклыми рудами в кварц-серicitовых породах, секущих гранатовые скарны (Центральный Кансай); 4) галенит, приуроченный со светлым сфалеритом к жилообразному скоплению сливного аметиста, секущему гранатовый скарн (Центральный Кансай); 5) галенит в кварцевых, кварц-кальцитовых или кварц-барит-флюоритовых жилах, прожилках или окварцованных зонах, секущих измененные изверженные породы различного состава,

а также скарны (кварц-барит-флюорит-полиметаллическая формация).

Таким образом, характерные формы развития галенита — зернистые массы или скопления с сульфидами и вкрапленность. Размеры зерен изменяются от нескольких миллиметров до 3 см (Янгикан), чаще всего они около 5 мм. Форма зерен неправильная, иногда слегка вытянутая (в рудах струйчатой структуры). Очень редко наблюдаются пленки и мелкие ограниченные кристаллики. В некоторых зернах видна изогнутость (динамометаморфизм).

В большинстве зерен галенита присутствуют небольшие количества мельчайших включений тетраэдрита, иногда галеновисмутина, аргентита, буланжерита, прустита. Галениты Кансая всегда содержат примесь серебра, висмута, сурьмы (табл. 5), часто теллура и селена, эпизодически таллия и других элементов. Как правило, наблюдается определенная связь между количественным содержанием серебра и висмута, впервые выявленная для Кансая Е. Зив: с увеличением первого возрастает и второе. Сурьма и висмут между собой не связаны.

Содержание серебра колеблется от 0,028 до 0,32%; его присутствие связано с микроскопическими вростками аргентита, а иногда самородного серебра. Однако количество этих вростков недостаточно, для того чтобы включить все содержание этого элемента; видимо, часть его находится в твердом растворе.

Содержание висмута изменяется от следов до 0,046% (Окурдаван). Частично его содержание может быть объяснено присутствием вростков галеновисмутина, другая часть связана с субмикроскопическими вростками каких-то иных, пока не установленных минералов.

Сурьма присутствует в более постоянных количествах — от 0,012 до 0,16%.

Содержание теллура в галенитах наиболее раннего этапа оруденения колеблется значительно — от 0,004 до 0,02%, селена от следов до 0,003%. Содержание теллура всегда выше содержания селена. Значительная часть теллура в галените присутствует в виде теллуридов. В настоящее время выявлены тетрадимит и калаверит, образующие мелкие единичные зерна непосредственно в галените, реже тетрадимит ассоциирует с включениями блеклой руды.

Отметим, что галениты рудных полей Карамазара сходны как по характеру примесей, так и по парагенетическим ассоциациям (Еникеев, 1959).

Сфалерит наравне с галенитом является промышленным минералом Кансайского рудного поля; ценность его увеличивается благодаря повышенным содержаниям кадмия.

Генетически сфалерит Кансая самым тесным образом связан с галенитом; условия их залегания и типы совершенно аналогичны. По цвету различаются четыре разновидности минерала: темный серо-коричневый, светло-коричневый (клейофан), желтый и красноватый. Преобладает первая разновидность. Окраска сфалерита

Таблица 5

Компонент	Химический состав (в)					
	Оруденение					
	Акташ	Новый Камарсай	Шевчуковское		Центральный	
Pb	82,35	83,45	81,25	80,02	86,00	86,00
Zn	0,28	1,22	2,20	4,10	0,0	0,60
Ag	0,32	0,007*	—	0,0576	0,0668	0,2076
Fe	0,48	0,165	0,03	0,48	0,0	0,0
Cu	0,00	0,08	0,09	0,0	0,0	0,0
Mn	—	—	—	—	—	—
Tl	0,000	—	—	0,000	0,000	0,000
Cd	—	—	—	—	—	—
S	14,30	14,43	12,20	15,10	13,60	13,15
Se	—	—	—	0,000	Следы	0,002
Te	—	—	—	0,004	0,0034	0,0198
Bi	0,006	0,026	Следы	0,006	0,003	0,38
Sb	0,11	0,032	0,012	Следы	Следы	0,2
As	—	—	—	0,005	0,00	0,00
Нерастворимый остаток	1,00	0,40	—	—	—	—
Сумма	98,85	99,81	95,78	99,77	99,67	100,56
Аналитик	Т. Т. Мухова	Л. Л. Галкина	—	Е. Ф. Касьянова	—	—
Автор коллекции	З. М. Протодьяконова	—	—	В. С. Попов	—	—

* Данные пробирного анализа.

Примечание. Прочерк — элемент не определялся.

определяется валовым содержанием в нем железа, а также количеством эмульсионной вкрапленности.

Главная масса зерен минерала содержит тонкую эмульсионную вкрапленность халькопирита, реже пирротина, в темных разностях ее больше с увеличением к центру зерен. Содержание железа не постоянно, достигает 6,76%, меди до 2,34% (табл. 6), а кадмия колеблется от 0,62 до 1,54%. Содержание индия (по данным анализов на отдельные элементы) от 0,0008 до 0,0033%, редко достигает 0,0187%; постоянно присутствует серебро в количестве от 0,004 до 0,0217%, часто кобальт — до 0,026%. Золото было обнаружено как исключение только в одном образце (Восточный Камарсай) — 0,0008%. Галлий, таллий и селен не характерны. Тел-

Галенитов %)							Теорети- ческий состав галенита	
I этапа				Оруденение III этапа				
Кансай		Западный Кансай	Окурадаван	Централь- ный Кансай	Янгикан			
85,25	84,81	86,67	84,54	86,27	86,21	84,47	86,60	
0,18	0,87	—	0,19	—	—	0,00	—	
—	—	0,016	0,15*	0,01	0,0	—	—	
—	—	0,40	0,4	0,4	0,00	0,09	0,00	
—	—	0,07	0,035	0,18	Следы	0,00	0,09	
—	—	0,6	Следы	—	Следы	0,09	—	
—	—	—	—	—	—	—	—	
—	—	0,07	—	—	0,00	—	—	
13,69	14,55	13,40	14,08	13,40	13,39	13,93	13,40	
—	—	0,00	0,0032	0,00	0,00	—	—	
—	—	0,02	0,0060	0,017	0,00	—	—	
0,01	0,008	0,02	0,046	—	0,01	0,026	—	
—	0,16	—	0,13	—	—	0,032	—	
—	1,00	Следы	1,00	—	Следы	0,30	—	
100,36	101,66	100,27	100,37	99,70	99,70	98,94	100,00	
—	Т. Т. Мухова	—	Т. Т. Мухова	—	—	Т. Т. Мухова	—	
Ю. А. Арапов	З. М. Протодьяконова	Ф. И. Вольфсон	З. М. Протодьяконова	Ф. И. Вольфсон	—	З. М. Протодьяконова	—	

лур устанавливается в относительно больших количествах — до 0,0023%. Характерная особенность сфалеритов II этапа — повышенное содержание марганца.

В целом сфалериты Кансая имеют большое сходство со сфалеритами соседних рудных полей (Моисеева, 1959).

Халькопирит в рудах скарново-полиметаллической формации присутствует постоянно, однако распределение его в отдельных рудных телах, а также в одном и том же рудном теле неравномерное. В некоторых местах (Центральный Кансай) содержание халькопирита с глубиной постепенно увеличивается. Представлен он в форме отдельных зерен, тонких прожилков и эмульсионной вкрапленности (до 7%) в сфалерите. По данным пробирного

Таблица 6

Компонент	Химический состав (в)				
	Оруденение				
	Участок Акташ		Шевчуковское		
	Крупные темно-коричневые зерна из массивной руды	Мелкие серые зерна из массивной руды	Крупные коричневые зерна из массивной руды	Светло-коричневые зерна из сульфидного прожилка в известняке	
Zn	51,58	51,00	59,13	51,59	
Fe	6,20	6,76	2,82	2,98	
Cd	0,71	0,92	0,85	0,92	
Cu	1,57	2,34	1,34	0,78	
Pb	3,17	3,07	1,87	9,85	
Mn	—	0,40	0,40	0,31	
Co	—	0,00	0,00	0,00	
Ni	—	0,00	0,00	0,00	
Ag	—	—	0,0192	—	
Au	—	—	0,0008	—	
S	31,96	33,76	32,61	30,70	
Se	—	—	0,0001	—	
Te	—	—	0,000	—	
Нерастворимый остаток	5,35	1,90	1,20	2,45	
Сумма	100,54	100,15	100,24	99,58	
Аналитик	Т. Т. Мухова				
Автор коллекции	З. М. Протодьяконова				

* Качественное определение. Количественно элемент не определялся.

анализа, содержание серебра в халькопирите колеблется от 0,0104 до 0,0590%, золото не обнаружено. Химическими анализами определены следы германия и индия (0,0001—0,00039%), селен и теллур присутствуют в количествах менее 0,0005%, таллий — от 0,0002 до 0,0008%. Спектральными анализами установлены следы олова, молибдена, кобальта, никеля, висмута.

В рудах флюорит-барит-кварц-полиметаллической формации халькопирит образует преимущественно редкие обособленные включения. В целом наблюдается большое сходство его с халькопиритами других рудных полей Западного Карамазара (Бадалов, 1959).

Пирит широко распространен, встречается в рудах, а также в пропилитизированных породах, метаморфогенных и супергенных

162

сфалеритов %)	I этапа				Оруденение II этапа	
	Центральный Кансай			Южная Дарбаза		
	Светло-коричневый сфалерит	Темно-коричневый сфалерит	Светло-коричневый сфалерит			
	62,30	61,0	65,0	61,00	60,88	
	1,98	5,0	1,48	3,92	3,30	
Есть	0,62	0,68	1,30	Есть*	1,54	
	0,42	0,42	1,20	0,00	0,35	
	0,53	—	—	0,00	1,16	
	0,60	0,24	0,22	0,24	1,23	
	—	—	—	0,00	0,73	
	—	—	—	—	—	
	—	—	—	0,0034	—	
	—	—	—	0,0000	0,00	
33,55	33,23	31,96	33,62	32,45	33,00	
	—	—	0,001	—	0,000	
	—	—	0,000	—	0,0023	
0,56	—	—	0,00	—	—	
99,94	100,51	100,54	100,08	99,37	99,31	
B. М. Ко-вязина	E. Ф. Касьянова	V. В. Праволова	T. Т. Мухова	V. М. Ко-вязина	E. Ф. Касьянова	
Ю. А. Арапов	В. С. Попов	З. М. Протодьяконова	Ю. А. Арапов	В. С. Попов	—	

образованиях в виде рассеянных зерен, прожилков и зернистых скоплений. Главная масса пирита приурочена к минерализованным разломам в виде почти мономинеральных скоплений или в тесном срастании с галенитом, сфалеритом, магнетитом и другими минералами. Местами концентрации пирита настолько велики, что были попытки рассматривать их как самостоятельные месторождения.

По характеру парагенетических ассоциаций выделяются следующие типы пирита: 1) метаморфический, встречающийся в виде вкрапленности или секущих жилок в кремнистых сланцах намюра; 2) пирит, возникший при пропилитизации изверженных пород; 3) гидротермальный: а) в окорудных измененных изверженных породах (хлоритизированных или серicitизированных), реже

в карбонатных, б) в магнетитовых рудах, в) сплошных сульфидных рудах, иногда переходящих в колчеданные, г) в полиметаллических и свинцово-цинковых рудах; 4) супергенный, встреченный в виде кристаллов среди скоплений галлуазита, а также наросших на супергенный кальцит.

Химическими анализами в пирите обнаружены следы таллия и индия, селен — от следов до 0,001%, теллур — 0,001—0,003%; содержание серебра колеблется от 0,0016 до 0,0184%; золото отсутствует. Спектральным анализом установлено большое количество элементов, в том числе кобальта, никеля, мышьяка, меди. Характерно, что содержание мышьяка в пиритах разных генераций неодинаковое, частота встречаемости никеля выше, чем кобальта. Постоянная примесь свинца, цинка, кадмия, а также повышенное содержание серебра обусловлены включениями галенита, сфалерита и других сульфидов.

Магнетит также значительно распространен. Основная его масса связана с образованиями скарново-магнетитовой формации, где он слагает преимущественно мономинеральные гнезда в скарнах, залегающих на контакте интрузивных пород с известняками (Акташ) или в скарнах среди эфузивов (Янгикан), где магнетит по трещинам содержит незначительные скопления кобальтина. В рудах скарново-полиметаллической формации магнетит встречается главным образом в виде рассеянных зерен, реже образует небольшие скопления. Местами присутствуют пластинчатые псевдоморфозы магнетита по гематиту (мушкетовит). В полиметаллических рудах магнетит прорастает тончайшими зернами галенита, сфалерита и халькопирита.

Из нерудных минералов наиболее распространены скарновые, а также эпидот, актинолит, различные хлориты (серпентин-хлорит, пеннин, клинохлор, прохлорит), кальцит, серпентин. Серицит характерен для свинцово-цинкового оруденения в силикатных породах (Попов, 1959₁) и в зонах околоврудного изменения изверженных пород, связанных с наиболее ранним полиметаллическим оруденением (Окурдаван).

Кварц — главный рудосопровождающий минерал для наиболее позднего полиметаллического оруденения, где он иногда ассоциирует с баритом и флюоритом. Во всех остальных случаях гидротермальный кварц имеет, как правило, второстепенное значение.

Необходимо отметить, что гранаты известковых kontaktово-биметасоматических скарнов представлены гроссуляром или андрадит-гроссуляром с преобладанием гроссуляровой молекулы, а инфильтрационных скарнов — гроссуляр-андрадитом с преобладанием андрадитовой молекулы. Эти гранаты отличаются друг от друга размерами зерен, степенью их ограниченности и оптическими свойствами. Спектральным анализом установлено, что гранаты из эндоскарнов содержат титан, ванадий, цирконий, галлий, реже барий и скандий, отсутствующие в гранатах экзоскарнов.

Пироксен в известковых контактово-биметасоматических скарнах представлен диопсидом, а в инфильтрационных скарнах — манганосалитом (шефферитом).

Хлориты в Кансайском рудном поле очень широко распространены. По материалам В. С. Попова (изучавшего хлориты участка Центральный Кансай — Дарбаза и принявшего известную классификацию Д. П. Сердюченко), здесь присутствуют серпентин-хлорит, пеннин, клинохлор и прохлорит. При этом в каждом минеральном виде и переходных разностях существуют магнезиальные и магнезиально-железистые ряды. Характер выделений хлоритов и генезис их очень разнообразны. Наиболее резко вырисовываются два типа. К первому относятся образования, возникшие в результате метаморфизма биотита, флогопита и других магнезиально-железистых минералов изверженных пород и скарнов. В этом случае хлорит «псевдоморфоза» образуется без привноса или с незначительным привносом вещества, и его состав в основном определяется составом минерала, по которому он развивается; он может быть как магнезиальным, так и магнезиально-железистым. Хлориты второго типа, образующиеся непосредственно в рудную стадию гидротермального процесса, характеризуются большей железистостью и повышенным содержанием марганца. Этот тип хлоритов имеет относительно высокие показатели преломления, зеленую окраску и постоянное положительное удлинение.

Содержание и поведение в рудах некоторых элементов

По химическому составу первичные руды Кансайского рудного поля являются комплексными. Исследования, проведенные нами, показали, что из полиметаллических руд, кроме свинца и цинка, целесообразно извлечение халькопирита. Были также выявлены сурьма, висмут, теллур, селен, индий и кобальт, кроме ранее известных — серебра и кадмия. Ниже дается характеристика поведения некоторых элементов в рудах скарново-полиметаллической и более поздних формаций. При этом, кроме полных химических анализов минералов, руд и концентратов, приведенных в таблицах, учитывались многочисленные данные частных химических анализов на отдельные элементы, а также спектроскопические исследования.

Медь в первичных сульфидных рудах находится в основном в халькопирите, в небольших количествах — в тетраэдрите. Кроме того, в рудах I этапа очень редко встречаются единичные зерна кубанита, валлерита, а в свинцово-цинковых рудах позднего этапа — буронит и менегинит. Значительная масса халькопирита находится в рудах в форме тонкой эмульсионной вкрапленности в сфалерите. В связи с этим целесообразно извлекать медь при металлургическом переделе цинковых концентратов.

Серебро в повышенных количествах постоянно устанавливается в таких рудах, где известны его минералы: серебристый тетра-

эдрит, самородное серебро, аргентит, прустит, полибазит, образующие вrostки мельчайших зерен в галените и других сульфидах, чем в большинстве случаев объясняется сереброносность последних. Наиболее высокое содержание этого элемента в галените (от 280 до 320 г/т), а также в тетраэдрите (до 2600 г/т). По сравнению с рудами скарново-полиметаллической формации в свинцово-цинковых рудах позднего этапа роль серебра возрастает.

Спектральным анализом следы серебра очень часто обнаруживаются в самых разнообразных минералах, особенно в минералах зоны окисления.

Кадмий образует изоморфную примесь в сфалерите. В рудах I этапа содержание кадмия, как правило, не превышает 1% и составляет в среднем 0,7—0,8%, несколько увеличиваясь с глубиной. В сфалеритах III этапа оно более высокое — до 1,5%. Небольшое количество кадмия обнаружено в нескольких вторичных минералах цинка. Также отмечается гринокит.

Селен и теллур — характерные элементы руд I этапа оруденения, при этом распределение их в руде неравномерное. Отношение Se : Te колеблется в пределах от 1 : 2 до 1 : 12. Содержание селена и теллура в минералах возрастает в следующей последовательности: халькопирит — сфалерит — пирит — галенит. Встречаются самостоятельные минералы теллура — тетрадимит, реже калверит. Для свинцово-цинкового оруденения II этапа и кварцбарит-полиметаллического роль селена и теллура резко уменьшается.

В ряде минералов зоны гипергенеза (гидрогётит, копиапит и др.) селен и теллур присутствуют в количествах менее 5 г/т.

Поведение индия изучено слабо. Имеющиеся данные (Попов, 1960) позволяют предположить, что содержание индия в сфалеритах наиболее раннего полиметаллического этапа оруденения будет выше 30 г/т. В зоне окисления повышенное содержание индия отмечено в плюмбоязозите.

Олово — довольно часто встречающийся элемент. Спектральным анализом обнаруживаются тысячные, а иногда сотые доли процента во всех главных рудных минералах скарново-полиметаллической формации, а также в гранатах и бурых железняках. В цинковом концентрате Центрального Кансая химическим анализом установлено 0,01% олова. Для свинцово-цинкового оруденения II этапа олово более характерно.

Кобальт встречен в скарново-магнетитовых образованиях Янгикана, где известны небольшие количества кобальтина, переходящего на поверхности в эритрин. Кроме того, кобальт является типичным малым элементом скарново-полиметаллического оруденения, где частота его встречаемости в сфалерите достигает 50%. В пирите, халькопирите и галените кобальт обнаруживается реже, в количестве тысячных долей процента. Следы кобальта выявлены также в вадах.

Самостоятельные минералы никеля в рудном поле неизвестны. Спектроскопически никель часто обнаруживается в пиритах, марказитах, сфалеритах, реже в халькопиритах и многих силикатах из скарнов.

Молибден отмечен в кварцевых жилах Акташа в виде нескольких зерен молибденита и в сульфидных рудах. Ф. И. Вольфсон упоминает молибденит в числе минералов, найденных при промывке протолочных проб из изверженных пород. В зоне окисления Южной Дарбазы отмечается вульфенит.

Из минералов вольфрама известны вольфрамит и шеелит, обнаруженные в очень небольших количествах в скарнах и сульфидных рудах Акташа, Шевчуковского участка и Янгикана. Спектроскопически следы вольфрама установлены в магнетитах Шевчуковского участка.

Висмут часто обнаруживается в сульфидах I этапа полиметаллического оруденения, особенно в галенитах, где, по-видимому, значительная часть его связана с галеновисмутином; возможно также присутствие матильдита, на что указывает прямая зависимость между содержанием серебра и висмута в галените.

Небольшие количества сурьмы, как правило, встречаются в сульфидных рудах всех месторождений I этапа. Об этом свидетельствуют включения тетраэдрита, образующие мельчайшие зерна в галените, реже в сфалерите и пирите. Количество сурьмы в рудах не превышает 0,001%; в галенитах оно колеблется от 0,1 до 0,2%. В III этапе оруденения роль сурьмы возрастает, здесь известны тетраэдрит, геокронит, менегинит, буланжерит и буронит.

Мышьяк в виде следов часто встречается в сульфидных и окисленных рудах. Роль его возрастает в III этапе оруденения, где отмечается арсенопирит. В восточной части Окуртау выявлен новый тип оруденения, в котором мышьяк является одним из главных элементов, образуя арсенопирит.

Спектральным анализом мышьяк обнаружен в пиритах, сфалеритах и галенитах, а также в бурых железняках, вадах, пломбобоязозите, вульфените и др.

Ртуть — чрезвычайно редкий элемент для Кансайского рудного поля. Нами она была установлена в небольших количествах только в одной из проб сфалерита (Акташ), а также в галените (0,004%) и блеклой руде III этапа оруденения.

Галлий, германий и таллий — элементы, встречающиеся в очень малых количествах в минералах и породах кансайских месторождений.

Некоторые вопросы генезиса

Все геологические и минералогические материалы показывают, что история постмагматического минералообразования в Кансайском рудном поле была очень сложной, многостадийной и охватывала длительный промежуток времени.

Постмагматическое минералообразование, как сказано выше, начинается с дедоломитизации. Магнезиальные скарны возникают позже зон дедоломитизации в карбонатных породах и приурочены к контакту сиенитов и доломитов. Присутствие последних — обязательное условие их образования. Формирование магнезиальных скарнов происходит, по-видимому, в условиях высокой щелочности воздействующих растворов. Они развиваются как по доломиту, так и по изверженной породе, что свидетельствует о биметасоматическом происхождении. В магнезиальных скарнах, кроме главных элементов — кремния, алюминия, кальция и магния, существенное значение имеют щелочи, особенно калий. Роль железа и марганца невелика. После внедрения диоритовых порфиритов формируются известковые скарны. Вначале образуются контактово-биметасоматические скарны, с которыми тесно связаны скарновые эпидозиты. Местами в эту стадию происходит образование магнетита (скарново-магнетитовая формация), затем после тектонических подвижек — инфильтрационных скарнов. Они залегают главным образом в карбонатных породах в виде трубчатых и жилообразных тел, положение которых определяется разломами. Местами наблюдается наложение инфильтрационных скарнов на контактово-биметасоматические, в отличие от которых в инфильтрационных скарнах отсутствует закономерность в распределении минералов. Основная их особенность — высокая концентрация в них железа и марганца.

Гидротермальная деятельность в Кансайском рудном поле про текала в четыре этапа. Рассмотрим только три, поскольку положение четвертого этапа оруденения пока не выяснено.

Пропилитизация изверженных пород является началом гидротермальной деятельности. Под воздействием гидротермальных растворов, по-видимому, происходили перекристаллизация и пири тизация карбонатных пород. Пропилитизация тесно связана с рудным процессом и сменяется рудоотложением I этапа.

Образование промышленных руд месторождения происходило в несколько стадий. Вначале выделялся пирит I. Затем следуют тектонические подвижки, вызвавшие его дробление. Они предшествовали последующему минералообразованию и обусловили повы шение концентрации кислорода в растворах. В связи с этим позже начинается выделение гематита. Однако постепенно окислительная обстановка исчезает: вначале гематит сменяется магнетитом, а затем идет отложение сульфидов.

Полиметаллической минерализации в скарнах предшествует об разование эпидота, кокшаровита, кальцита, магнезиально-желези стого хлорита, кварца (незначительно развитого, причем не во всех рудных телах). Образование хлорита, кальцита, редко кварца, а также стильпномелана и tremолита происходит и в процессе от ложения рудных минералов за счет компонентов, освобождаю щихся при замещении и разложении скарновых минералов. Доломитовые карбонатные породы под воздействием обогащенных кремнеземом рудоносных растворов серпентинизируются, по извер

женным породам развивается серицит и т. д. Кроме того, в рудных телах, а иногда и во вмещающих известняках образуются прожилки мanganокальцита, местами с эпидотом, магнезиально-железистым хлоритом, очень редко с единичными мелкими зернами флюорита. В таких прожилках или в неправильных скоплениях мanganокальцита проявляется вкрапленность крупнокристаллического галенита или клейофана, реже пирита. Эти минералы относятся к более поздним генерациям, которые возникли из более поздних порций гидротермальных растворов, циркулирующих по небольшим тектоническим нарушениям. Установлено, что выделение главных рудных минералов на I этапе протекало в следующей последовательности: пирит I → гематит I → магнетит → пирит II → → сфалерит — халькопирит I → гематит II → халькопирит II → галенит I → галенит II — сфалерит II → пирит III.

Полиметаллическое оруденение I этапа наложено на инфильтрационные скарны. Об этом свидетельствует дробление скарновых минералов до отложения рудных минералов и проявившееся в различной степени интенсивности метасоматическое замещение всех скарновых минералов рудными. Рудные тела и прожилки выходят за пределы скарново-рудных тел в изверженные породы и известняки. Рудные минералы выделяются позже или одновременно с кварцем, образующимся в гидротермальную стадию.

Присутствие в инфильтрационных скарнах Алтынтопкана и Курасая джефферсонита, замещающего наиболее поздний зонарно-секториальный гранат II генерации, указывает на близость заключительных стадий скарнообразования к оруденению, так как растворы к моменту выделения джефферсонита имели повышенную концентрацию цинка. Рассматриваемый этап гидротермального процесса сопровождается образованием низкотемпературного прожилкового комплекса: пренит, гидратированный волластонит, ксенолит, апофиллит, тоберморит, стивенсит и др. Иногда возникновение минералов этого комплекса является прямым завершением процесса образования рудных минералов более поздних генераций.

Для II гидротермального этапа, наложенного на скарны и изверженные породы, характерно развитие сиреневого серицита и кварца. Выделение рудных минералов происходило позже отложения серицита, но раньше (или одновременно) чисто кварцевой стадии процесса. Рудные минералы выделяются в следующей последовательности: пирит → сфалерит — халькопирит → тетраэдрит → → буронит — джемсонит → галенит.

Тектонические зоны с оруденением II этапа пересекают скарново-рудные тела, образовавшиеся на I этапе.

Геохимическая особенность II этапа рудообразования — высокое содержание кадмия и серебра, повышенные содержания марганца, сурьмы, молибдена и ртути при относительно малой роли железа, кобальта, теллура, селена и индия, являющихся характерными элементами I этапа оруденения.

На III гидротермальном этапе возрастные взаимоотношения жильных минералов указывают на следующую последовательность их выделения: барит I — флюорит I → барит II → кварц I → флюорит II → кварц II. Рудные минералы — галенит, халькопирит и пирит — образуют редкую вкрапленность. Флюорит-кварц-баритовые жилы с полиметаллической минерализацией не встречаются в предыдущих этапах.

Изучение рудослагающих и рудосопровождающих минералов показывает, что процесс образования рудных тел протекал с приносом вещества и сопровождался переработкой вмещающих пород, в результате чего все рудные тела оказались расположеными внутри контуров сложных минерализованных зон, с которыми связаны минералы различных температур, часто наложенные друг на друга. Структурные особенности руд свидетельствуют о том, что при их образовании главную роль играло метасоматическое замещение; значительно реже происходило отложение в свободных полостях и трещинах.

В формировании гидротермальных месторождений наблюдается определенная стадийность, обычно связанная с тектоническими подвижками и изменением физико-химических условий процесса во времени. Начался процесс при довольно высоких температурах с образования минералов, слагающих инфильтрационные скарны (гранаты, пироксены), которые отлагались почти исключительно в известняках. В то же время в изверженных породах образовывались вторичный ортоклаз, кальцит, хлорит, серицит и другие минералы. Наличие вторичного ортоклаза указывает на значительный привнос щелочей. Гидротермальный процесс сопровождался переработкой и изменением вмещающих пород (окварцевание, хлоритизация, оталькование), которые иногда опережали рудообразование. Закончился он при значительно более низких температурах отложением мanganокальцита, кварца, светлого сфалерита (без эмульсии халькопирита), крупнокристаллического галенита.

Таким образом, рудные тела Кансайского рудного поля несколько отличаются друг от друга. Наиболее распространена здесь скарново-полиметаллическая формация. Значительно слабее представлены кварц-барит-флюорит-полиметаллическая, кварц-серицит-полиметаллическая и скарново-магнетитовая формации. Они отличаются между собой не только по вещественному составу, но и по времени образования, характеру элементов-примесей. Минералогически месторождения Кансая очень близки к соседним, особенно к Курусаю и Джангалаю, менее к Кургашинкану и Алтынтопкану.

Минеральный состав отдельных месторождений и рудных тел Кансая не испытывает существенного изменения по вертикали, поэтому можно предполагать, что этого изменения не произойдет и далее и общая глубина оруденения данного типа будет значительной.

Для Кансайского поля авторы выделяют ряд минералогических признаков, указывающих на близость скрытого оруденения. Так,

оруденение I этапа тесно связано с инфильтрационными скарнами, состоящими из шефферита, оптически аномального гроссуляр-андрадита, марганецсодержащего актинолита и др.; следует изучать все проявления подобных скарнов, если в них на выходах или в выработках даже нет видимого оруденения. Хлориты рудной стадии отличаются от дорудных большей железистостью и повышенным содержанием марганца; интенсивное их развитие во вмещающих породах, а также разрывные нарушения с тектонической глиной, в состав которой входят железистые хлориты, указывают на близость рудных тел. Прожилки кальцита с повышенным содержанием марганца, как правило, не отходят от рудных тел на расстояние более 20—25 м и, следовательно, также могут быть поисковым признаком.

Главнейшие свинцово-цинковые месторождения

Кансайская группа свинцово-цинковых месторождений детально изучается более 30 лет. Однако по мере развития геологоразведочных работ и вскрытия все более глубоких горизонтов отдельных месторождений каждый год появляются все новые и новые данные. Они представляют интерес не только для дальнейшего познания недр Кансая, но и имеют более широкое общее значение.

Краткая характеристика месторождений

Центральный Кансай. Месторождение сложено светлыми кристаллическими известняками. Основными рудолокализующими дизъюнктивными нарушениями в его пределах являются пологопадающий к северу Южно-Дарбазинский взброс и серия оперяющих его разрывных нарушений северо-восточного простириания с крутым северо-западным падением. Все основные рудоконтролирующие и рудовмещающие дизъюнктивные нарушения, проявленные на месторождении, были заложены до внедрения малых интрузий; в последующие этапы деформации перемещения по ним неоднократно возобновлялись; в предрудное время и в период рудоотложения вдоль плоскостей сбрасывателей проявились правые взбросо-сдвиги. Скарново-рудные тела Центрального Кансая образуют единое крупное древообразное тело, разветвляющееся вверх по восстанию (рис. 33).

Трубообразные рудные тела локализуются в разрывах, причленяющихся с висячего бока к Южно-Дарбазинскому взбросу и в зоне самого надвига. Вдоль плоскости надвига рудные тела располагаются в местах его искривления, в интервалах, имеющих относительно большие азимуты простириания. Исключения из этого правила редки. Одним из них является изучавшееся в последнее время Новое рудное тело. Оно вытянуто вдоль основной плоскости скальвания и распространяется к западу от места изгиба этой

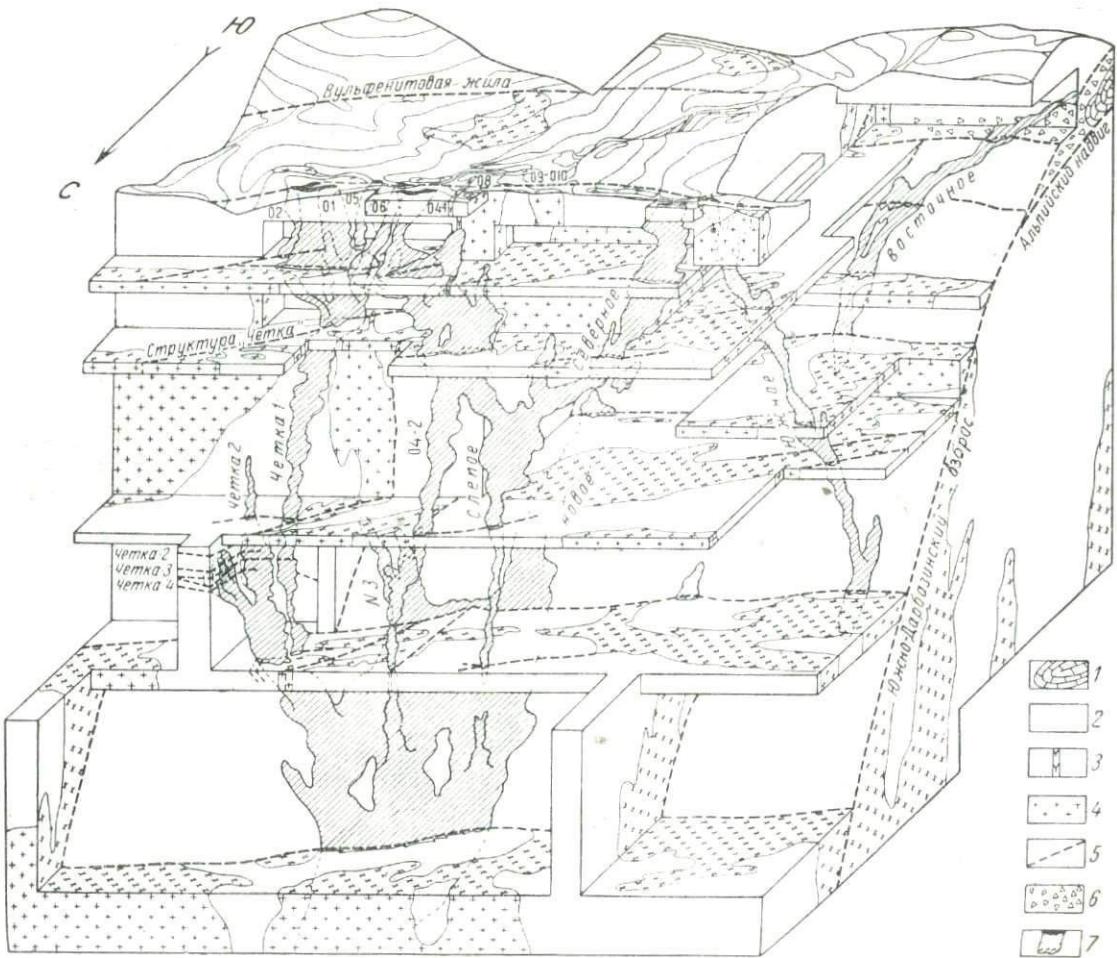


Рис. 33. Схематическая блок-диаграмма месторождения Кансай. По В. М. Бабенко

1 — известняки и глины палеогена; 2 — известняки, доломитизированные известняки верхнего девона — нижнего карбона; 3 — дайка диабазового порфирита; 4 — сиенит-порфиры, граносиенит- и гранодиорит- порфиры; 5 — разрывные нарушения; 6 — брекчированность пород; 7 — рудные тела

плоскости с субширотного направления на северо-восточное. Наиболее благоприятными для локализации оруденения в оперяющих разрывах оказываются интервалы Южно-Дарбазинского взброса, в пределах которых искривление его по простиранию сочетается с выполаживанием поверхности взброса по падению. В таких участках к взбросу с висячего бока причленяются сближенные круто-падающие дизъюнктивные нарушения широтного и северо-восточного простираций, обычно вмещающие апофизы рудных тел. На северо-восточных флангах рудных тел, примыкающих к северо-восточным граням взброса, отмечается брекчирование пород.

Дизъюнктивные нарушения, вмещающие ветвящиеся трубообразные рудные тела, причленяются к Южно-Дарбазинскому взбросу в участке его выполнаживания. Сочленение с основным разрывом устанавливается на нижних горизонтах месторождения, в районе распространения сиенитовых штоков, внедрившихся вдоль дизъюнктивных нарушений северо-восточного простирания. В этом районе развиты трещины в основном субширотного простирания. Контакты штоков сиенитов здесь сопровождаются многочисленными ответвлениями, а известняки часто полосчаты и интенсивно рассланцованны. Полосчатость известняков выражается в чередовании полосок (0,3—1,5 см) крупнозернистых светлых разностей известняков и темных мелкозернистых. Андродит-салитовые скарны и связанные с ними руды развиваются вдоль полосчатости, замещая обычно светлые разности этих полос. На глубоких горизонтах месторождения отмечаются тонкие инъекции сиенитов, вытянутые согласно с полосчатостью известняков. Это указывает на рассланцевание известняков на глубоких горизонтах месторождения еще в доинтрузивное время. В более высоких горизонтах рассланцевания вдоль основных рудоносных швов Кансайского месторождения не наблюдается и, таким образом, здесь отчетливо проявляется структурная зональность.

По мере приближения к дневной поверхности многие из сиенитовых штоков выклиниваются, а отдельные рудовмещающие разрывы, ориентированные в северо-восточном направлении, по восстанию разветвляются и затухают, что приводит к разветвлению и затуханию некоторых рудных тел, нередко приобретающих при приближении к дневной поверхности уплощенную форму.

В локализации оруденения важное значение имеют полого залегающие (до горизонтальных) и круто-падающие дорудные дизъюнктивные нарушения. Как по восстанию, так и по простиранию рудные тела часто ограничиваются поверхностями этих нарушений; поэтому трубообразные рудные тела на нижних горизонтах месторождения часто приобретают форму неправильных параллелепипедов, поставленных друг на друга и ограниченных со всех сторон плавно изгибающимися плоскостями.

Трубообразные рудные тела сложены массивными, вкрапленными, а также полосчатыми и прожилково-вкрапленными свинцово-цинковыми рудами, развитыми в известковых скарнах. При

этом минерализованные полосы и прожилки располагаются параллельно плоскостям скольжения основных рудоносных дизъюнктивных нарушений или совпадают с ориентировкой трещин, оперяющих последние. Пространственное распределение массивных руд, залегающих в общем контуре вкрапленных, обусловливается развитием серии крутопадающих тектонических швов, а также сочетанием их с пологопадающими разрывами, экранирующими оруденение. В локализации массивных руд важное значение приобретает также состав скарнов. Наиболее благоприятными являются пироксеновые скарны, в то время как гранатовые скарны несут только вкрапленные руды. Содержание свинца и цинка уменьшается к контактам сиенитовых штоков, где распространены эпидотовые скарны.

Помимо упомянутых рудных тел, на месторождении имеются рудные линзы, проявленные в отдельных интервалах дизъюнктивных нарушений, параллельных Южно-Дарбазинскому взбросу.

Многие рудные тела месторождения не достигают дневной поверхности и являются скрытыми, что связано с выклиниванием или резким изменением элементов залегания крутопадающих рудоносных разрывов, либо с расщеплением их на ряд ветвей. Некоторые из скрытых рудных тел локализуются под пологопадающими трецинами скола, сопровождаемыми хлоритизированной глинкой трения, под дайками интрузивных пород или под флогопитовыми скарнами (Вольфсон, Кузнецов, Титов, 1963).

Шевчуковское месторождение. Это месторождение приурочено к пластине известняков, вытянутой в широтном направлении и окруженнной интрузивными породами. На востоке его обнажаются додайковые флогопитизированные магнезиальные скарны магматической стадии, а в центральной части распространены более поздние известковые скарны с сульфидным оруденением. Среди известняков, слагающих месторождение, выделяются массивные (светлые) и полосчатые. Последние развиты в центральной части полосы известняков. Наблюдаемая в них полосчатость вызвана тектоническими деформациями (Титов, 1963). Полосчатые известняки имеют в поперечном разрезе форму воронки, вдоль оси которой локализуются главные скарново-рудные тела месторождения. По падению полосчатые известняки развиты до пологопадающего надвига. Ниже его они прослеживаются в виде узких зон, к центральным частям которых также приурочены скарны и сульфидные рудные тела.

Додайковые разрывные нарушения на месторождении широко развиты. Трешины отрыва меридионального простирания и сколовые северо-восточного простирания выполнены дайками гранит-порфиров. Известковые скарны и сульфидная минерализация приурочены к дизъюнктивным нарушениям широтного простирания и к сопряженным или оперяющим их разрывам северо-восточного или северо-западного простираций. Во время рудоотложения вдоль ранее заложенных разрывных нарушений проявились взбросо-

сдвиги, характеризующиеся небольшими амплитудами перемещения. Пострудные движения незначительно проявлены и имеют локальное значение.

Главное рудное тело месторождения — Слепое ограничивается по падению пологопадающим надвигом и на нижних горизонтах имеет жилообразную форму, вытягиваясь в широтном направлении. При приближении к дневной поверхности оно приобретает столбообразную форму, а затем разветвляется и выклинивается, не достигнув дневной поверхности. Слепое рудное тело распространяется вдоль дизъюнктивного нарушения широтного простирания (Главный разлом), отчленяющегося от пологопадающего надвига, и вдоль боковых трещин, оперяющих первое из них. На восточном фланге главное рудное тело ограничивается дизъюнктивным нарушением северо-восточного простирания и дайкой гранит-порфиров, вытянутых в меридиональном направлении. Морфология рудного тела Слепое обусловлена сочетанием Главного разлома, оперяющих его трещин и зон полосчатых известняков, вдоль которых вытянуты рудные апофизы, а также положением секущих дизъюнктивных нарушений, определившим ступенчатое строение рудного тела и его ограничение на западном фланге.

Помимо рудного тела Слепое, на Шевчуковском месторождении выявлены столбообразные рудные тела, локализующиеся также в полосчатых известняках в месте пересечения или сочленения разноориентированных дизъюнктивных нарушений и одновременно в непосредственной близости от дайки гранит-порфиров. Наиболее распространены линзовидные рудные тела, приуроченные к сорванным контактам интрузивных и карбонатных пород, а также уплощенные тела вкрапленных руд, выявленные на востоке месторождения, на площади развития флогопитизированных магнезиальных скарнов. Контуры распространения таких рудных тел устанавливаются только опробованием. Они соответствуют контурам известковистых скарнов, включающих сульфидную минерализацию и развившихся вдоль дизъюнктивных нарушений, секущих ранние магнезиальные скарны. Сами же магнезиальные скарны являются неблагоприятными для рудоотложения.

Новый Камарсай. Рудные тела залегают в светлых разностях известняков, прорванных в центральной части рудного участка штоком гранодиорит-порфиров. На месторождении проявлены доинтрузивные дизъюнктивные нарушения северного — северо-западного простирания с крутыми углами падения, нарушения восточного — северо-восточного простирания, круто падающие на север, а также разрывы, полого падающие к югу или юго-западу под углами 5—10°.

Рудные тела представляют сложные метасоматические скарново-рудные залежи, приуроченные к месту сочленения крутопадающих дизъюнктивных нарушений восточного — северо-восточного и северного — северо-западного простираций (рис. 34). Они, как правило, вытягиваются вдоль первых, приобретая наибольшие мощ-

ности в более пологопадающих интервалах этих нарушений. Кроме того, широко развиты линзообразные рудные тела, приуроченные к приконтактовым частям интрузивного штока и вытянутые вдоль пологопадающих интервалов разрывных нарушений восточного — северо-восточного направления. По простиранию рудные тела нередко ограничиваются дизъюнктивными нарушениями северного —

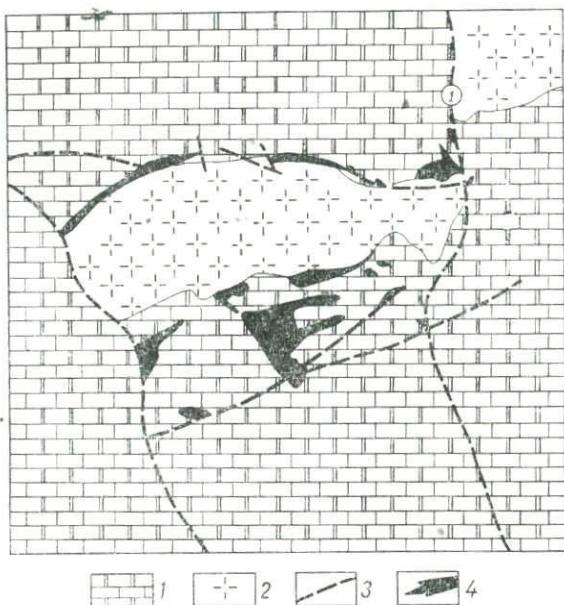


Рис. 34. Геологический разрез через рудное тело Главное месторождение Новый Камарсай

1 — доломиты; 2 — гранодиорит-порфиры, 3 — дизъюнктивные нарушения (1 — Пологий разлом); 4 — рудные тела

северо-западного простирания, а по падению и восстанию — пологопадающими тектоническими плоскостями. В результате этого рудные тела приобретают форму сложных гнездообразных тел и небольших штоков, нередко со всех сторон ограниченных тектоническими плоскостями.

Анализ истории развития движений блоков пород, примыкающих к дизъюнктивным нарушениям, позволяет заключить, что самые древние разрывы восточного — северо-восточного простирания оказались смещеными дизъюнктивными нарушениями северного — северо-западного простирания, которые в свою очередь были смещены разрывными нарушениями восточного — северо-восточного направления; пологопадающие дизъюнктивные нарушения являются наиболее молодыми и смещают крутопадающие разрывы. В процессе оруденения тектонические перемещения типа

левых взбросо-сдвигов происходили вдоль разрывов северного — северо-западного простирания, в меньшей степени вдоль восточных — северо-восточных нарушений. Во всех случаях относительно более приоткрытыми являлись тектонические плоскости восточного — северо-восточного простирания, к которым приурочена основная масса скарнов и руд. В этих условиях по дизъюнктивным нарушениям северного — северо-западного простирания могли проходить лишь незначительные сдвиго-взбросовые перемещения, приводившие к приоткрыванию относительно более пологопадающие и одновременно меридиональные интервалы этих нарушений.

Окурдаван. Месторождение залегает в светлых известняках, прорванных штоком роговообманковых сиенитов, внедрившихся вдоль висячего бока Окурдаванского разлома. Оруденение развивается в скарнах, приуроченных к сколовому нарушению восточного — северо-восточного простирания, оперяющему Окурдаванский разлом, и к участку сочленения этого нарушения с основным разломом. Максимально оруденение развито в широтных и относительно более круtyх интервалах минерализованного скола. Обогащенные рудные участки локализуются также в серии оперяющих трещин ответвления от крутопадающей части основного разрыва. Благоприятными для образования рудных тел вдоль самого Окурдаванского разлома являются его интервалы, где обычное близширотное простижение изменяется на северо-западное с одновременным выкручиванием плоскости сбрасывателя.

Северный Кантау. Рудные тела залегают в белых сахаровидных и темно-серых доломитах. На западе рудоносного участка развиты линзы свинцово-цинковых руд, приуроченные к относительно более широтным и пологопадающим интервалам дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания. В центральной части месторождения находятся жилообразные главные рудные тела. Дизъюнктивное нарушение, вдоль которого размещаются эти рудные тела, прослеживается вдоль дайки гранодиорит-порфиров. Относительно большой мощностью обладают рудные тела на тех участках рудовмещающего нарушения, которые имеют широтное простижение и крутое падение. Вблизи современной поверхности, а также на средних горизонтах в связи с выполнаживанием рудоносного нарушения главные рудные тела выклиниваются. Несколько рудных тел выявлено южнее главных рудных тел, где они локализуются в местах пересечения разрывных нарушений широтного и западного — северо-западного простираций. На востоке участка выявлены рудные тела, приуроченные к трещинам оперения дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания.

В развитии структуры месторождения Северный Кантау намечается следующая последовательность: 1) образование крутопадающих дизъюнктивных нарушений северо-восточного, северо-западного и субширотного простираций; 2) раскрытие широтных, возникновение меридиональных разрывов, внедрение даек гранодиорит-порфиров и диоритовых порfirитов; 3) проявление всех ранее

заложенных разрывных нарушений с движением примыкающих к ним блоков пород (правые взбросо- и сбросо-сдвиги) и накопление свинцово-цинкового оруденения в приоткрытых интервалах рудоносных тектонических швов и в местах сочленения минерализованных разрывов (Титов и Бабенко, 1961).

Королево. Рудные тела месторождения залегают в блоке окварцованных доломитов, ограниченном с севера и юга крупными сложными дизъюнктивными нарушениями субширотного простирания, падающими к югу. В центральной части рудного участка прослеживается основная рудоносная зона разрывов западного — северо-западного простирания, падающая в среднем к югу и сопровождающаяся системой многочисленных трещин скола и разрыва.

Среди свинцово-цинковых рудных тел выделяются линзы массивных руд и зоны, сложенные прожилково-вкрапленными рудами. Первые из них локализуются вдоль выявленного здесь главного нарушения и приурочены к тем интервалам этого нарушения, которые круто падают на север.

Зоны прожилковых руд имеют в общем широтное простижение и крутое падение к северу и локализуются в участках интенсивного развития сближенных дизъюнктивных нарушений с многочисленными оперяющими трещинами скола и отрыва. В этих рудных зонах основные дизъюнктивные нарушения оказались ориентированными параллельно главному рудоносному нарушению, либо оперяющим его сколовым трещинам. Нередко наиболее развиты подобные прожилковые (штокверковые) рудные зоны в доломитах. На месторождении известны также рудные тела, расположенные на сочленении дизъюнктивных нарушений западного — северо-западного и близмеридионального простираций, а также рудные тела, ограниченные по восстанию пологопадающими тектоническими плоскостями, служившими экранами для рудоносных растворов. Разрывы субмеридионального простирания часто ограничивают распространение рудоносных штокверков.

Условия локализации оруденения и образования рудных столбов

Рудоносные разрывы на Кансайском рудном поле унаследуют ранее заложенные дизъюнктивные нарушения и простираются в восточном — северо-восточном или одновременно как в восточном — северо-восточном, так и в северном — северо-восточном направлениях. Рудные столбы и обогащенные участки сформировались в основном метасоматическим путем, что подтверждается частым нахождением реликтов незамещенных скарнов и известняков в скарново-рудной массе. Форма, размеры и условия образования рудных столбов зависят от тектонических факторов и физико-механических свойств вмещающих пород. Детальное изучение рудных столбов и обогащенных участков позволяет выявить некоторые общие особенности их размещения. Условия локализации оруденения определяются строением рудораспределяющих крутых

разрывов и сочетанием их с пологопадающими тектоническими плоскостями, экранировавшими рудоносные растворы, и с другими тектоническими элементами. Рудные столбы и обогащенные участки локализуются: 1) в светлых перекристаллизованных известняках — в участках дробления вмещающих пород на изогнутых интервалах крупных разломов (Центральный Кансай), в брекчированных участках на тектонических контактах интрузивных штоков, имеющих сложную морфологию, с известняками (Центральный Кансай), в местах развития полосчатых известняков, осложненных дополнительными продольными сколовыми нарушениями, сходящимися под острым углом (Шевчуковское), в участках пересечения и сочленения дизъюнктивных нарушений двух направлений (Центральный Кансай, Шевчуковское, Новый Кансай), на контактах карбонатных и силикатных пород, осложненных разрывами (Шевчуковское, Акташ, Новый Камарсай), в зонах параллельно ориентированных разрывов (Новый Камарсай); 2) в перекристаллизованных светлых известняках и белых доломитах — в участках, тяготеющих к искривленным интервалам сколовых нарушений, приоткрывшихся в результате перемещения примыкающих к ним блоков пород (Центральный Кансай, Новый Камарсай, Окурдаван, Северный Кантау), в участках ответвления от основных разрывов оперяющих трещин (Центральный Кансай, Окурдаван, Северный Кантау), в интервалах рудоносных разрывов, ограниченных слабопроницаемыми для рудоносных растворов экранами; 3) в окварцованных белых доломитах — в участках хрупких пород, пересеченных рудоносными разрывами (Королево).

Физико-механические свойства горных пород и их роль в локализации оруденения

Пористость пород Кансайского рудного поля колеблется от долей процента до 10% и более. Концентрация свинцово-цинкового оруденения наблюдается в измененных породах, характеризующихся повышенной пористостью (от 3,5 до 10%). Оптимальные же значения пористости пород, благоприятной для рудоотложения, в пределах хр. Окуртау составляют 4—8%.

Известковые скарны характеризуются более высокой пористостью (эффективная пористость 3,7%) по сравнению с пористостью пород, за счет которых они образовались. При хлоритизации и серпентинизации пород также заметно увеличивается их пористость (эффект. пористость 2—4%). Магнезиальные флогопитовые скарны отличаются резко пониженнной пористостью (эффект. пористость 0,88%).

Общеизвестно, что скарны, особенно пироксеновые, представляют собой породы, благоприятные для локализации свинцово-цинкового оруденения. Общая пористость пироксеновых и гранатовых скарнов примерно одинаковая. Однако они отличаются друг от друга значениями эффективной пористости. Степень насыщения

водой при свободном водонасыщении пироксеновых скарнов близка к 100%, а у гранатовых скарнов она обычно всего лишь до 70%, т. е. гранатовые скарны менее насыщаются водными растворами по сравнению с пироксеновыми, что, очевидно, наравне с другими причинами определяет относительно менее интенсивное развитие в них сульфидного оруденения.

В случае наложения на измененные породы сульфидной минерализации эффективная пористость этих пород уменьшается на 20—40% вследствие частичного закупоривания открытых пор.

Темные известняки и доломиты (эффект. пористость 0,9%, общая 2%) являются первичноосадочными и характеризуются степенью свободного водонасыщения, равной приблизительно 60—80%. Светлые карбонатные породы (эффект. пористость 1,2%, общая 3%) образовались путем перекристаллизации темных разностей. Не исключена возможность, что часть светлых доломитов, имеющих в плане линзовидные очертания, образовалась еще в стадию диагенеза темных карбонатных осадков. Степень насыщения водой у светлых известняков и доломитов, как правило, приближается к 90—100%. Белые сахаровидные доломиты имеют гидротермальное происхождение. Они залегают в виде секущих жил или зон, приуроченных к дизьюнктивным нарушениям, и характеризуются чистотой состава (уд. вес их близок к 2,85). Эффективная пористость подобных доломитов очень мала — 0,3—0,65%, степень заполнения пор при свободном водонасыщении равна всего 12—40%. Эффективная пористость интенсивно окварцованных белых сахаровидных доломитов составляет 0,18%. Резкое снижение значений эффективной пористости и степени водонасыщения у гидротермальных доломитов, по-видимому, объясняется закупориванием открытых пор в породе кристаллами новообразованного доломита и кварца.

Проведенные эксперименты по деформируемости в условиях всестороннего сжатия 21 000 кг/см² при температуре до 100°C и результаты изучения механических свойств горных пород, распространенных в пределах рудного поля, показали:

1) в порядке возрастания механической прочности горные породы можно расположить в следующий ряд: магнезиальные флогопитовые скарны (650 кг/см²), сильно измененные (скарнированные) светлые перекристаллизованные известняки (800 кг/см²), темные известняки и доломиты осадочного происхождения (900 кг/см²), слабо измененные (скарнированные) светлые перекристаллизованные известняки (1000 кг/см²), светлые перекристаллизованные известняки и доломиты (1100 кг/см²), белые сахаровидные доломиты гидротермального происхождения (1150 кг/см²) и окварцованные белые сахаровидные доломиты гидротермального происхождения (1700 кг/см²);

2) известняки сравнительно легко деформируются без нарушения сплошности. Начало деформации светлых измененных извест-

няков при всестороннем сжатии $2100 \text{ кг}/\text{см}^2$ и осевых нагрузках $4000 \text{ кг}/\text{см}^2$, светлых неизмененных известняков $4700 \text{ кг}/\text{см}^2$, темных известняков примерно $5200 \text{ кг}/\text{см}^2$. Известковые скарны обладают прочностью 2200 — $2600 \text{ кг}/\text{см}^2$; хрупкая деформация их наступает при осевых нагрузках $6100 \text{ кг}/\text{см}^2$; пластические деформации в белых доломитах проявляются при нагрузках $5300 \text{ кг}/\text{см}^2$, хрупкая деформация при $7600 \text{ кг}/\text{см}^2$; белые окварцованные доломиты начинают пластически деформироваться при нагрузках $5800 \text{ кг}/\text{см}^2$, а хрупкую деформацию испытывают при нагрузках выше $7000 \text{ кг}/\text{см}^2$.

Физико-механические свойства горных пород оказывают большое влияние на размещение различных типов свинцово-цинковых рудных тел в Кансайском рудном поле. В пределах Акташского, Шевчуковского, Камарсайского, Кансайского и Окурдаванского месторождений, залегающих в светлых известняках, распространены метасоматические скарновые рудные тела, имеющие трубообразную и реже другую форму. Высокотемпературное сульфидное оруденение в скарнах концентрируется только в пределах распространения светлых известняков. Последние обладают наибольшей пористостью по сравнению с другими типами карбонатных пород, а также сравнительно легко деформируются без нарушения сплошности. Таким образом, можно предположить, что светлые перекристаллизованные карбонатные породы на ранних этапах минерализации являлись наиболее благоприятной средой для локализации скарнов. Отложение свинцово-цинковых руд преимущественно происходило в известковых скарнах, которые при своем благоприятном для рудоотложения химическом составе обладают к тому же резко повышенной пористостью и способностью к хрупкой деформации в условиях всестороннего сжатия при сравнительно небольших тектонических нагрузках.

Месторождение Северный Кантау сложено гидротермальными белыми сахаровидными доломитами. Они являются неблагоприятными для процессов замещения, так как их эффективная пористость достигает только $0,65\%$. Эти породы деформируются труднее, чем светлые перекристаллизованные известняки и доломиты, и при нагрузках выше $7600 \text{ кг}/\text{см}^2$ испытывают хрупкую деформацию. Поэтому, очевидно, в пределах Кантауского тектонического блока известковые скарны не получили сколько-нибудь заметного распространения, а свинцово-цинковые рудные тела локализуются обычно в форме сильно уплощенных труб и линз. В интенсивно окварцовых гидротермальных белых сахаровидных доломитах (Королево) эффективная пористость понижается до $0,18\%$ и они приобретают способность к хрупкой деформации при еще меньших нагрузках. Рудные тела здесь представлены участками и зонами свинцово-цинковых прожилков и приближаются по морфологии и внутреннему строению к типичным штокверковым зонам. В заключение отметим, что в результате изучения физико-механических свойств горных пород рудного поля становится понятным отсут-

ствие оруденения во флогопитовых скарнах, так как их пористость весьма мала; помимо этого, очевидно, в этих породах при всестороннем сжатии практически не проявляется хрупкая деформация.

Гипогенная минерализация свинцово-цинковых месторождений

Гипогенное минералообразование на рудном поле началось с образования магнезиальных скарнов магматической стадии (Жариков, 1959). Затем под влиянием восходящих постмагматических растворов в пределах хр. Окуртау получили распространение различные метасоматические и метаморфические образования, характеризующиеся доломитизацией, силицификацией, серпентинизацией, пиритизацией, перекристаллизацией и осветлением карбонатных пород. Важное место в процессах минерализации занимают известковые, скарны и тесно связанные с ними сульфидные руды. К поздним минеральным ассоциациям относятся кварц-баритовые жилы, несущие вкрапленное сульфидное оруденение, и некоторые другие низкотемпературные минеральные образования (ксонотлит и др.).

Начиная с развития известковых скарнов процесс минералообразования на Кансайской группе месторождений может быть подразделен на четыре стадии. Каждая из этих стадий четко различается изменением физико-химических условий минералообразования, метасоматическим замещением одних минеральных ассоциаций другими и пересечением прожилками ранних минеральных образований более поздними. В порядке последовательности образования отмеченные стадии минерализации следующие: I — скарново-силикатная с магнетитом и сульфидами, II — скарново-водносиликатно-сульфидная, III — кварц-карбонатно-сульфидная и IV — кварц-флюорит-барит-кальцитовая (табл. 7).

В скарново-силикатную стадию с магнетитом и сульфидами выделилось 22 гипогенных минерала, из которых главное значение имеют пиroxены (геденбергит-диопсид), гроссуляр, волластонит, эпидот, пирит, пирротин, магнетит, сфалерит, халькопирит и др. В процессе формирования минеральных ассоциаций I стадии отчетливо проявились возрастная последовательность кристаллизации минералов с двумя небольшими тектоническими перерывами, сопровождавшимися незначительным дроблением пород и ранее отложившихся минералов. Первый из них наблюдается перед отложением эпидота и некоторых связанных с ним минералов. Второй тектонический перерыв произошел перед отложением основных рудных минералов — магнетита и сульфидов. На месторождении Акташ, кроме того, наблюдается дробление магнетита перед отложением сульфидов. Характерно, что в скарново-силикатную стадию с магнетитом и сульфидами выделялось небольшое количество самородного висмута и самородного серебра, ассоциирующих с галенитом и другими сульфидами I стадии.

В скарново-водносиликатно-сульфидную стадию минерализации выделилось 26 гипогенных минералов. Минералообразование в эту стадию началось с отложения незначительных количеств мanganогеденбергита и манганосалита и основной массы гроссуляр-андрадита. Широкое развитие получило образование амфиболов и tremолита с интенсивной актинолитизацией и tremолитизацией ранее образованных пироксенов и пересечения ранних сульфидов прожилками более поздних минеральных образований. В эту стадию также проявилось два момента дробления: один перед отложением эпидота и кварца, а второй перед отложением сульфидов и хлорита. Процесс минерализации в характеризуемую стадию закончился выделением небольших количеств сульфосолей висмута и свинца.

В третью, кварц-карбонатно-сульфидную стадию выделилось 14 минералов. Характерно, что минералообразование и в эту стадию началось с отложения андрадита, ассоциирующего с кварцем. После этого проявился небольшой тектонический перерыв и выделились сульфиды (пирит, арсенопирит, сфалерит, основная масса галенита) и ассоциирующие с ними блеклые руды, сульфосоли висмута и сульфосоли серебра.

В четвертую стадию сформировались жилы, обычно пространственно оторванные от ранее рассмотренных минеральных ассоциаций. Всего в эту стадию выделилось около 10 гипогенных минералов, из которых главное значение имеют кварц, кальцит, барит и флюорит. Из сульфидов выделялись в небольшом количестве галенит, клейофан, блеклая руда и ассоциирующие с ними сульфосоли серебра и частью висмута.

Произведенное авторами изучение геохимических особенностей минеральных ассоциаций, развитых на Кансайском месторождении, показывает, что по содержанию редких и рассеянных элементов месторождения Кансайского рудного поля сходны с месторождениями скарновой формации, развитыми в пределах других рудных полей Карамазара. Одноименные минералы, отложившиеся в различные стадии минералообразования, отличаются друг от друга содержанием рассеянных элементов. Так, галенит, образовавшийся в скарново-силикатную (I) стадию, отличается от галенита II и III стадий повышенным содержанием висмута и серебра. Галениты III и IV стадий содержат в своем составе больше сурьмы по сравнению с галенитами ранних стадий минерализации.

Сфалериты I и II стадий более богаты железом и содержат примесь индия, который наиболее широко развит в сфалеритах I стадии. В светлых сфалеритах III и IV стадий отмечаются повышенные содержания (до 1,5%) кадмия, тогда как в сфалеритах ранних I и II стадий содержания кадмия значительно меньше и колеблются от 0,48 до 0,9%.

Пириты скарново-силикатной стадии отличаются от пиритов более поздних стадий минерализации несколько повышенным содержанием кобальта и никеля. Диопсид-геденбергит, образовавшийся

Таблица 7

Парагенетическая схема гипогенного минералообразования на свинцово-цинковых месторождениях Кансайской группы

Название минерала	Стадия минерализации			
	I. Скарново-силикатная с магнетитом и сульфидами	II. Скарново-водносиликатно-сульфидная	III. Кварц-карбонатно-сульфидная	IV. Кварц-флюорит-барит-кальцитовая
Пироксены	—	—	—	—
Гранаты	—	—	—	—
Флогопит	—	—	—	—
Волластонит	—	—	—	—
Везувиан	—	—	—	—
Эпидот	—	—	—	—
Кварц	—	—	—	—
Пирит	—	—	—	—
Гематит	—	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—
Пирротин	—	—	—	—
Сфалерит	—	—	—	—
Галенит	—	—	—	—
Халькопирит	—	—	—	—
Актиолит	—	—	—	—
Тремолит	—	—	—	—
Хлориты	—	—	—	—
Серпентин	—	—	—	—
Скалолит	—	—	—	—
Мусковит	—	—	—	—
Арсенопирит	—	—	—	—
Кальцит	—	—	—	—
Барит	—	—	—	—
Флюорит	—	—	—	—
Блеклая руда	—	—	—	—
Висмутин	—	—	—	—
Сульфосоли	—	—	—	—
Сульфоантимониты свинца	—	—	—	—
Аргентит	—	—	—	—
Висмут самородный	—	—	—	—
Серебро самородное	—	—	—	—
Прустит-пирагрипт	—	—	—	—
Кассiterит	—	—	—	—
Шеелит	—	—	—	—
Молибденит	—	—	—	—

~~~~~ незначительное дробление.

..... отчетливые тектонические перерывы с резкой сменой физико-химических условий.

{————} относительная степень распространности,

в скарново-сульфидно-силикатную стадию, содержит только титан и медь, а мангансалит (скарново-водносиликатно-сульфидная стадия) — медь, цинк, серебро, кадмий, свинец, висмут, кобальт, никель, молибден, титан и барий. В гроссуляре (скарново-силикатная стадия) отмечены медь, олово, свинец, титан, а в гроссуляре-андрадите (скарново-водносиликатно-сульфидная стадия) — медь, цинк, галлий, свинец и др. В андрадите кварц-карбонатно-сульфидной стадии в ассоциации с хлоритом обнаружены мышьяк, свинец и барий.

В размещении минеральных ассоциаций различных стадий наблюдается горизонтальная зональность. Более низкотемпературные минеральные ассоциации в пределах рудного поля, отлагавшиеся как в процессе гипогенного минералообразования в целом, так и во время проявления отдельных стадий, по мере продвижения с востока на запад приобретают относительно большее значение. Объяснение этому может быть отчасти найдено в последовательном раскрытии трещин в том же направлении. Вертикальная зональность выражается в приуроченности сульфидных руд, обогащенных сульфосолями, к верхним частям рудных тел. Для более глубоких горизонтов сульфосоли не характерны.

### Структурные и минералогические особенности тектонических блоков

В. Н. Петров и В. Э. Добрый делят Кансайскую гряду известняков на два структурных блока. Эти блоки пород вследствие развития многочисленных дизъюнктивных нарушений имеют «сложный ступенчатый характер». Тектонической границей между этими блоками служит «зона Несогласия», простирающаяся в широтном направлении. Подобное блоковое разделение известняковой гряды Окуртау является несколько искусственным, так как «зоны Несогласия» в центральных частях рудного поля в действительности не существует.

По предположению П. А. Шехтмана, окуртауские известняки неоднородны по тектоническому строению и могут быть разделены на несколько структурных блоков, которые ограничены крупными дизъюнктивными нарушениями и отличаются друг от друга различными свойствами слагающих их горных пород.

Исследования подтверждают возможность выделения в хр. Окуртау тектонических блоков, ограниченных друг от друга разрывными нарушениями. В общем Кансайское рудное поле можно разделить на семь тектонических блоков — Акташский, Шевчуковский, Камарсайский, Кансайский, Окурдаванский, Кантауский и Королевский. Отдельные тектонические блоки характеризуются присущим только им тектоническим строением. В их пределах распространены определенные типы рудных тел, описанные выше. Кратко рассмотрим историю развития и структурные особенности некоторых блоков.

В пределах Кансайского рудного поля тектонические блоки возникли еще в додайковое время. В этот период в связи с выкальванием по направлению вверх гряды карбонатных пород Окуртау образовался горст, ограниченный крупными широтными разрывами — Окурдаванским и Южно-Дарбазинским. Одновременно возникли сколовые дизьюнктивные нарушения субширотного простирания и меридиональные трещины отрыва (Вольфсон, 1951). Рудное поле было разделено на несколько обособленных участков, утерявших непосредственную связь друг с другом, а поэтому обособленно реагирующих на последующие тектонические деформации.

Тектонические швы субширотного простирания послужили путями для внедрения штоков верхнепалеозойских малых интрузий и для циркуляции рудоносных растворов.

В период внедрения малых интрузий и формирования магнезиальных скарнов карбонатные породы рудного поля подверглись интенсивному метаморфизму, в результате чего произошли их осветление и перекристаллизация (Вольфсон, 1951). После внедрения самых молодых даек диоритовых порfirитов интенсивно проявились процессы окварцевания и гидротермальной доломитизации, но в пределах отдельных тектонических блоков эти процессы оказались проявленными с разной интенсивностью.

Большое влияние на условия локализации, форму и размеры рудных тел оказывают физико-механические свойства карбонатных пород, вмещающих оруденение. В гидротермальных доломитах, неблагоприятных для процессов замещения, известковые скарны не получили сколько-нибудь заметного развития; здесь рудные тела, сложенные обычно карбонатно-сульфидными минеральными ассоциациями, как правило, образуются путем выполнения и образуют жилы (Кантауский тектонический блок) или зоны (штокверки) прожилковых руд (Королевский тектонический блок). Полосчатые известняки (Шевчуковский тектонический блок) являются благоприятной средой для метасоматических процессов и сравнительно легко доступны для растворов, поэтому широко распространена сульфидно-скарновая минерализация.

Светлые перекристаллизованные карбонатные породы слагают несколько тектонических блоков хр. Окуртау. В этих породах также получили распространение многочисленные метасоматические рудные тела, сложенные сульфидно-скарновыми и скарново-сульфидными минеральными ассоциациями. Однако в Кансайском тектоническом блоке сконцентрирована значительная часть свинцово-цинковых руд всего рудного поля, в то время как, например, в Окурдаванском и Камарсайском тектонических блоках проявлены только отдельные рудные тела. Выявленная закономерность объясняется, вероятно, тем, что в пределах Кансайского блока рудные трубы приурочиваются к четко проявленным сколовым нарушениям, сопровождающимся тектонической глинкой. В пределах Окурдаванского и Камарсайского тектонических блоков такие

брекчированные зоны отсутствуют; здесь инфильтрационные скарны и оруденение локализуются обычно в местах раскрытия трещин и их сопряжений или пересечений, а также развиваются под тектоническими экранами. Помимо этого, Окурдаванский тектонический блок, как и многие другие участки, непосредственно примыкающие с юга к Окурдаванскому разлому, в основном сложены темными карбонатными породами, менее благоприятными для проявления метасоматических процессов по сравнению с их перекристаллизованными светлыми разностями.

### Первичные ореолы рассеяния как критерий поисков скрытого оруденения

Первичные ореолы рассеяния многих элементов (свинец, цинк, медь, серебро, барий, мышьяк, кобальт, никель, хром, теллур, ванадий и галлий) отчетливо распространены во вмещающих карбонатных породах вокруг рудных тел. При этом внешний контур ореолов рассеяния характеризуется сложной извилистой конфигурацией при четком понижении концентрации элементов по мере удаления от минерализованных дизъюнктивных нарушений и рудных тел. На месторождениях, залегающих в белых гидротермальных доломитах или в их окварцованных разностях, а также в полосчатых известняках, первичные ореолы рассеяния имеют большое протяжение и ширина их соответствует мощности полос этих пород.

Во внешней части первичных ореолов рассеяния, как правило, преобладают элементы, имеющие большую концентрацию в рудных телах (свинец, цинк, медь и др.), в то время как элементы, имеющие незначительные концентрации в рудных телах, развиты во внутренних частях ореола (серебро, барий и др.). Интенсивность проявления первичных ореолов рассеяния находится в прямой зависимости от величины эффективной пористости вмещающих пород. Чем больше открытая пористость этих пород, тем больше при других равных условиях ширина распространения ореолов вокруг рудных тел.

Первичные ореолы рассеяния проявлены не только вокруг рудных тел, но и вдоль дорудных дизъюнктивных нарушений, вмещающих последние. По мере удаления от рудных тел вдоль этих нарушений ширина полос первичных ореолов рассеяния постепенно уменьшается и совершенно полосы выклиниваются на расстоянии, в 2—4 раза превышающем ширину полос ореолов, выявленных вокруг рудных тел. Вдоль главных рудоподводящих разломов Кансайского рудного поля (Окурдаванского и Южно-Дарбазинского) первичные ореолы рассеяния, видимо, прослеживаются непрерывной полосой. При увеличении мощности рудных тел увеличивается ширина развитых вокруг них ореолов рассеяния.

В горизонтальном разрезе ширина ореолов рассеяния на средних горизонтах основных рудных тел, развитых в известняках, со-

ставляет обычно несколько десятков метров. На флангах первичных ореолов преобладают свинец, медь, цинк, никель, хром, теллур, а в непосредственной близости (первые метры) от рудных тел распространяются, кроме того, серебро, барий, ванадий и галлий.

Над подобными рудными телами первичные ореолы рассеяния образуют свинец, барий, мышьяк, серебро, которые прослеживаются вверх по восстанию на многие десятки метров. В вертикальном разрезе наблюдается зональное распределение первичных ореолов рассеяния над рудными телами. Ореолы рассеяния образуют также мышьяк на верхних, серебро и барий на средних и кобальт на глубоких горизонтах. Ширина ореолов рассеяния цинка, меди, ванадия и никеля заметно с глубиной увеличивается, а у таких элементов, как свинец, барий, серебро и других,— уменьшается (рис. 35). Подобная вертикальная зональность первичных ореолов рассеяния находится в тесной связи с вертикальной зональностью в размещении минеральных ассоциаций на кансайских месторождениях. Так, например, содержание сфалерита, халькопирита, кобальтсодержащего пирита с глубиной в рудных телах возрастает, а галенита, наоборот, уменьшается; апикальные части рудных тел обогащены, в частности, сульфосолями свинца, арсенопиритом и др.

На Кансайском рудном поле первичные ореолы рассеяния, проявленные на дневной поверхности, не подвергались воздействию гипергенных процессов лишь в том случае, когда выходы рудных тел располагались на наиболее высоких участках хр. Окуртая: процессы денудации опережали наложение на первичные ореолы рассеяния вторичных ореолов.

## Некоторые практические выводы

Выявленные закономерности позволяют сделать некоторые практические предложения и высказать рекомендации.

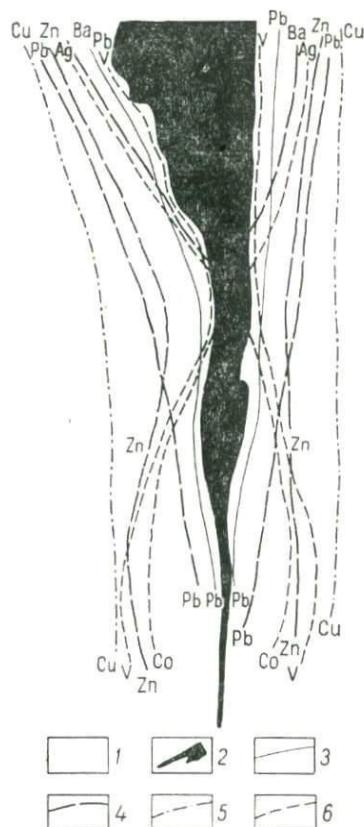


Рис. 35. Ореолы рассеяния вокруг рудного тела 04—2 месторождения Центральный Кансай (вертикальный разрез нижних горизонтов)

1 — известняки; 2 — сульфидные руды. Границы распространения элементов с содержаниями: 3 — десятые доли процента; 4 — сотые; 5 — тысячные; 6 — десятитысячные доли процента

1. При поисках скрытых рудных тел в известняках необходимо изучать первичные ореолы рассеяния. Для выявления ореолов целесообразно проводить опробование горных выработок и скважин, пройденных вкrest простирации рудоносных зон, отбирая образцы через каждые 2 м. Расстояния между подобными профилями не должны превышать по горизонтали 25 м, а по вертикали 34—45 м, что позволит обнаружить первичные ореолы рассеяния даже небольших, но промышленно ценных рудных тел. В участках развития вдоль дорудных нарушений первичных ореолов рассеяния бария и мышьяка следует во всех случаях ставить глубинные поиски бурением. Неперспективными на скрытые рудные тела должны считаться ореолы рассеяния цинка, меди, никеля и кобальта, развитые вдоль дизъюнктивных нарушений и не сопровождаемые ореолами бария и мышьяка. Эти ореолы отвечают корневым частям рудных тел.

2. Наиболее благоприятными для нахождения скрытых рудных тел являются площади, вытянутые вдоль Окурдаванского разлома и Южно-Дарбазинского взброса. Как показывает многолетний опыт геологоразведочных работ вдоль упомянутых разрывов, каждая вторая разведочная скважина или горная выработка, пройденная под них, пересекла сульфидное оруденение в тех участках, которые благоприятны для оруденения в структурном отношении. Для выявления наиболее благоприятных участков в первую очередь необходимо составить новые детальные геологические планы этих разломов, сопровождая картирование тщательной документацией дизъюнктивных нарушений и геохимическим опробованием с целью выявления первичных ореолов.

Можно считать, что только верхние и средние горизонты Южно-Дарбазинского взброса, примыкающие к месторождению Центральный Кансай, достаточно разведаны. Поэтому необходимо форсировать проведение разведочных работ на нижних горизонтах, а также в краевых частях этого надвига в пределах Кансайского тектонического блока. Для этих целей целесообразно на месторождении Центральный Кансай на глубоких горизонтах предусмотреть проходку полевого штрека вдоль надвига, который затем вскрыть системой горных выработок и скважин, а на глубине средних горизонтов также наметить проходку штреков как к западу, так и к востоку для проведения геологоразведочных работ на флангах нижних и средних горизонтов основного надвига.

Окурдаванский разлом относится к недостаточно разведенным, но весьма перспективным зонам Кансайского рудного поля. В сущности он вскрыт только в районе Окурдаванского месторождения. Необходимо отметить, что заданные под Окурдаванский разлом две глубокие структурные скважины вскрыли вдоль его тектонической плоскости сульфидное оруденение. Поиски скрытых рудных тел вдоль этого разлома следует проводить на интервале от Бирюзового разлома на западе до Кантауского на востоке (в пределах Окурдаванского тектонического блока), т. е. на тех участках, где

этот разрыв имеет крутное южное падение. Для этого из горных выработок глубоких горизонтов месторождений Северный Кантау и Окурдаван целесообразно пройти полевые штреки вдоль разлома, из которых с помощью скважин произвести поиски скрытых рудных тел, приуроченных к основному разлому.

3. При проведении поисково-разведочных работ в пределах отдельных тектонических блоков Кансайского рудного поля необходимо учитывать следующие установленные закономерности:

а) в пределах отдельных тектонических блоков могут быть обнаружены только определенные типы рудных тел;

б) в Кансайском тектоническом блоке рудные тела, помимо рудных столбов, приуроченных к Южно-Дарбазинскому взбросу, локализуются вдоль дизъюнктивных нарушений северо-восточного простираия. Эти рудные тела на глубине примыкают к штокам интрузивных пород с востока. К дневной поверхности они приобретают уплощенную форму и располагаются в местах сочленения тектонических трещин. Помимо этого, рудные линзы размещаются вдоль дизъюнктивных нарушений близширотного простираия, параллельных Южно-Дарбазинскому взбросу, и локализуются в интервалах, имеющих северо-восточное простираие;

в) в Шевчуковском тектоническом блоке трубообразные и линзообразные рудные тела располагаются вдоль Главного разлома. Вдоль плоскости скальвания Полого разлома возможно нахождение рудных тел, а на нижних горизонтах Шевчуковского месторождения распространены жилообразные рудные тела. Рудные тела приурочиваются к гранат-пироксеновым скарнам, развитым в полосчатых известняках. Перспективными участками для поисков оруденения вдоль дизъюнктивных нарушений являются те их интервалы, в пределах которых имеет место отщепление оперяющих трещин, а также интервалы, на которых выявлены экранирующие крутопадающие разрывы или интрузивные дайки близмеридионального простираия;

г) в пределах Камарсайского тектонического блока рудные тела локализуются вдоль дизъюнктивных нарушений близширотного простираия вдоль их пологих интервалов, а также в участках пересечения с разрывами близмеридионального простираия. Свинцово-цинковое оруденение развивается в известковых скарнах или в скарированных известняках. На морфологию рудных тел большое влияние оказывают вертикальные и горизонтальные экранирующие разрывы, обусловливая сложную уступообразную форму последних;

д) в Кантауском тектоническом блоке трубообразные и линзообразные рудные тела приурочены к близширотным и одновременно относительно более крупным интервалам дизъюнктивных нарушений северо-восточного простираия и к участкам трещин, оперяющих разрывы северо-западного простираия;

е) в Королевском тектоническом блоке рудные тела представлены участками прожилково-вкрашенных руд, развитых в белых

сахаровидных окварцовых доломитах. Эти руды располагаются в тесной пространственной связи с близширотными дизъюнктивными нарушениями с маломощными рудными линзами или дайками интрузивных пород;

ж) скрытые рудные тела в пределах рудного поля не достигают дневной поверхности в связи с выклиниванием или резким изменением элементов залегания контролирующих их разрывов, либо в связи с разветвлением их на ряд боковых ветвей. Многие из скрытых рудных тел локализуются под флогопитовыми скарнами, дайками интрузивных пород или пологопадающими дизъюнктивными нарушениями.

## ЧОКАДАМБУЛАКСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

### *Геология и рудоносность рудного поля*

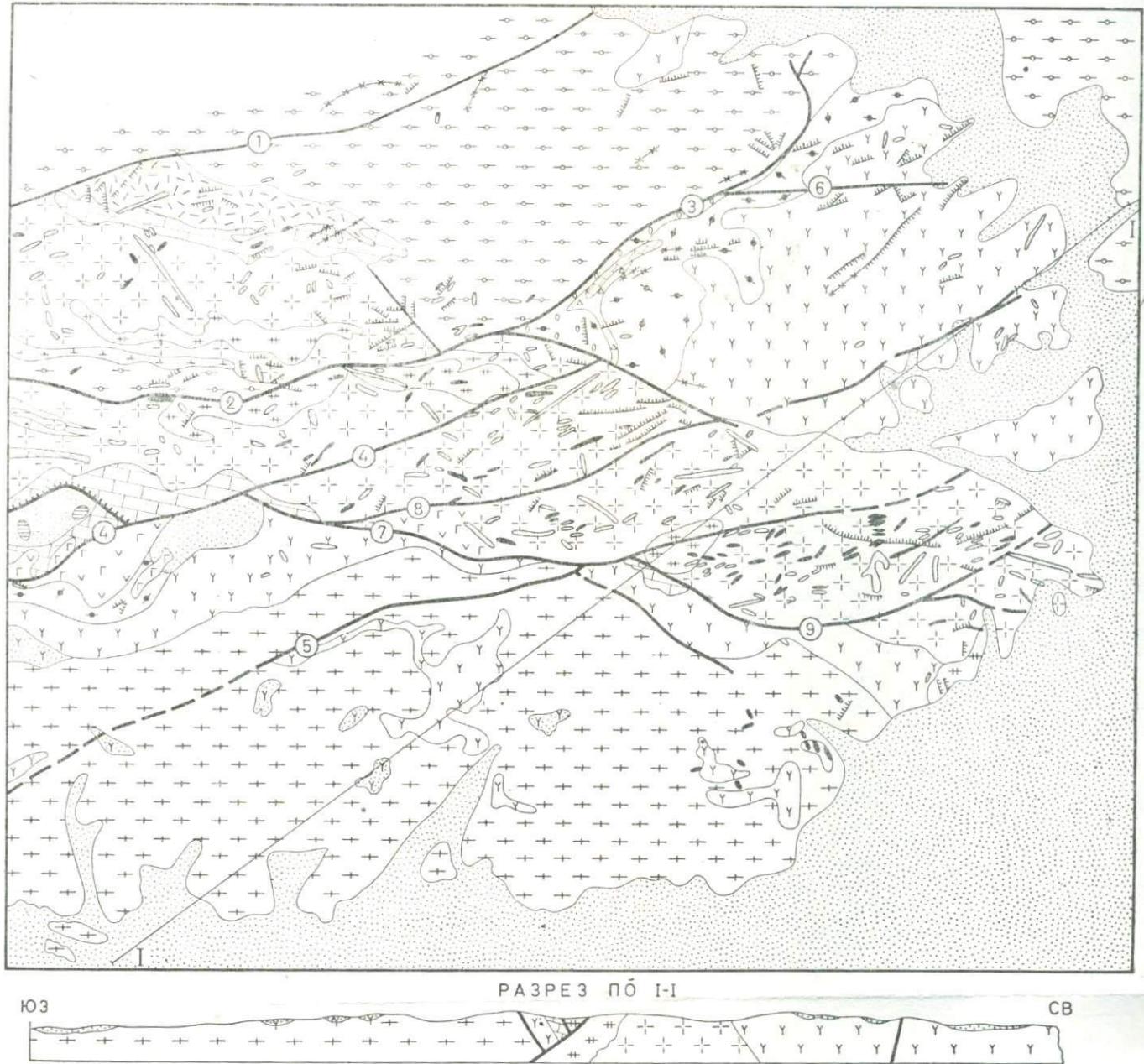
Чокадамбулакское рудное поле является восточным продолжением Кансайского.

Первым исследователем, посетившим в 1910 г. группу Чокадамбулакских железорудных месторождений, был В. Н. Томилин. Затем они были описаны С. Ф. Машковцевым (1935<sub>2</sub>), Б. К. Брешенковым (1935), Б. Н. Наследовым (1935<sub>3</sub>). Геологосъемочными работами, проводимыми в Карамазаре в 1940 г. М. М. Юдичевым и в 1943—1945 гг. А. П. Недзвецким, был захвачен также и район Чокадамбулакского рудного поля. Однако долгое время он оставался мало изученным. Лишь с 1951 г. в Чокадамбулакском районе начались систематические геологические исследования. Ценные сведения о его геологии и металлоносности были получены Н. И. Власовым, М. И. Власовой, Б. О. Андерсоном, М. К. Куликовым, проводившими здесь детальные поисково-съемочные и разведочные работы. В последующие годы большой вклад в изучение Чокадамбулакского рудного поля внесли геологи В. Ф. Базиль, Г. А. Филев, В. В. Мамонтов, М. Д. Котенев и др. В немногих опубликованных работах по Чокадамбулакскому району освещено в основном его геологическое строение (Власова, 1958, 1959; Елисеева, 1958), и лишь единичные статьи затрагивают вопросы локализации оруденения (Власова и Николаев, 1959).

### **Геологическое строение**

В Чокадамбулакском районе широко распространены верхнепалеозойские вулканогенные отложения. В соответствии со стратиграфической схемой Н. П. Васильковского (1952) в них выделяются шесть осадочно-эфузивных свит: минбулакская, акчинская, надакская, ояйская, шурабсайская, равашская (рис. 36).

Минбулакская свита представлена темно-серыми и зеленовато-серыми липаритовыми и дацитовыми порфирами и их туфами и лавовыми брекчиями дацитовых порфиров. Мощность свиты в пределах района 300 м.



Акчинская свита сложена светло-серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми и лиловыми, местами сферолитовыми липаритовыми и липарит-дацитовыми и дацитовыми порфирами и их туфами, лиловыми андезит-дацитовыми порфирами и вулканическими брекчиями с обломками гранитоидных пород и известняков. Мощность свиты в районе колеблется от 400 до 600 м.

Надакская свита представлена темно-серыми и зеленовато-серыми туфопесчаниками, переслаивающимися с тонкослоистыми алевролитами и сланцами. Мощность 75 м.

Оясайская свита — это зеленоватые, желтоватые, зеленовато-серые, розовые и сиреневые фельзитовые и сферолитовые липаритовые порфиры, их туфы, туфоловы и лавы. Мощность 450 м.

Шурабсайская свита сложена темно-лиловыми, темно-серыми, зеленовато-серыми и сиреневыми андезитовыми и плагиоклазовыми порфиритами, фельзитовыми порфирами, туфогенными песчаниками, туфобрекчиями и флюидальными лавами. Мощность свиты в различных частях района колеблется от 300 до 600 м.

Равашская свита прослеживается в виде узкой полосы широтного профиля, окаймляющей с севера кизылнуринские кварцевые порфиры. Представлена она темно-бурыми андезитовыми порфиритами и их туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфобрекчиями, спилитами. Мощность 100 м.

Общая мощность верхнепалеозойских вулканогенных отложений в районе свыше 1600 м.

В табл. 8 приводятся результаты химических анализов наиболее характерных эффузивных пород. Извержения в среднем и верхнем карбоне начались с кислых липаритовых лав, в начале перми сменились более основными — дацитовыми, андезитовыми, базальтовыми порфиритами, а затем в поздней перми и триасе снова кислыми лавами. В минбулакской и акчинской свитах преобладают эффузивы дацитового состава, в оясайской свите при незначительном развитии вулканических продуктов липаритового и базальтового состава — андезитовые и дацитовые лавы. Эффузивы шурабсайской свиты (см. рис. 38) приближаются к среднему типу андезита по Дэли, отличаясь лишь более низким содержанием щелочей.

В андезитовых порфириях, слагающих большую часть шурабсайской свиты, в составе мафической части преобладает железо. Для свиты характерна частая перемежаемость кислых и более основных лав, причем кислые излияния приурочены к началу свиты, а основные — к концу. Из анализа проб разреза свиты по правому борту Айдерлисая выявлено, что количество  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  возрастает в конце свиты. Туфобрекции равашской свиты близки по составу к среднему типу андезита по Дэли, но отличаются повышенной щелочностью.

Все эффузивные породы Чокадамбулакского рудного поля генетически связаны и произошли из единого дифференцированного очага, что подтверждается наличием в составе эффузивных свит пород от липаритового до базальтового состава и всех переходных

Таблица 8

## Химический состав эфузивных

## пород верхнего палеозоя

| Свита         | Номер образца | Порода                                   | Место взятия образца                       | Хими             |                  |
|---------------|---------------|------------------------------------------|--------------------------------------------|------------------|------------------|
|               |               |                                          |                                            | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> |
| Минбулак-ская | 101           | Липарито-дакитовый порфир                | Тереклисай                                 | 67,34            | 0,28             |
| Акчинская     | 91            | Кислая эфузивная                         | Верховья Акшуран-ская                      | 78,58            | 0,08             |
|               | 142           | Дакитовый порфи-рит                      | Кизылалмалысай (левый борт)                | 54,68            | 0,97             |
| Шураб-сайская | 277           | Анdezитовый порфи-рит                    | Правый борт Айдер-лисая                    | 63,26            | 0,76             |
|               | 278           | Дакитовый порфирит                       | То же                                      | 52,84            | 1,09             |
|               | 295           | То же                                    | " "                                        | 52,37            | 0,98             |
|               | 333           | Туфолава                                 | Левый борт Кизыл-тюбесая                   | 55,10            | 0,96             |
|               | 339           | "                                        | То же                                      | 67,00            | 0,28             |
|               | 251           | Анdezитовый порфи-рит                    | " "                                        | 48,65            | 1,45             |
|               | 252           | Анdezитовый порфи-рит эпидотизиро-ванный | " "                                        | 47,75            | 1,52             |
|               | 412           | Туфолава                                 | Левый борт Айдер-лисая                     | 59,23            | 0,92             |
|               | 425           | "                                        | Левый борт Кизыл-тюбесая                   | 57,24            | 0,77             |
|               | 106           | Туф дакитового пор-фириита               | Левый борт Кизыл-тюбесая (верховье)        | 64,00            | 0,73             |
|               | 221           | Туфолава                                 | Правый борт Сасык-сая                      | 61,55            | 0,86             |
|               | 69            | Порфирит                                 | Сасыксай                                   | 54,08            | 0,96             |
|               | 643           | Ороговикованный порфириит                | "                                          | 55,38            | 0,37             |
|               | 649           | То же                                    | "                                          | 51,74            | 0,37             |
| Равашская     | 220           | Анdezитовый (плагио-клизовый) порфи-рит  | Правый борт Акшу-ранская (среднее течение) | 57,57            | 0,76             |
|               | 146           | Туфобрекция                              | Кизылалмалысай                             | 59,93            | 0,70             |

| химический состав, вес. %      |                                |      |       |      |      |                   |                  |                               |                 |                  |        |        |
|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|--------|--------|
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO   | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> O | П.п.п. | Сумма  |
| 15,44                          | 0,96                           | 1,78 | 0,06  | 0,99 | 2,47 | 2,87              | 4,52             | —                             | —               | 0,14             | 3,00   | 99,85  |
| 11,59                          | 1,43                           | 0,28 | 0,03  | 0,34 | 0,86 | —                 | 3,78             | —                             | —               | 0,36             | 2,28   | 99,61  |
| 20,28                          | 3,70                           | 2,93 | 0,19  | 3,68 | 4,12 | 2,50              | 5,32             | 0,45                          | —               | 0,30             | 2,14   | 100,26 |
| 14,24                          | 3,69                           | 0,69 | 0,14  | 4,01 | 3,44 | 2,80              | 4,54             | 0,18                          | —               | 0,20             | 2,59   | 100,54 |
| 18,80                          | 5,91                           | 0,89 | 0,18  | 4,58 | 3,20 | 4,00              | 5,50             | 0,48                          | —               | 0,15             | 2,23   | 99,85  |
| 19,49                          | 6,87                           | 0,70 | 0,15  | 4,95 | 2,61 | 4,22              | 5,30             | 0,50                          | —               | 0,25             | 1,82   | 100,21 |
| 18,50                          | 4,66                           | 3,23 | 0,09  | 4,93 | 1,63 | 5,80              | 3,28             | 0,37                          | —               | 0,12             | 2,17   | 100,82 |
| 13,70                          | 2,40                           | 2,30 | 0,05  | 2,14 | 2,14 | 2,11              | 6,10             | 0,14                          | —               | 0,08             | 2,14   | 100,58 |
| 18,05                          | 4,41                           | 4,61 | 0,16  | 7,18 | 5,80 | 4,10              | 1,80             | 0,80                          | —               | 0,29             | 3,41   | 100,71 |
| 18,58                          | 4,52                           | 4,32 | 0,15  | 7,12 | 6,43 | 4,22              | 1,78             | 0,66                          | —               | 0,37             | 2,86   | 100,28 |
| 16,57                          | 3,19                           | 0,51 | 0,02  | 1,75 | 3,20 | 1,05              | 12,00            | 0,27                          | —               | 0,18             | 1,93   | 100,82 |
| 17,00                          | 5,20                           | 2,46 | 0,07  | 5,22 | 0,92 | 3,80              | 5,00             | 0,26                          | —               | 0,15             | 1,99   | 100,08 |
| 17,85                          | 3,98                           | 0,70 | Следы | 2,88 | 1,48 | 2,00              | 6,00             | 0,17                          | —               | 0,19             | 0,95   | 100,93 |
| 16,80                          | 0,94                           | 4,82 | 0,06  | 4,24 | 1,96 | 6,90              | 0,01             | 0,43                          | —               | 0,26             | 1,89   | 100,72 |
| 17,18                          | 6,01                           | 2,45 | 0,14  | 4,98 | 8,58 | 2,94              | 2,41             | 0,30                          | —               | 0,05             | 0,72   | 100,80 |
| 17,79                          | 5,08                           | 3,98 | 0,09  | 4,00 | 6,48 | 2,66              | 3,25             | 0,10                          | —               | 0,10             | 1,28   | 100,56 |
| 20,11                          | 1,32                           | 5,60 | 0,06  | 7,17 | 3,94 | 4,17              | 2,27             | —                             | —               | 0,38             | 3,10   | 100,23 |
| 16,39                          | 4,50                           | 2,35 | 0,35  | 3,01 | 4,46 | 2,50              | 3,75             | —                             | —               | 0,42             | 3,58   | 99,64  |
| 17,00                          | 5,20                           | 2,46 | 0,07  | 5,22 | 0,92 | 3,80              | 5,00             | 0,26                          | —               | 0,15             | 1,99   | 102,70 |

Продолжение табл. 8

| Номер образца | Числовые характеристики эффузивных пород |                  |                                |                                |     |     |     |     |                   |
|---------------|------------------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|-----|-------------------|
|               | SiO <sub>2</sub>                         | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO | MnO | MgO | CaO | Na <sub>2</sub> O |
| 101           | 1,121                                    | 004              | 151                            | 003                            | 011 | 001 | 023 | 044 | 030               |
| 91            | 1,309                                    | 001              | 114                            | 009                            | 004 | 000 | 007 | 015 | —                 |
| 142           | 910                                      | 012              | 199                            | 023                            | 040 | 003 | 091 | 073 | 040               |
| 277           | 1,053                                    | 009              | 139                            | 023                            | 010 | 001 | 099 | 061 | 045               |
| 278           | 879                                      | 014              | 184                            | 037                            | 012 | 001 | 113 | 057 | 065               |
| 295           | 872                                      | 012              | 191                            | 043                            | 010 | 002 | 122 | 046 | 068               |
| 333           | 917                                      | 012              | 181                            | 029                            | 044 | 001 | 121 | 029 | 094               |
| 339           | 1,116                                    | 004              | 134                            | 015                            | 032 | 001 | 053 | 038 | 034               |
| 251           | 810                                      | 018              | 177                            | 028                            | 064 | 002 | 178 | 103 | 066               |
| 252           | 790                                      | 019              | 182                            | 028                            | 060 | 002 | 177 | 114 | 068               |
| 412           | 986                                      | 011              | 162                            | 020                            | 008 | 000 | 043 | 057 | 017               |
| 425           | 952                                      | 010              | 167                            | 033                            | 034 | 001 | 130 | 016 | 045               |
| 106           | 1,066                                    | 009              | 175                            | 026                            | 010 | —   | 072 | 027 | 032               |
| 221           | 1,025                                    | 010              | 165                            | 006                            | 067 | 001 | 105 | 035 | 111               |
| 69            | 901                                      | 011              | 169                            | 038                            | 034 | 001 | 122 | 153 | 047               |
| 643           | 922                                      | 004              | 175                            | 032                            | 055 | 001 | 099 | 116 | 043               |
| 649           | 861                                      | 004              | 197                            | 008                            | 078 | 001 | 178 | 070 | 067               |
| 220           | 958                                      | 009              | 161                            | 028                            | 032 | 005 | 074 | 079 | 040               |
| 146           | 997                                      | 009              | 167                            | 033                            | 034 | 001 | 130 | 016 | 061               |

между ними представителей и преобладанием в кислых эффузивах калия над натрием.

Рудные тела Чокадамбулакского поля размещаются в известняках верхнего девона — нижнего карбона, залегающих узкими блоками на контакте гранодиоритов с вулканогенными породами (рис. 37). Из интрузивных пород преобладают гранодиориты, внедрившиеся в предакчинскую интрузивную фазу и кизылнуринские кварцевые порфиры. Крупные штокообразные тела образуют также кварцевые монцониты и граниты предоясайской и предшурбайской интрузивных faz. К предравашской fazе относятся габбропорфиры, сиенит-диоритовые порфириты, граносиенит-порфиры, кварцевые порфиры, гранодиорит-порфиры и аляскитовые граниты.

К послекизылнуринским интрузивным породам относятся многочисленные мелкие гипабиссальные интрузии различного состава. Представлены они преимущественно дайками мощностью от долей метра до 300 м, длиной от десятков метров до 4—5 км и реже штокообразными телами. Направление жил и даек совпадает с простирианием структур района, вследствие чего большинство их имеет

| (окислы в молекулярных количествах) |           |          |           |              |         |         |            |           |       |
|-------------------------------------|-----------|----------|-----------|--------------|---------|---------|------------|-----------|-------|
| K <sub>2</sub> O                    | a         | c        | b         | s            | a'      | m'      | f'         | c'        | n     |
| 048                                 | 11,3      | 3,1      | 5,5       | 80,5         | 41,5    | 32,8    | 25,8       | —         | 38,8  |
| 040<br>056                          | 5,4<br>14 | 1<br>0,5 | 5,9<br>18 | 87,7<br>67,5 | 67<br>— | 8<br>37 | 25<br>36,2 | 26,8<br>— | 41,6  |
| 048                                 | 12,7      | 3,1      | 12,2      | 72,5         | —       | 57,9    | 33,3       | 8,8       | 48,5  |
| 058                                 | 17,5      | 4,1      | 14,8      | 63,6         | 3,8     | 54,4    | 41,8       | —         | —     |
| 056                                 | 17,2      | 3,2      | 18,2      | 61,4         | 16,00   | 46,6    | 37,4       | —         | 55,00 |
| 035                                 | 17,4      | 1,9      | 18,2      | 62,5         | 17,00   | 45      | 38         | —         | 73    |
| 065                                 | 13,4      | 2,3      | 8,1       | 76,7         | 2,5     | 44,5    | 53         | —         | 34,4  |
| 019                                 | 12,1      | 6,6      | 22,2      | 59,1         | —       | 57,3    | 39,2       | 3,5       | 77,6  |
| 019                                 | 12,5      | 6,8      | 22,5      | 57,9         | —       | 57      | 37         | 6         | 78    |
| 127                                 | 20,1      | 1,2      | 9,1       | 69,6         | —       | 33,1    | 36,9       | 30,0      | 11,8  |
| 053                                 | 12,9      | 1,1      | 22,3      | 63,7         | 31,5    | 38,5    | 30,0       | —         | 46    |
| 064                                 | 12,5      | 1,8      | 15,5      | 70,2         | 43,6    | 30,3    | 26,1       | —         | 33,4  |
| 000                                 | 14,6      | 2,3      | 14,6      | 68,5         | 17,1    | 47,0    | 35,9       | —         | 100   |
| 025                                 | 10,00     | 6,7      | 20,0      | 63,3         | —       | 42,2    | 38,4       | 19,4      | 65    |
| 034                                 | 10,9      | 6,9      | 16,7      | 65,5         | —       | 41,8    | 50,6       | 7,6       | 55,8  |
| 023                                 | 12,3      | 4,8      | 23,8      | 59,1         | 21,3    | 51,3    | 27,4       | —         | 74,2  |
| 039                                 | 11,5      | 5,7      | 12,6      | 70,2         | 3,5     | 42,9    | 53,6       | —         | 31,6  |
| 053                                 | 14,6      | 1,0      | 19,6      | 64,8         | 24,3    | 42,6    | 33,1       | —         | 53,5  |

северо-восточное или широтное направление. Дайки внедряются в два этапа: 1) аплиты, пегматиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры; 2) диоритовые и диабазовые порфиры, пересекающие все остальные дайки района. Широко распространены также кварцевые, кварц-гематитовые, кварц-сульфидные, кварц-баритовые, кальцитовые и кварц-карbonатные жили.

Для гранитоидов Чокадамбулакского массива характерно следующее (табл. 9, рис. 38).

1. Начальные точки векторов, соответствующих гранодиоритам центральной части массива и боковых частей его, можно соединить прямой линией. По-видимому, это объясняется гибридизмом пород, о котором свидетельствует непостоянство состава пород в северной части массива и более кислый состав плагиоклазов по сравнению со средними типами пород.

2. Начальные точки векторов гранодиоритов центральной части массива находятся на одной прямой линии с вектором среднего типа гранодиорита по Дэли.

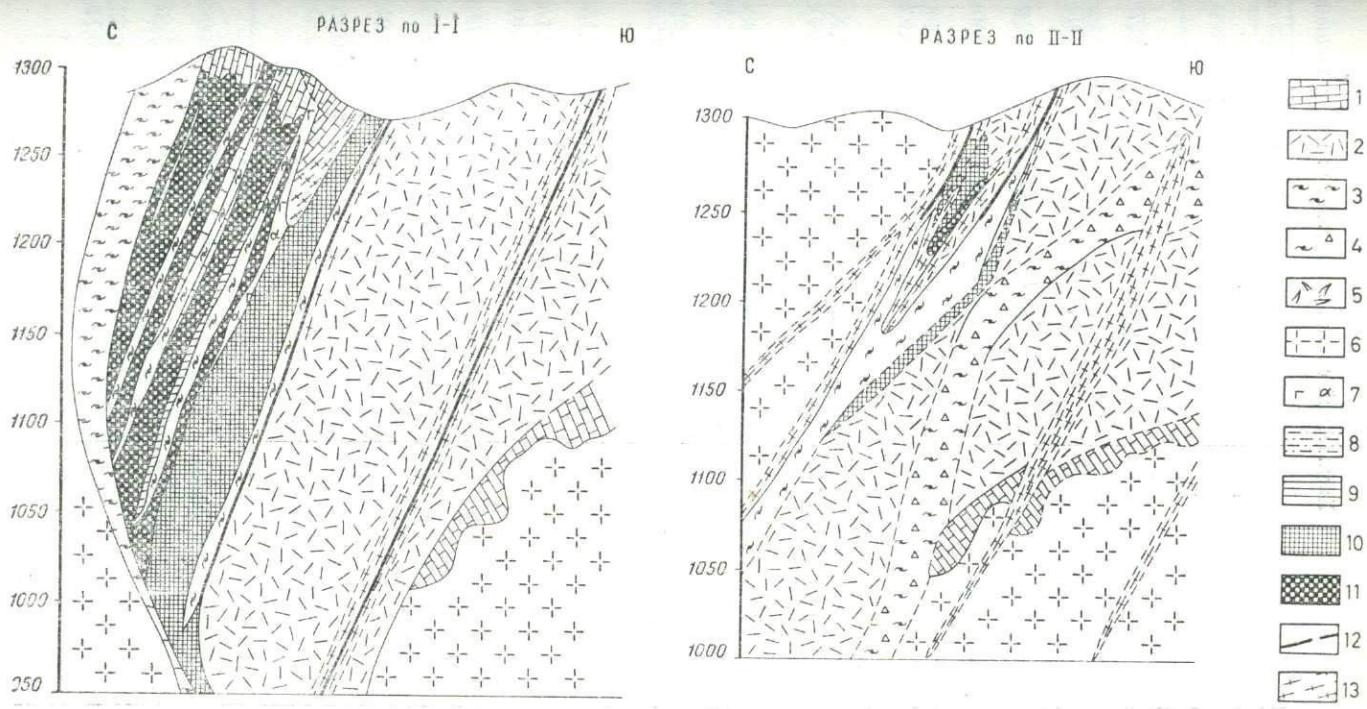
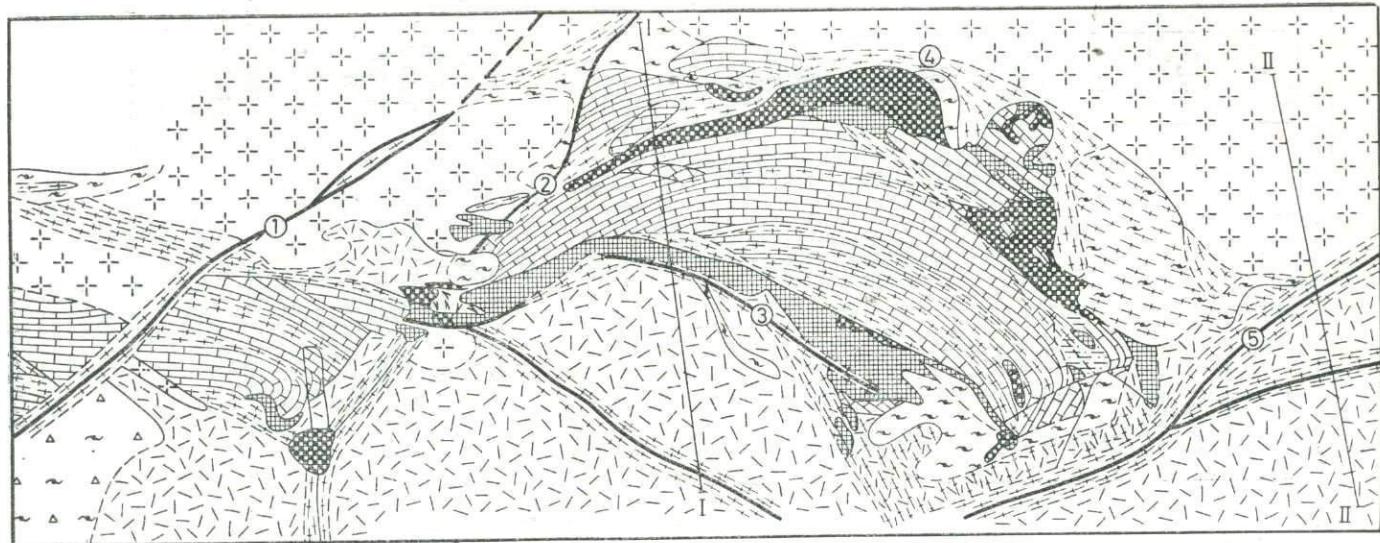


Рис. 37. Геолого-тектоническая схема Центрального участка месторождения Чокадамбулак и разрезы к ней. Составили М. Д. Котенев, В. П. Матяш  
 1 — известники; 2 — андезитовые порфириты и их лавы; 3 — фельзит-порфиры; 4 — лавобрекчи фельзит-порфиров; 5 — дацитовые порфириты;  
 6 — гранодиориты; 7 — аплитовидные граниты; 8 — зоны гидротермальных изменений; 9 — скарнированные породы; 10 — скарновые зоны;  
 11 — магнетитовые тела; 12 — разломы; 13 — рассланцевание  
 Разломы (цифры на схеме в кружках): 1 — разлом № 2; 2 — разлом № 8; 3 — разлом № 5; 4 — разлом № 1; 5 — Диагональный

Таблица 9

## Химический состав изверженных пород южной

| Породы          | Номер образца | Название породы                      | Место взятия образца                               | Химн             |                  |
|-----------------|---------------|--------------------------------------|----------------------------------------------------|------------------|------------------|
|                 |               |                                      |                                                    | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> |
| Гранитоиды      | 518           | Гранодиорит карамазарского типа      | Верховья Камышлысая                                | 64,72            | 0,57             |
|                 | 82a           | Гранодиорит красный                  | Кизылалмалысай                                     | 66,14            | 0,53             |
|                 | 33            | Гранодиорит биотит-рогообманковый    | Кизылалмалысай (правый борт)                       | 63,72            | 0,40             |
|                 | 117           | To же                                | Левый борт Шамалкотансая                           | 62,78            | 0,24             |
|                 | 127           | " "                                  | Правый борт Чокадамбулаксая                        | 62,48            | 0,40             |
|                 | 134           | " "                                  | To же                                              | 63,20            | 0,40             |
|                 | 107           | Гранодиорит рогообманково-биотитовый | Шамалкотансай                                      | 62,88            | 0,40             |
|                 | 109           | To же                                |                                                    | 62,00            | 0,40             |
|                 | 123           | " "                                  | Водораздел между Шамалкотансаем и Чокадамбулаксаем | 63,60            | 0,40             |
|                 | 125           | " "                                  | To же                                              | 63,00            | 0,42             |
|                 | 298           | Гранодиорит                          | Левый борт Кизылтюбесая                            | 63,80            | 0,53             |
|                 | 63            |                                      | Сассыксай                                          | 65,00            | 0,51             |
|                 | 58            | Гранит                               | Правый борт Карамазарская (среднее течение)        | 73,59            | 0,23             |
|                 | 111           | "                                    | Шамалкотансай (правый борт)                        | 68,40            | 0,15             |
| П-100           | 112           | "                                    | To же                                              | 75,80            | 0,14             |
|                 | 116           | "                                    | Шамалкотансай (левый борт)                         | 75,52            | 0,10             |
|                 | 51a           | Аляскитовый гранит шайданского типа  | Верховья Камышлысая                                | 78,58            | 0,08             |
|                 | 124           | Аляскит шайданского типа             | Кизылалмалысай (левый борт)                        | 78,35            | 0,15             |
|                 | P-100         | Аплитовидный гранит                  | Сассыксай                                          | 72,78            | 0,21             |
| П-101           |               |                                      |                                                    | 77,04            | 0,15             |
|                 | P-128         | Аляскит                              | "                                                  | 68,20            | 0,41             |
| Дайковые породы | 142a          | Кварцевый фельзит-порфир             | Чокадамбулаксай (левый борт)                       | 73,72            | Следы            |
|                 | 32            | Диабазовый порфир                    | Кизылалмалысай (правый борт)                       | 45,46            | 0,45             |
|                 | 260           | Граносиенит-порфир                   | Правобережье Уткемсу                               | 63,67            | 0,53             |
|                 | 274           | Диоритовый порфир                    | Шамырсай                                           | 57,23            | 0,77             |

## части южного склона Кураминского хребта

| химический состав, вес. %      |                                |      |       |      |      |                   |                  |                               |                 |                  |        |        |  |
|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|--------|--------|--|
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO   | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> O | П.п.п. | Сумма  |  |
| 15,50                          | 1,06                           | 3,44 | 0,13  | 2,59 | 3,94 | 2,16              | 4,02             | —                             | —               | 0,18             | 1,93   | 100,24 |  |
| 15,20                          | 1,38                           | 2,56 | 0,09  | 1,84 | 3,57 | 2,56              | 4,15             | —                             | —               | 0,13             | 1,36   | 99,76  |  |
| 17,32                          | 5,85                           | 3,64 | 0,12  | 1,40 | 2,86 | 2,03              | 3,54             | 0,23                          | —               | —                | 1,46   | 98,93  |  |
| 18,14                          | 5,85                           | 3,48 | 0,18  | 1,70 | 3,55 | 2,52              | 3,64             | 0,23                          | —               | —                | 1,61   | 100,44 |  |
| 18,69                          | 5,18                           | 3,07 | 0,15  | 1,70 | 3,48 | 2,38              | 3,00             | 0,23                          | —               | —                | 1,64   | 99,33  |  |
| 17,65                          | 5,17                           | 3,07 | 0,15  | 1,40 | 3,25 | 3,46              | 3,26             | 0,18                          | —               | —                | 1,84   | 99,97  |  |
| 16,32                          | 5,85                           | 3,07 | 0,12  | 1,40 | 4,59 | 2,24              | 3,88             | 0,25                          | —               | —                | 1,50   | 99,43  |  |
| 17,19                          | 4,50                           | 2,67 | 0,21  | 1,40 | 2,94 | 3,92              | 4,50             | 0,23                          | —               | —                | 2,38   | 99,67  |  |
| 18,40                          | 4,50                           | 3,72 | 0,16  | 1,30 | 3,34 | 2,72              | 3,81             | 0,23                          | —               | —                | 1,70   | 100,16 |  |
| 18,58                          | 4,50                           | 2,51 | 0,13  | 1,40 | 3,57 | 2,64              | 3,58             | 0,23                          | —               | —                | 2,44   | 100,52 |  |
| 16,13                          | 1,29                           | 3,70 | 0,11  | 3,70 | 3,36 | 7,40              | 4,27             | 0,28                          | —               | 0,26             | 1,01   | 100,93 |  |
| 14,71                          | 3,80                           | 1,00 | 0,04  | 3,50 | 2,10 | 5,80              | 3,21             | 0,23                          | —               | 0,13             | 0,83   | 100,86 |  |
| 14,96                          | 0,96                           | 0,76 | 0,01  | 0,81 | 0,98 | 3,25              | 4,71             | 0,07                          | —               | 0,07             | 0,28   | 100,68 |  |
| 13,17                          | 2,03                           | 1,70 | 0,16  | 0,40 | 5,46 | 3,02              | 3,66             | 0,07                          | —               | —                | 4,20   | 100,86 |  |
| 9,33                           | 4,50                           | 3,07 | 0,16  | 0,60 | 3,08 | 0,46              | 3,26             | 0,14                          | —               | —                | 3,22   | 100,69 |  |
| 13,48                          | 2,48                           | 0,81 | 0,16  | 0,20 | 1,11 | 2,00              | 4,18             | 0,05                          | —               | —                | 0,58   | 100,86 |  |
| 12,76                          | 0,48                           | 0,65 | 0,03  | 0,21 | 0,81 | 3,66              | 4,88             | —                             | —               | 0,11             | 0,48   | 99,74  |  |
| 11,06                          | 0,43                           | 0,51 | 0,01  | 0,59 | 0,65 | 2,51              | 5,90             | 0,37                          | —               | 0,06             | 0,40   | 100,92 |  |
| 11,09                          | 0,25                           | 0,51 | 0,02  | 4,10 | 0,62 | 1,10              | 6,65             | —                             | —               | 0,16             | 2,94   | 100,43 |  |
| 13,11                          | Нет                            | 0,44 | 0,02  | 0,33 | 0,56 | 2,28              | 4,26             | —                             | —               | 0,12             | 1,76   | 100,07 |  |
| 15,75                          | 1,42                           | 1,62 | 0,37  | 1,99 | 2,46 | 1,36              | 4,43             | —                             | —               | 0,14             | 1,92   | 100,07 |  |
| 14,76                          | 2,70                           | 2,51 | Следы | 0,20 | 0,80 | 1,76              | 6,06             | 0,02                          | —               | —                | 0,32   | 100,34 |  |
| 18,02                          | 11,70                          | 7,12 | 0,10  | 7,20 | 9,22 | 2,12              | 1,44             | 0,07                          | —               | —                | 3,42   | 99,20  |  |
| 15,64                          | 2,11                           | 2,28 | 0,12  | 1,52 | 2,10 | 3,87              | 5,38             | —                             | —               | 0,08             | 2,40   | 99,70  |  |
| 16,65                          | 1,57                           | 5,21 | 0,15  | 3,11 | 3,33 | 2,62              | 4,38             | —                             | —               | 0,14             | 3,00   | 99,79  |  |

| Породы     | Номер образца | Числовые характеристики |                  |                                |                                |      |     |     |     |
|------------|---------------|-------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-----|-----|-----|
|            |               | SiO <sub>2</sub>        | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO | MgO | CaO |
| Гранитоиды | 518           | 1077                    | 007              | 152                            | 006                            | 047  | 001 | 065 | 070 |
|            | 82a           | 1101                    | 006              | 149                            | 009                            | 037  | 001 | 045 | 063 |
|            | 33            | 1061                    | 005              | 170                            | 036                            | 050  | 001 | 035 | 051 |
|            | 117           | 1045                    | 003              | 178                            | 036                            | 048  | 002 | 042 | 063 |
|            | 127           | 1040                    | 005              | 182                            | 032                            | 042  | 002 | 042 | 051 |
|            | 134           | 1052                    | 005              | 173                            | 032                            | 042  | 001 | 035 | 057 |
|            | 107           | 1046                    | 005              | 160                            | 036                            | 042  | 001 | 035 | 081 |
|            | 109           | 1032                    | 005              | 169                            | 028                            | 037  | 003 | 035 | 052 |
|            | 123           | 1059                    | 005              | 180                            | 028                            | 051  | 002 | 032 | 059 |
|            | 125           | 1049                    | 023              | 182                            | 028                            | 035  | 001 | 035 | 063 |
|            | 298           | 1062                    | 006              | 158                            | 008                            | 051  | 001 | 098 | 060 |
|            | 63            | 1082                    | 006              | 144                            | 024                            | 014  | —   | 087 | 038 |
|            | 58            | 1224                    | 003              | 146                            | 006                            | 010  | —   | 020 | 016 |
|            | 111           | 1139                    | 002              | 128                            | 012                            | 024  | 001 | 010 | 097 |
|            | 112           | 1262                    | 001              | 091                            | 028                            | 043  | 002 | 015 | 055 |
|            | 116           | 1257                    | 001              | 131                            | 015                            | 011* | 002 | 005 | 020 |
|            | 51a           | 1309                    | 001              | 125                            | 003                            | 009  | —   | 005 | 014 |
|            | 124           | 1304                    | 002              | 108                            | 003                            | 007  | —   | 015 | 012 |
| П-100      | 1211          | 003                     | 109              | 014                            | 007                            | —    | 102 | 011 |     |
| П-101      | 1282          | 002                     | 128              | —                              | 006                            | —    | 007 | 010 |     |
| П-128      | 1135          | 005                     | 154              | 009                            | 022                            | 010  | 047 | 044 |     |

3. Начальные точки векторов гранодиоритов в южной части массива удалены на значительное расстояние от вектора среднего типа гранодиорита, следовательно, состав гранодиоритов южной краевой части интрузии сильно отличается от состава средних типов этих пород по Дэли.

4. Начальные точки векторов аляскитовых гранитов расположены между средними составами аляскитов и кварцевых диоритов. Аляскитовые граниты обладают сходным составом с гранодиоритами. Вероятно, они образовались из одной и той же магмы.

5. Для гранитов характерна большая величина *a*, что выражается на диаграмме в наибольшем удалении начальных точек векторов от оси *sb*. Составы гранитов близки к средним составам гранитов по Дэли.

6. Дайки кислого состава (граносиенит-порфир, обр. 260) приближаются к среднему составу гранита по Дэли, состав дайки кварцевого фельзит-порфира близок к среднему типу диорита по Дэли.

| изверженных пород (окислы в молекулярных количествах) |                  |          |          |           |          |          |           |           |           |           |          |
|-------------------------------------------------------|------------------|----------|----------|-----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------|
| Na <sub>2</sub> O                                     | K <sub>2</sub> O | <i>a</i> | <i>c</i> | <i>c̄</i> | <i>b</i> | <i>s</i> | <i>a'</i> | <i>m'</i> | <i>f'</i> | <i>c'</i> | <i>n</i> |
| 034                                                   | 042              | 10,5     | 4,8      | —         | 9,5      | 75,2     | 8,7       | 47,6      | 43,7      | —         | 44,7     |
| 041                                                   | 044              | 11,9     | 4,4      | —         | 7,0      | 76,7     | —         | 44,5      | 55,5      | —         | 47,7     |
| 032                                                   | 037              | 9,1      | 3,4      | —         | 17,0     | 70,5     | 38,8      | 13,6      | 47,6      | —         | 46,7     |
| 040                                                   | 038              | 10,3     | 4,2      | —         | 15,8     | 69,7     | 31,2      | 17,6      | 51,2      | —         | 51,4     |
| 038                                                   | 032              | 9,4      | 4,0      | —         | 16,8     | 69,8     | 40,4      | 16,7      | 42,9      | —         | 54,2     |
| 055                                                   | 034              | 12,0     | 3,8      | —         | 13,2     | 71,0     | 27,6      | 17,8      | 54,6      | —         | 62,0     |
| 036                                                   | 040              | 10,6     | 5,6      | —         | 10,8     | 73,0     | 3,9       | 22,5      | 73,6      | —         | 47,4     |
| 063                                                   | 048              | 15,2     | 3,6      | —         | 9,9      | 71,3     | 8,4       | 24,5      | 67,1      | —         | 51,7     |
| 044                                                   | 040              | 11,2     | 3,9      | —         | 14,3     | 70,6     | 34,4      | 14,9      | 50,7      | —         | 52,4     |
| 042                                                   | 038              | 10,5     | 4,2      | —         | 13,7     | 71,6     | 38,0      | 17,1      | 44,9      | —         | 52,5     |
| 119                                                   | 045              | 19,5     | —        | 1,1       | 12,5     | 66,0     | —         | 29        | 24        | 47        | 72,5     |
| 094                                                   | 034              | 10,9     | 1,2      | —         | 11,9     | 76,0     | —         | 50,9      | 36,2      | 12,9      | 73,5     |
| 052                                                   | 050              | 13,2     | 1,03     | —         | 6,4      | 79,4     | 57,2      | 20,4      | 22,4      | —         | 50,9     |
| 048                                                   | 038              | 11,7     | 2,9      | —         | 7,6      | 78,0     | —         | 8,8       | 43        | 48,2      | 33,8     |
| 007                                                   | 035              | 5,6      | 3,2      | —         | 8,0      | 83,2     | —         | 12,3      | 82,8      | 4,9       | 16,7     |
| 032                                                   | 044              | 9,8      | 1,3      | —         | 7,6      | 81,3     | 59,4      | 4,2       | 36,4      | —         | 42       |
| 059                                                   | 052              | 12,4     | 0,8      | —         | 1,2      | 84,6     | —         | 75        | 25        | —         | 53       |
| 024                                                   | 063              | 10,2     | 0,8      | —         | 3,0      | 86,0     | 39,2      | 32,6      | 28,3      | —         | 27,6     |
| 018                                                   | 070              | 11,3     | 0,7      | —         | 10,0     | 78,0     | 12,7      | 65        | 22,3      | —         | 20,4     |
| 037                                                   | 045              | 11,0     | 1,7      | —         | 0,7      | 86,6     | 85,0      | 8,1       | 6,9       | —         | 45,1     |
| 022                                                   | 047              | 9,2      | 2,9      | —         | 11,9     | 76,0     | 45,9      | 26,2      | 27,9      | —         | 36,6     |

7. Петрохимическая диаграмма отражает химический профиль Чокадамбулакского гранодиоритового массива с северо-запада на юго-восток. В юго-восточной части его находятся наиболее основные породы, векторы состава которых расположены внизу. В центре и далее в северной части массива состав пород более кислый.

Химизм интрузивных пород исследованного района отражает явления дифференциации магмы (см. рис. 38). По сравнению с породами главной интрузивной фации (гранодиоритами) в породах дополнительных интрузий (гранитах, аляскитовых гранитах, аду-меллитах) количество кремнезема увеличивается. Одновременно в гранодиоритах происходит увеличение содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO и CaO.

Из средних цифр химических анализов видно, что все типы гранитоидов богаты щелочами, причем содержание K<sub>2</sub>O обычно больше, чем Na<sub>2</sub>O. Повышенное содержание калия объясняется повышенным содержанием ортоклаза. Для всех гранитоидов характеристика *n*, определяющая отношение окиси натрия к сумме щело-

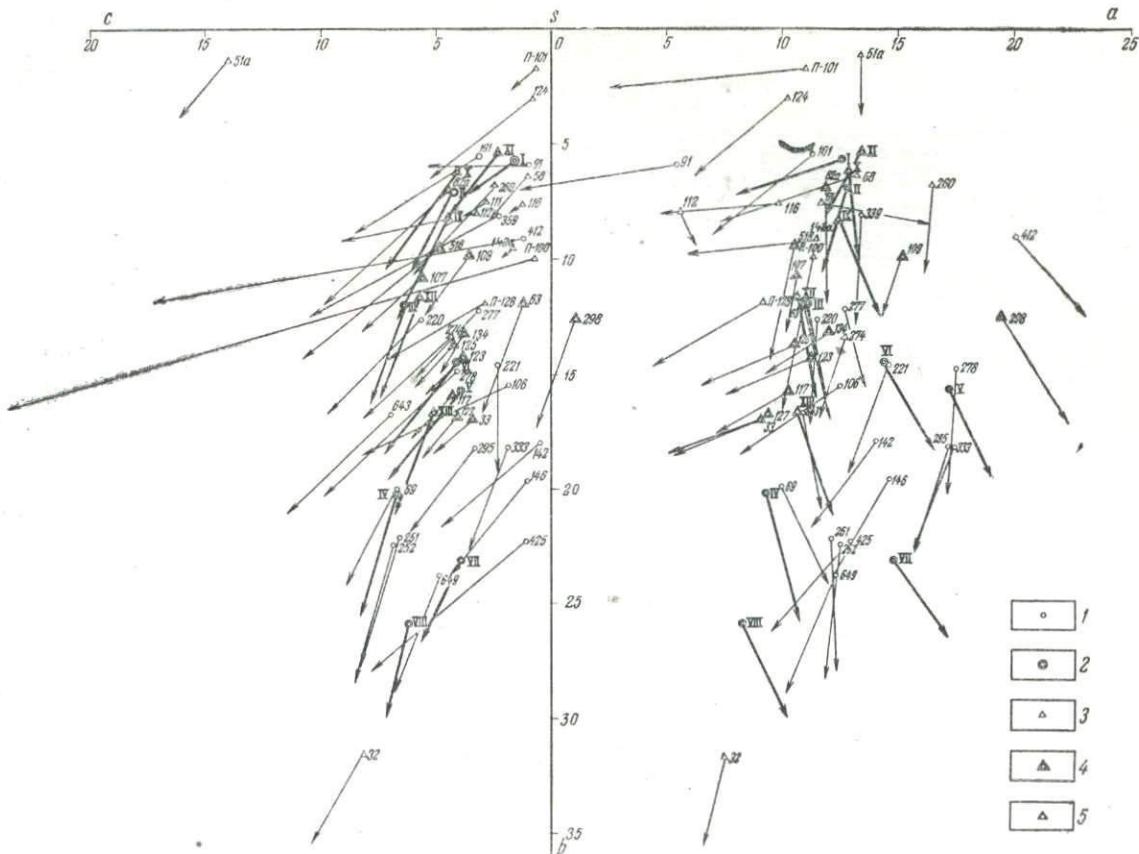


Рис. 38. Диаграмма химических составов изверженных пород. Составлена М. И. Власовой по методу А. Н. Заварницкого  
 1 — эффузивные породы; 2 — средние типы эффузивных пород по Дэли; 3 — интрузивные породы; 4 — гранодиориты; 5 — средние типы интрузивных пород по Дэли  
 Средние типы пород по Дэли: I — кварцевый порфир средний; II — дакит средний; III — андезит средний; IV — кварцевый базальт; V — базанит; VI — латит; VII — трахилолерит; VIII — диабаз средний; IX — гранодиорит; X — кварцевый монцонит; XI — гранит; XII — кварцевый диорит; XIII — диорит

чей, значительно ниже, чем для средних типов гранодиоритов, и равна значению, характерному для гранитов средних типов, гранитовых аплитов и аляскитов по Дэли. Содержание кальция повышенено в гранодиоритах по сравнению с аляскитовыми гранитами. В гранитах содержание кальция резко колеблется (от 0,98 до 5,46%). Для всех гранитоидов характерно повышенное содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  вследствие интенсивной пелитизации ортоклаза. Первоначальная магма была довольно богата окисным железом, в связи с дифференциацией его содержание уменьшается, в аляскитовых гранитах очень мало цветных минералов. Содержание титана во всех породах гранитоидов не превышает 0,6%. Повышение его содержания связано с присутствием цветных минералов.

Средний состав всех интрузивных пород района является промежуточным между гранитом и гранодиоритом.

На диаграмме, построенной по методу Е. А. Кузнецова, хорошо виден процесс дифференциации гранодиоритовой магмы. Можно предположить, что гранодиориты образовались в результате нормальной дифференциации на глубине с последующей интрузией различных дифференциатов.

Внедрение магмы носило пульсирующий характер и происходило в несколько этапов, отделенных между собой промежутками времени, причем эволюция магмы шла в сторону уменьшения ее основности.

В составе кислых эфузивных пород калий преобладает над натрием. Содержание калия в среднем колеблется от 14 до 84% (см. табл. 9). Характерно наличие избыточной окиси алюминия, небольшая величина полевошпатовой извести, большое содержание в породах щелочных алюмосиликатов и пониженное содержание окиси кальция по сравнению со средними типами пород. Большинство эфузивных пород района недосыщено кремнеземом. Значительная часть анализов на диаграммах сосредоточена в участке между фигуративными точками средних типов диорита и кварцевого базальта по Дэли.

Средний химический состав эфузивных пород отличается большей основностью по сравнению со средним составом интрузивных пород.

Рудное поле приурочено к южному крылу Кураминского антиклиниория, к ядру осложняющей его продольной Окурдаван-Чокадамбулакской антиклинали, сложенному аплитовидными гранитами среднего — верхнего карбона. Граниты образуют удлиненное интрузивное тело, вытянутое в широтном направлении на 10 км. Ширина его 2—3 км.

Рудное поле разбито многочисленными разломами северо-восточного, широтного и реже северо-западного направлений на мелкие тектонические блоки, несколько смещенные относительно друг друга.

Вдоль южного крыла антиклинальной складки севернее площади рудного поля прослеживается Чокадамбулакский разлом —

мощная зона дробления. Падение его в основном северное — северо-западное под углами от 60 до 90°. Азимут простирания колеблется от широтного на западе до СВ 70° на востоке. Смещение является левым взбросо-сдвигом. Горизонтальная амплитуда преобладала и достигала 100 м; вертикальная составила 150 м. Висячий бок разлома сложен известняками ( $D_3+C_1$ ) и гранодиоритами кураминского типа. В лежачем боку, кроме гранодиоритов и известняков, развиты также эфузивы. В сместителе размещается кварцевая жила, линзующаяся по падению и простиранию, и единичные дайки гранитоидных пород. Разлом заложен в предшурбайскую тектоническую fazu.

Существенное влияние на создание общего структурного плана оказал Кизылтурский разлом. Между ним и Чокадамбулакским разломом имеется ряд более мелких сопряженных структур: Дайковый и Диагональный разломы, разломы № 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 (см. рис. 37). Они представлены мощными зонами дробления пород, имеющими преимущественно северо-восточное простиранье и северо-западное падение под углами 65—80°. По разломам № 1, 3, 4 и 7 происходили движения пород типа правого взбросо-сдвига, по остальным образовался левый взбросо-сдвиг с преобладанием горизонтальной амплитуды смещения (60—120 м). Вертикальная амплитуда 70 м.

На Западном участке месторождения отмечаются разрывные нарушения субширотного простирания, выраженные зонами дробления мощностью от 0,2 до 8—10 м с падением их к северо-западу, иногда к северу — северо-западу под углами 50—85°. По контакту известняков с гранодиоритами проходит Южный надвиг с амплитудой смещения пород по нему 140—180 м. Падение плоскости надвига к югу под углом 45°. К этому надвигу приурочены линзообразные рудные тела.

Разрывные структуры контролируют размещение рудных тел. Они создавали пути движения гидротермальным раствором, проводниками которых на месторождении служили рудоподводящие (Чокадамбулакский разлом), рудораспределяющие (разломы северо-восточного простирания — Диагональный, Дайковый, № 1, 2) и рудолокализующие (разломы № 3, 4, 5, 7, 8) структуры.

Характерна многостадийность проявления тектонических подвижек вдоль разломов, что приводило к развитию мощных зон дробления, а образование рудовмещающих полостей происходило на фоне одинаково направленных взбросо-сдвиговых перемещений вдоль основных рудолокализующих структур.

Рудные тела Центрального участка размещаются в известняках, приуроченных к лежачему боку Чокадамбулакского разлома (см. рис. 37). С севера рудная зона этого участка ограничивается разломами № 3 и 7, с юга № 4 и 5, на западе она примыкает к Чокадамбулакскому разлому, на востоке — к Диагональному. К лежачему боку Чокадамбулакского нарушения приурочена и рудная зона Наследовского участка. С юга и востока она ограничена

Дайковым разломом, с запада — разломом северо-восточного простирания.

Основные рудовмещающие породы — скарны пироксен-гранатового, пироксенового и тремолит-актинолитового состава. Они встречаются в виде линз, пластообразных и столбообразных тел, образовавшихся путем метасоматического преобразования слоистых и мраморизованных известняков. Размещение скарнов подчиняется морфологическим особенностям контактовой поверхности. При существовавшем левом сдвиге по Чокадамбулакскому разлому наиболее благоприятными оказывались участки контактовой поверхности с простирациями, более близкими к меридиональному, и выпуклые в сторону гранодиоритов. Оруденение в скарнах распределяется неравномерно и приурочено к участкам их дробления и изменения. Интенсивность оруденения, как правило, убывает от лежачего бока к висячему. Она возрастает также вблизи секущих трещин и разломов.

Преобладающее падение рудных тел северное. На глубине происходит их выклинивание в связи с некоторым выполаживанием контактовой поверхности.

В общих чертах история формирования структуры месторождения со времени внедрения Чокадамбулакского гранодиоритового массива можно представить следующим образом.

Внедрение гранодиоритов было, очевидно, одновременным со складкообразованием. В конечную стадию складкообразования, когда тектонические усилия достигли максимальной интенсивности, были заложены крупные нарушения. Продолжавшиеся тектонические движения приводили к возникновению более мелких самостоятельных и оперяющих разрывных нарушений, а также мелкой трещиноватости в гранодиоритовом массиве и эфузивно-осадочной толще.

Структура месторождения сформировалась в семь тектонических фаз: предшурбайскую, предравашскую, предкизылнуринскую, предрудную, рудную и послерудную.

В предшурбайскую тектоническую fazу образовались как складчатые, так и разрывные структуры. Две симметричные антиклинальные и синклинальные складки северо-западного простирания наблюдаются в известняках Наследовского участка. Угол падения известняков на крыльях складок 70°. На юго-востоке они срезаются Чокадамбулакским разломом, заложенным в предшурбайскую тектоническую fazу.

По разлому происходил левый взбросо-сдвиг, об этом свидетельствует смещение пород в направлении против часовой стрелки с видимой горизонтальной амплитудой перемещения 1000—1200 м. Кроме того, соприкасающиеся на данной гипсометрической поверхности известняки ( $D_3+C_1$ ) и гранодиориты ( $C_3$ ) в висячем боку разлома с эфузивами шурбайской свиты в его лежачем боку указывают на вертикальные перемещения.

К разрывным структурам, сформировавшимся в предшурбайскую тектоническую фазу, относится также система трещин отрыва, развитая в известняках и гранодиоритах в висячем боку Чокадамбулакского разлома. Простирание ее СВ  $40-45^{\circ}$ . Трещины выполнены дайками гранодиорит-порфира. Одна из них сечется апофизом аплитовидных гранитов и дайкой кварцевых порфиров.

В предравашскую тектоническую фазу план деформации не изменился. При этом трещины скола, заложенные в предшурбайскую фазу, были обновлены. В результате действия сил трения, возникших при движении блоков по Чокадамбулакскому разлому, в них происходила переориентировка действующих напряжений, вследствие чего образовались новые системы трещин скола и отрыва, сопряженные с главным разломом.

В эту фазу были заложены также зоны скальвания северо-восточного простириания ( $50-65^{\circ}$ ) и северо-западного падения: Диагональный разлом, разломы № 1 и 2. Они хорошо выдержаны по простирианию и имеют крутые углы падения ( $75^{\circ}$ ).

В предравашскую фазу образовались также трещины скола северо-западного простириания и северо-восточного падения: разломы № 3, 4, 5, 7 и трещины скола меридионального простириания, выполненные дайками кварцевых порфиров.

В предкызылнуринскую тектоническую фазу была обновлена и получила дальнейшее развитие система зон скальвания северо-восточного простириания ( $50-65^{\circ}$ ). К этому же времени относится заложение на Наследовском участке Дайкового разлома и разлома № 6. Основной разрывной структурой предкызылнуринской тектонической фазы является Кизылтурский разлом. Кроме того, происходили движения по Чокадамбулакскому разлому типа левого взбросо-сдвига.

В послекызылнуринскую тектоническую фазу возобновились движения по Чокадамбулакскому разлому в направлении против часовой стрелки. В то же время на Наследовском участке происходило заложение новых зон скальвания субширотного простириания (разлом № 8), а также дальнейшее формирование Дайкового разлома. На Центральном участке были обновлены зоны скальвания северо-восточного ( $50-65^{\circ}$ ) и северо-западного ( $300^{\circ}$ ) простирианий, а также наметились трещины скола юго-восточного ( $95^{\circ}$ ) и юго-западного ( $220^{\circ}$ ) простирианий.

Предрудная тектоническая фаза была установлена по трем системам трещин скальвания, смещающих дайки диабазового порфирита. Из них отчетливо проявилась система трещин скола, имеющая простириание СЗ  $340^{\circ}$  и смещающая дайку диабазового порфирита в направлении против часовой стрелки с видимой амплитудой сдвига  $0,5-3$  м. Вторая система трещин скола СВ  $40-50^{\circ}$  смещает дайки диабазового порфирита в направлении против часовой стрелки с видимой амплитудой смещения  $2-3$  м. Третья с простирианием СЗ  $305-310^{\circ}$  смещает дайки диабазового порфи-

рита в направлении по часовой стрелке с видимой горизонтальной амплитудой перемещения до 2 м.

План деформации в течение предрудной фазы несколько изменился и образовавшиеся в последнюю очередь трещины скола с направлением СЗ 280° сместили трещины скола с простиранием СЗ 305°, образовавшиеся при начальном плане деформации. Видимая амплитуда сдвига 3 м. В предрудную фазу были обновлены разломы, заложенные в предшествующие тектонические фазы.

В течение всей рудной фазы преобладали растягивающие усилия, действовавшие, по-видимому, в субширотном направлении. Однако перед каждой стадией минералообразования растягивающие усилия сменялись сжимающими, ориентированными по плану деформации предшупрабсайской фазы — в северо-восточном направлении. При этом по Чокадамбулакскому разлому происходили небольшие подвижки типа левого сдвига, вместе с тем были обновлены и другие ранее заложенные зоны разломов.

Движения послерудной фазы проявились в образовании системы трещин скола простирания СВ 25°. Они смешают кварцевую жилу, выполняющую сместитель Чокадамбулакского разлома, в направлении против часовой стрелки с видимой амплитудой смещения 0,5—1 м. К послерудным структурам относится также трещина скола, смещающая дайку фельзит-порфира и скарны на Центральном участке. Видимая горизонтальная амплитуда смещения составляет 1,5—2 м в направлении по часовой стрелке.

Как видно из изложенного, в процессе развития структуры месторождения происходит неоднократная смена плана деформаций, чем обусловлено образование разрывных структур различных простираций.

### Минеральные комплексы

На месторождении установлены следующие минералы: сульфиды — пирротин, пирит, марказит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, халькозин, борнит, ковеллин; окислы — гематит, магнетит, кварц, лимонит, гётит; галогены — флюорит; карбонаты — кальцит, доломит, церуссит, малахит; сульфаты — барит, англезит, гипс; силикаты — гранаты, пироксен, эпидот, хлориты, серицит, полевые шпаты, серпентин, хризотил-асбест; самородные элементы — висмут. Из них главными являются магнетит, гематит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирит. Менее распространены пирротин, марказит, арсенопирит; редко встречаются блеклая руда, датолит, самородный висмут, вульфенит. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом и баритом.

На месторождении Чокадамбулак выделяются одна парагенетическая ассоциация дорудного изменения пород и пять минеральных комплексов: окисный, пирит-арсенопиритовый, ранний и поздний полиметаллический и заключительный кварц-карбонатный. Формирование их проходило в два этапа — пневматолитово-гидро-

термальный и гидротермальный, объединяющих несколько стадий минералообразования. В пневматолитово-гидротермальный этап входят три стадии: ранних скарнов, поздних скарнов (или безводных силикатов), водных силикатов; в гидротермальный этап — окисная, ранних сульфидов, первая и вторая полиметаллические и кварц-карбонатная стадии. Каждая стадия характеризуется приносом новой порции растворов, из которых не только отлагаются новые минералы, но растворы взаимодействуют с ранее образовавшимся минеральным парагенетическим комплексом.

Парагенетическая ассоциация дорудного изменения пород образована в пневматолитово-гидротермальный этап и включает минералы четырех групп: гранатовой, гранат-пироксеновой, амфиболовой, кварц-кальцит-полевошпатовой.

Входящие в первую группу гранат и пирит образуются на контакте гранодиоритов и известняков ( $D_3 - C_1$ ). Гранат слагает экзоскарн, эпидот — эндоскарн. Скарны образуют узкую оторочку мощностью от 10 до 40 см. По-видимому, они образовались в результате биметасоматоза в стадию ранних скарнов, после становления гранодиоритового плутона, с которым они генетически связаны.

Образование граната и пироксена второй минеральной группы происходило в пневматолитово-гидротермальный этап, в безводную стадию, при высокой температуре и давлении. Минералы второй группы образуют контактово-инфилтратационные скарны. Они слагают мощные скарновые зоны с магнетитовым и полиметаллическим оруденением. Гранат II образует мономинеральные гранатовые или входит в состав гранат-пироксеновых скарнов. Чаще всего они располагаются на контакте даек фельзит-порфиров и кварцевых порфиров. Пироксен образует скарны пироксенового состава, относится к диопсид-геденбергитовому ряду, часто замещается ранним актинолитом, хлоритом, кварцем.

Амфиболовая минеральная группа слагается амфиболом, доломитом, серпентином. Все они замещаются магнетитом.

Кварц-кальцит-полевошпатовая группа сложена ортоклазом, эпидотом II, хлоритом, кальцитом и кварцем. Все они замещают скарны и замещаются магнетитом.

Парагенетическая ассоциация дорудного изменения пород является той благоприятной средой для отложения магнетита и полиметаллов из растворов, в которой и происходит их концентрация. т. е. эта среда является локализатором магнетитового и полиметаллического оруденения.

Дорудные изменения наблюдаются в основном в породах лежачего бока Чокадамбулакского разлома и приурочены к зонам разломов северо-западного и северо-восточного простираций (см. рис. 36 и 37).

Окисный комплекс слагает магнетитовые руды Чокадамбулака. Формирование его происходило в окисную стадию гидротермального процесса.

По условиям образования минералы комплекса разделяются на две группы — магнетитовую и карбонатную. В магнетитовую группу входят гематит I, магнетит I и амфибол II. Гематит I образует пластинчатые, розетковидные агрегативные скопления зерен размером 5—7 мм. Он замещается магнетитом и мушкетовитом. Замещению подвергаются сначала краевые вытянутые оторочки вдоль гематитовых зерен, затем замещается все зерно гематита. Спектральный анализ показал присутствие в мушкетовите кремния, алюминия, кальция, магния, железа, марганца, кобальта, меди, галлия. Химический анализ подтвердил присутствие галлия (0,0009%) и кобальта (0,001%).

Магнетит часто образует мономинеральные массивные рудные тела, метасоматически замещая минералы гранат-пироксеновых, пироксеновых и пироксен-амфиболовых скарнов. Он имеет вкрапленный, массивный, пятнистый и жилообразный характер выделения. Вкрапленный магнетит обычно образует оторочки вокруг массивных магнетитовых тел и слагает жилы в андезитовых порфиритах, лавобрекчиях и известняках. Массивный и пятнистый магнетит встречается в скарнах различного состава. Спектральными анализами в магнетите установлены никель, кобальт, титан, медь, серебро, сурьма, мышьяк, свинец, цинк, кадмий, индий, галлий, а химическими анализами подтверждено наличие галлия до 0,0025% и кобальта до 0,010%.

Среди массивных магнетитовых руд на Центральном участке выявлены колломорфные образования магнетита, которые, по данным Д. О. Онтоева (1959), в контактово-метасоматических месторождениях до сих пор не отмечались. Они свидетельствуют, что в формировании магнетитовых руд месторождения Чокадамбулак принимали участие коллоидные растворы, образовавшиеся, вероятно, в местах отложения магнетита.

Амфибол II представлен актинолитом и сечет магнетит. Он образует средне- и крупнозернистые амфиболовые скарны.

В карбонатную группу входят кальцит II, гранат II и кварц II. Они образуют ореол вокруг магнетитовых зерен. По-видимому, минералы этой группы возникают за счет метасоматического замещения магнетитом гранатов II и химического воздействия железистых растворов на гранаты II, в результате чего образуются железистые аномальные гранаты III гроссуляр-андрадитового ряда. Гранаты II, слагающие мономинеральные скарны, обычно изотропны. Чаще всего встречаются гранаты гроссуляр-андрадитового состава с примесью альмандиновой (до 5,2%), пироповой (до 27,7%) и спессартиновой (до 3,4%) молекул. Наиболее распространены гранаты гроссуляр-андрадитового состава с существенной примесью гроссуляровой молекулы. Спектральными анализами в гранатах установлены никель (0,00n%), титан (0,n%), ванадий (0,00n%), цирконий (0,0n%), медь (0,0n%), цинк (до 1%), галлий (0,00n%).

Все основные руды на месторождении сложены окисным комплексом минералов, которые концентрируются преимущественно в местах проявления дорудной ассоциации. Первый окисный комплекс отмечается в местах максимального проявления дорудной ассоциации изменения пород, что свидетельствует об общих путях движения гидротермальных растворов в первую и вторую стадии гипогенного минералообразования.

Пирит-арсенопиритовый комплекс включает минералы двух групп — ранних сульфидов и магнетитовой. Минералы комплекса замещают магнетит и в свою очередь замещаются минералами раннего полиметаллического комплекса.

В состав группы ранних сульфидов входят пирротин, марказит, лирит и арсенопирит. Они секутся минералами более поздней, второй магнетитовой группы. Пирротин встречен в ассоциации с пиритом и марказитом в виде угловатых зерен размером от 0,1 до 1 мм. В одном из участков наблюдалось срастание зерен пирита и пирротина. Пирит замещает магнетит, образуя в нем заливообразные вrostки. Обычно пирит раздроблен и замещен более поздними образованиями. Спектральный анализ пирита показал присутствие в нем кобальта (0,0n%), меди (0,0n%), серебра (0,00n%). мышьяка (около 1%).

Марказит встречается совместно с пиритом и арсенопиритом. Тесно срастаясь с пиритом, он образует субграфическую структуру прорастания или своеобразные цепочки выделения в пирите. От пирита марказит отличается проявлением анизотропии в светло-голубых тонах.

Арсенопирит образует гнездообразные выделения, метасоматически замещая магнетит. Он пластинчатой формы, размер зерен до 0,1—2,5 мм, с ясно выраженной анизотропией в желтовато-голубоватых тонах. Ассоциирует с пиритом и марказитом, замещается позже выделившимся сфалеритом, галенитом и мушкетовитом II. Таким образом, первая минеральная группа имеет узкие возрастные границы.

Во вторую минеральную группу входят гематит II и магнетит II. Магнетит II сечет ранее выделившийся пирит, который метасоматически замещает магнетит. Магнетит II жилообразной формы, мелкозернистый.

Минералы пирит-арсенопиритового комплекса не получили широкого распространения на месторождении и отмечены главным образом на Центральном участке по разломам № 3, 6 и 7 (см. рис. 37), где они, замещая магнетит, сами замещаются минералами раннего полиметаллического комплекса. Характерной чертой комплекса является то, что минералы приурочены к скарнам актинолит-магнетитового состава и имеют гнездообразный характер проявления. В стадию ранних сульфидов на первых этапах образования минералов выделяются сульфиды первой группы, которые в конце процесса сменяются выделившимися из раствора гематитом II и магнетитом II. Образование сульфидов в начальной стадии про-

цесса и выделение магнетита II и гематита II в конце свидетельствуют об активизации серы в растворе в начале процесса и уменьшении ее роли в конце, с одновременной активизацией в растворе кислорода.

Ранний полиметаллический комплекс сечет и замещает пирит-арсенопиритовый и сам сечется поздним полиметаллическим комплексом. Он формируется в первую полиметаллическую стадию процесса минералообразования, образуя полиметаллическое оруденение в основном на Наследовском участке.

По условиям образования, характеру проявления и минеральному составу комплекс разбивается на четыре группы: эпидот-гранатовую, хлоритовую, халькопирит-сфалерит-галенитовую и гематитовую.

В первую минеральную группу входят эпидот III, гранат IV и датолит. Эпидот зеленого и темно-зеленого цвета, тонкозернистый, образует агрегативные скопления — эпидозиты; сечет магнетит. Гранат IV оливково-зеленого, светло-зеленого и светло-желтого цвета, наблюдается в ассоциации с эпидотом III, образует крупные кристаллы (до 2,5 см) в известняках. Особенностью граната IV является его приуроченность к крутопадающим разломам, где он замещает обломки мраморизованных известняков, образуя оторочки вокруг них. Датолит на месторождении представляет чисто минералогический интерес.

Во вторую группу входят хлорит II и пирит II. Хлорит II темно-зеленый, с буроватым или оливковым оттенком, мелкочешуйчатый, часто образует мономинеральные скопления тонкочешуйчатых агрегатов, замещает эпидот III, образуя эпидот-хлоритовую породу. По результатам термического анализа установлена принадлежность хлорита к магнезиальной группе. Спектральными анализами в хлоритах обнаружены никель (до 0,00n%), кобальт (до 0,00n%), ванадий (до 0,00n%), цирконий (до 0,00n%), медь (до 0,n%), серебро (до 0,00n%), висмут (до 0,0n%), свинец (до 0,0n%), цинк (до 1%), галлий (до 0,00n%), бериллий (до 0,00n%). Пирит II, как правило, отмечается там же, где проявляется хлорит II; образовался он в результате метасоматоза, когда железо, объединяясь с серой, выпадало из растворов в виде пирита II.

Третья, халькопирит-галенитовая группа довольно широко распространена на Наследовском участке. Состоит она из пирита III, халькопирита, сфалерита, халькопирита II, галенита и халькопирита III. Минералы группы, основной в комплексе, слагают все известные полиметаллические рудные тела и располагаются в эпидозитах, скарнах, эпидот-хлоритовой породе. Руды имеют галенит-сфалеритовый, сфалерит-галенитовый, галенит-халькопиритовый, халькопирит-сфалерит-галенитовый, галенитовый, халькопирит-пиритовый состав. Минералы III группы замещают минералы I и II групп и замещаются позже выделившимся гематитом III.

Пирит III часто образует бесформенные гнездообразные выделения типа метаколлоидных. Он постоянно замещается халькопи-

ритом, сфалеритом и галенитом, что и позволяет считать его более ранним, чем остальные сульфиды в группе. Наиболее охотно пирит III замещается халькопиритом. Химический анализ пирита III показал наличие селена и висмута.

Халькопирит образует стяжения от 2 до 7—8 см по диаметру, окруженные оторочкой из сфалерита и галенита; выделяется вслед за пиритом III, замещая последний. Халькопирит находится в четких взаимоотношениях с другими сульфидами, замещается сфалеритом и галенитом. Спектральным анализом в нем установлено наличие никеля, кобальта, серебра, свинца, цинка и кадмия.

Сфалерит встречается на месторождении в тесной ассоциации с пиритом, халькопиритом и галенитом. Выделяется он из растворов вслед за халькопиритом. Сфалерит изотропен, образует структуру близкоодновременного отложения с галенитом, замещает, кородирует и пересекает халькопирит и пирит II и III. Выделяются две разновидности сфалеритов. Разновидность типа клейофана встречается редко. Эмульсионная вкрапленность халькопирита II располагается в сфалерите незакономерно, иногда же подчиняется кристаллографическим направлениям в зерне. Каплевидные выделения халькопирита II (от долей миллиметра до 0,5 мм) образуют полосчатую направленность, подчеркивая спайность в зерне сфалерита. Спектральным анализом в сфалерите обнаружены никель, кобальт, титан, ванадий, медь, серебро, висмут, свинец. Присутствие никеля и кобальта объясняется наличием пирита II и III, в которые эти элементы входят изоморфно. Медь входит в состав халькопирита II (эмультационная вкрапленность). Висмут и серебро являются изоморфными примесями в галените.

Галенит выделяется в виде агрегативных скоплений мелких зерен позже халькопирита, пирита II и III. Спектральные анализы галенита показали присутствие в нем никеля, кобальта, меди, серебра, висмута, сурьмы, мышьяка, цинка, кадмия, стронция. Наличие никеля и кобальта объясняется присутствием пирита II и III и халькопирита; кадмий, по-видимому, связан со сфалеритом; серебро, висмут и сурьма могут входить в блеклые руды в виде тонкой вкрапленности. Галенит часто замещается халькопиритом.

В четвертую гематитовую группу входит гематит III, не получивший широкого распространения. Гематитом замещаются все ранее выделившиеся сульфиды. Замещая сфалерит, гематит образует вокруг него оторочку. Гематит III отличается кроваво-красными внутренними рефлексами, анизотропией и удлиненной формой отдельных зерен. Размер зерен 0,1—0,3 мм. Часто метасоматически замещая ранее выделившиеся сульфиды, гематит III образует войлокообразные скопления кристаллов, на фоне которых выделяются отдельные иглообразные формы, вдающиеся в сульфиды.

Поздний полиметаллический комплекс не получил широкого распространения. Он формировался во вторую полиметаллическую стадию гидротермального этапа минералообра-

зования и слагается кварцем III—IV, баритом, карбонатом III, флюоритом, пиритом IV, сфалеритом II, халькопиритом IV, галенитом II, гематитом IV—V. Минералы позднего полиметаллического комплекса секут минералы раннего полиметаллического комплекса и сами секутся поздними кварц-карбонатными жилами и прожилками. Отличительная особенность комплекса — жильный характер его проявления; границы жил и прожилков, сложенных кварцем, кальцитом и баритом, с вмещающими породами ровные, четкие. Сульфиды — сфалерит, галенит, пирит, халькопирит — отмечаются только в пределах таких жил и прожилков. В отличие от раннего полиметаллического комплекса сульфиды разобщены друг от друга.

Наиболее распространены отдельные группы комплекса: кварц-пиритовая, кварц-кальцит-галенитовая, кальцит-галенитовая, барит-галенитовая, кварц-халькопиритовая, кальцит-сфалеритовая, кварц-гематитовая, барит-гематитовая.

Кварц III обычно мелкозернистый, молочно-белый. Образует жилы и прожилки с пиритом IV, халькопиритом IV, галенитом, сфалеритом II. Они отмечаются к северу от Чокадамбулакского разлома и выполняют его оперяющие трещины. Полные спектральные анализы мономинерального кварца показали присутствие в нем меди и цинка. Пробирные анализы кварца на золото и серебро дали отрицательные результаты.

Кальцит III образует жилы и прожилки мощностью от долей миллиметра до 15—20 см к северу от Чокадамбулакского разлома. Обычно он встречается в ассоциации с кварцем III, галенитом II и сфалеритом II. Спектральным анализом в кальците обнаружены медь, серебро и стронций.

Барит образует две разновидности: 1) мелко- и среднезернистый барит белого и светло-серого цвета совместно с галенитом выполняют жилы и прожилки мощностью до 5—10 см. На глубине барит-галенитовые жилки секут минералы раннего полиметаллического комплекса; 2) перекристаллизованная разность барита — крупные (до 4—5 см) розоватые кристаллы. Вероятно, одновременное образование крупнокристаллического барита и гематита IV происходило в условиях существенной концентрации кислорода в растворе, которые могли возникать только в близповерхностных условиях (Бетехтин, 1953). Обе разновидности барита в ассоциации с кварцем образуют жилы сложного состава. Спектральные анализы свидетельствуют о присутствии в барите титана, меди, свинца и стронция.

Флюорит встречается в тесной ассоциации с кварцем II и образует мелкие зерна (0,1—0,2 мм). Пирит IV отмечен в виде кубических кристаллов в кварц-карбонатных жилах. Халькопирит IV образует агрегативные скопления зерен (0,5 см) в кварц-карбонатных жилах.

Галенит II — самый распространенный минерал из сульфидов комплекса. Встречается в кварц-карбонатных и кварц-баритовых

жилах. Образует хорошо ограненные кристаллы до 0,8—1 см. Полными спектральными анализами галенита обнаружено присутствие в нем серебра, висмута, галлия, стронция и кадмия. Пробирными анализами установлено серебро.

Сфалерит II редко встречается и образует очень мелкие (0,1—0,5 мм) кристаллы светло-желтого цвета типа клейофана.

Гематит V встречается в виде игловидных и чешуйчатых кристаллов размером 0,1—0,5 см в кварце IV, образуя кварц-гематитовые жилы и прожилки мощностью от 0,5—1 мм до 5—6 см. Из элементов-примесей в гематите присутствуют титан, медь, свинец, цинк.

Минералы позднего полиметаллического комплекса приурочены к трещинам северо-восточного простирания. Отмечаются в зоне Чокадамбулакского разлома и на сопряжении разломов № 5 и 7 с Диагональным (см. рис. 37). Концентрация сульфидов в жилах и прожилках незначительна (1—2% от общей массы). Самый распространенный минерал комплекса — галенит II.

Заключительный кварц-карбонатный комплекс на месторождении широко распространен. Формируется он в заключительную стадию гидротермального этапа минералообразования и тесно связан с последними тектоническими проявлениями. Минералы комплекса: хлорит III, пирит V, серпентин II, хризотил-асбест, гидромагнезит, тальк, эпидот IV, хлорит V, кварц V, карбонат IV, кварц VI и гематит VI.

Хлорит III и пирит III образуются в тесной ассоциации с пиритом II раннего полиметаллического комплекса. Железо при образовании пирита V освобождалось при хлоритовом метасоматозе; оно увязывалось с серой и выпадало в форме пирита V. Хлорит III и пирит V отмечаются в кислых эффузивах, где они секут жилы и прожилки кварц-карбонатного состава с сульфидами.

Хризотил-асбест образует жилы в серпентинизированных известняках, мощность которых не превышает 1—2 см. Поперечно-волокнистые кристаллы его светло-желтого цвета с шелковистым отливом. При термическом исследовании (рис. 39) наблюдается эндотермический эффект в 830° (происходит потеря всей воды). Несоответствие экзотермических эффектов объясняется неравномерным содержанием кальцита и хлорита.

Эпидот IV образует мономинеральные скопления в виде гнезд и прожилков. Хлорит IV развивается по эпидоту IV, слагая розетковидные агрегаты темно-зеленых чешуек. Термические анализы показывают, что хлорит соответствует составу β-корренсита.

Тальк отмечается среди доломитизированных известняков, где он образует отдельные пластинчатые зерна (0,5—1 мм) и розетковидные скопления (1—2 мм). Спектральный анализ показал присутствие в тальке меди.

Гидромагнезит встречается среди серпентинизированных известняков в виде снежно-белых агрегатов мелких зерен или радиально-

лучистых скоплений удлиненных зерен (0,5—1 мм). Термические анализы подтвердили наличие гидромагнезита.

Кварц V в ассоциации с кварцем VI формирует на месторождении мощную Чокадамбулакскую кварцевую жилу, представляющую классический пример многократного приоткрывания, сопровождающегося дроблением и отложением новых количеств кварца.

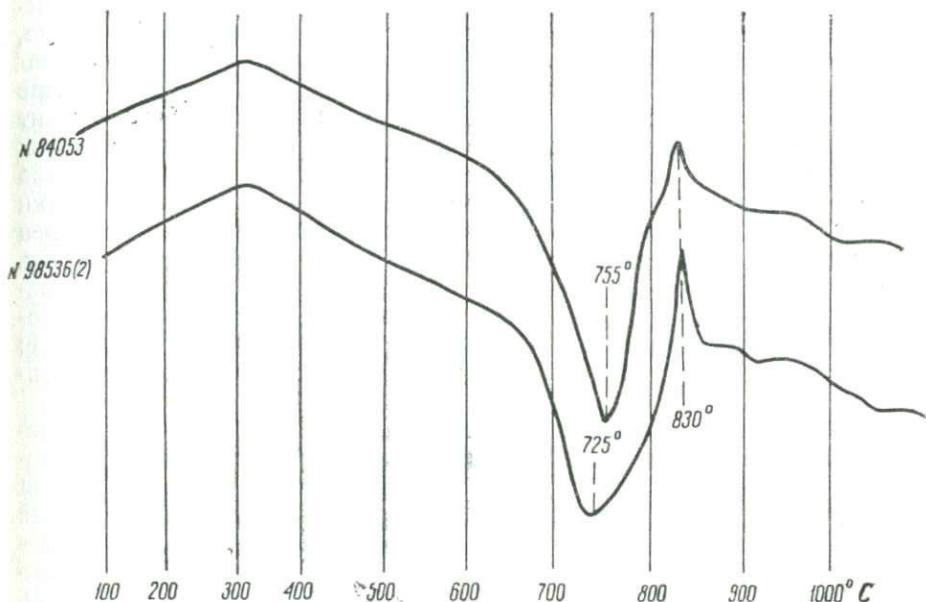


Рис. 39. Термограмма хризотил-асбеста

Карбонат IV часто слагает оперяющие карбонатные и кварц-карбонатные жилы и прожилки в известняках и скарнах. Здесь играл значительную роль процесс переотложения карбонатов.

Гематит VI образует тонкочешуйчатые налеты на стенах трещин и пустот. Спектральным анализом в гематите обнаружены молибден, титан, медь, серебро, висмут, свинец, цинк, кадмий.

Заключительный кварц-карбонатный комплекс проявился в основном в породах висячего бока Чокадамбулакского разлома и в меньшей степени — лежачего. Часто кварц-карбонатная минерализация отмечается в тех же разломах, к которым приурочены и более ранние комплексы.

Зона окисления развита неравномерно, в основном в зонах разломов. Здесь наблюдаются следующие минералы: самородный висмут, вульфенит, халькозин, борнит, ковеллин, англезит, церусит, азурит, малахит, гипс, гидроокислы железа. Самородный висмут встречен в актинолит-магнетитовом скарне с арсенопири-

том и приурочивается к трещинам и пустотам, образуя неправильные скопления в 1—1,5 мм.

В зоне окисления отмечается мартитизация магнетита с образованием вторичных мартитовых руд. Охотно замещаются вторичными в зоне окисления сульфиды раннего и позднего полиметаллических комплексов.

Сульфиды позднего полиметаллического комплекса, полностью замещаясь вторичными, часто образуют своеобразные сухари выщелачивания. В таких образованиях, кроме англезита, церуссита, халькозина, малахита, азурита и гидроокислов железа, встречаются таблички и пластинки вульфенита (1—5 мм), сидящие в ячеистых перегородках. Англезит и церуссит замещают галенит II, образуя структуру краевых каемок или проникая по спайности внутрь зерна. Халькозин развивается по халькопириту, нацело замещая его зерна. Борнит вместе с ковеллином образует оторочки вокруг халькопиритовых зерен. Ковеллин в виде игольчатых зерен встречается совместно с халькозином и борнитом в виде жилок. Гипс образует гнездообразные скопления пластинчатых зерен размером 0,5—1 мм. Гидроокислы железа замещают пирит, халькопирит, галенит, англезит, церуссит, борнит, халькозин и другие; представлены они лимонитом, гётитом, гидрогётитом, натроярозитом.

Руды рудного поля разнообразны по составу и проявляют определенную закономерность в размещении. На западном фланге преобладают магнетитовые руды с наложенными на них ранними сульфидами (арсенопирит, пирротин, висмутин). В центральной части на магнетитовую минерализацию накладываются преимущественно сульфиды первого и второго полиметаллических комплексов, на восточном фланге преобладают полиметаллические руды, в то время как магнетитовая минерализация и ранние сульфиды имеют подчиненное значение.

### Первичные руды

На месторождении Чокадамбулак по вещественному составу выделяются железные, свинцово-цинковые, свинцовые и серноколчеданные группы руд, а по количественно-минеральному составу два типа: простые (магнетитовый, мушкетовит-магнетитовый, галенит-сфалеритовый, сфалерит-галенитовый, галенит-халькопиритовый, халькопирит-сфалерит-галенитовый, галенитовый и пиритовый) и сложные (пирит-магнетитовый, арсенопирит-магнетитовый и халькопирит-пиритовый). Наиболее распространена группа железных руд.

В большинстве типов руд главные рудные минералы составляют более 10%. К ним относятся магнетит (редко мушкетовит), пирит (редко арсенопирит), галенит, сфалерит, халькопирит и гематит. Второстепенные представлены этими же минералами в количестве от 1 до 10%. Кроме того, здесь встречаются пирротин, марказит и серебросодержащая блеклая руда (фрейбергит?).

Группа железных руд включает два простых — магнетитовый и мушкетовит-магнетитовый и два сложных типа — пирит-магнетитовый и арсенопирит-магнетитовый.

Руды магнетитового типа слагают магнетитовые рудные тела, локализующиеся в гранат-пироксеновых, пироксеновых и пироксен-амфиболовых скарнах, на контактах даек с этими скарнами и в тектонических зонах. Руды образовались в окисную стадию и сложены окисным минеральным комплексом. Главным минералом здесь является магнетит; второстепенные — пирит, гематит; минералы-примеси представлены мушкетовитом, пирротином, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, гематитом. Для этого типа руд характерны массивная, пятнистая, вкрапленная, прожилковая и колломорфная текстуры. Колломорфная текстура была впервые встречена на месторождении и является большой редкостью не только здесь, но и на других железорудных месторождениях Советского Союза. Структура этих руд гипидиоморфнозернистая, зернистая и реже интерстициальная.

Мушкетовит-магнетитовый тип руд встречен на Центральном участке и слагает небольшие рудные тела на западном фланге Наследовского. Главные минералы здесь мушкетовит и магнетит; второстепенные — гематит; минералы-примеси представлены пиритом. Для этого типа руд характерны массивная и вкрапленная текстуры и гипидиоморфнозернистая структура.

Руды пирит-магнетитового типа образовались в три стадии — окисную, ранних сульфидов и раннюю полиметаллическую. Они слагают небольшие участки в магнетитовых телах вдоль зон, по контактам даек и разломов. В рудах этого типа главные минералы — магнетит и пирит; второстепенные — халькопирит, сфалерит, галенит; минералы-примеси — пирротин, марказит, арсенопирит, гематит. Наиболее распространены вкрапленная, прожилковая и реже массивная текстуры и зернистая и интерстициальная структуры.

Руды арсенопирит-магнетитового типа образовались в две стадии — окисную и ранних сульфидов и распространены локально, образуя шлироподобные выделения с магнетитом среди амфиболовых скарнов. Главные рудные минералы здесь магнетит I и арсенопирит; второстепенные — магнетит II, пирит I и марказит; минералы-примеси гематит II, мушкетовит II и самородный висмут. Для этих руд характерны прожилковая, шлировая, вкрапленная и пятнистая текстуры и панидиоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая структуры.

Группа свинцово-цинковых руд слагает маломощные рудные тела в тектонических зонах, в скарнах, на контакте кислых даек со скарнами, эпидозитами и в лавобрекчиях фельзит-порфиров. Здесь отмечаются галенит-сфалеритовый, сфалерит-галенитовый, галенит-халькопиритовый и халькопирит-сфалерит-галенитовый типы руд. Главные рудные минералы в них халькопирит I, сфалерит I, галенит I; второстепенные — пирит I, халькопирит II и гематит.

тит III; минералы-примеси — пирротин, марказит, блеклая руда, гематит и магнетит. В этих рудах преобладают текстуры, образовавшиеся метасоматическим путем.

Группа свинцовых руд представлена простым галенитовым типом. Локализуется как в скарнах, так и в измененных известняках, лавобрекчиях, эпидозитах. Главный рудный минерал — галенит; из второстепенных присутствуют пирит, марказит и халькопирит. Характерно отсутствие сфалерита. Наиболее распространены вкрапленная, прожилковая и массивная текстуры и гипидноморфная и панидиоморфнозернистая структуры.

Группа серноколчеданных руд представлена простым пиритовым типом и сложным халькопирит-пиритовым.

Пиритовый тип руд сформировался главным образом в стадию ранних сульфидов на контактах кислых даек со скарнами, эффузивами, эпидозитами и измененными известняками. Главный рудный минерал — пирит; второстепенные гематит и халькопирит; минералы-примеси — халькопирит, галенит, сфалерит и др. Характерны вкрапленная, прожилковая и массивная текстуры и панидиоморфнозернистая структура.

Халькопирит-пиритовый тип руд локализуется, как и пиритовый, на контактах кислых даек с вмещающими породами, в тектонических зонах и участках интенсивной хлоритизации.

Руды галенит-сфалерит-пиритового типа локализуются на контактах кислых даек с вмещающими породами и в тектонических зонах. Чаще всего руды приурочены к местам интенсивной хлоритизации вмещающих пород. Слагаются эти руды галенитом, сфалеритом и пиритом.

Текстуры первичных руд обусловлены характером их происхождения и геологической позицией рудных тел. Выделяются текстуры замещения и выполнения. Текстуры замещения — массивная, вкрапленная, гнездовая, полосчатая — характерны для железных, свинцово-цинковых и частично свинцовых руд, т. е. для окисного и раннего полиметаллического комплексов, выделившихся в высоко- и среднетемпературные стадии процесса минералообразования. Это главные текстуры промышленных руд месторождения.

Массивная текстура характеризуется однообразным строением руды и представляет собой агрегат тесно соприкасающихся между собой рудных зерен. Возникают они при метасоматическом замещении вмещающих пород рудными минералами, например при замещении пироксеновых и амфиболовых скарнов.

По периферии массивных руд располагаются руды с вкрапленной текстурой. Рудные минералы образуются метасоматически при замещении нерудных.

Гнездовая текстура обусловлена изометричным скоплением рудных минералов, образующих гнезда в скарнах, скарнированных известняках и эпидозитах. Скопление рудных минералов связано с метасоматическим замещением карбонатизированных участков во вмещающих скарнах, эпидозитах.

Полосчатая текстура характеризуется чередованием полос, различающихся между собой по содержанию и размерам рудных зерен. Такие текстуры часты вблизи контакта руд с вмещающими породами.

Текстуры замещения образовались в результате замещения карбонатизированных участков в скарнах и эфузивах рудными минералами.

Текстуры выполнения образуются при выполнении рудным минералом трещин, полостей, пустот, интерстиций во вмещающих породах при выпадении их из гидротермальных растворов. Среди них отмечаются массивная, брекчевидная, прожилковая, пересечений, кавернозная и колломорфная.

Для магнетитовых руд характерны массивная и вкрапленная текстуры выполнения. Часто наряду с процессами выпадения рудных минералов из раствора и заполнения ими полостей, пустот происходит метасоматическое замещение минералов вмещающей породы. Вкрапленная текстура руды образуется двумя одновременными процессами — выполнением и метасоматическим замещением обломков вмещающей породы.

Своеобразна прожилковая (жильная) текстура, характеризующаяся наличием рудных прожилков в нерудной массе. При беспорядочном расположении прожилков образуется сетчатая текстура. Для сложных типов руд характерна структура пересечений.

На Наследовском участке отмечается брекчевидная текстура, представленная разнообразными угловатыми обломками эфузивов, сцементированных карбонатом и хлоритом, с зернами галенита, пирита, халькопирита и сфалерита.

Текстуры замещения характерны для ранних полиметаллических комплексов (окисного и раннего полиметаллического). Текстуры выполнения типичны для позднего полиметаллического комплекса. Широко развиты комбинации текстур замещения и выполнения.

Структуры первичных руд подразделяются на структуры кристаллизации (отложения), замещения, распада твердых растворов и давления.

Среди структур кристаллизации наблюдаются аллотриоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая, двойникового внутреннего строения, интерстициальная и пойкилитовая.

Структуры замещения образуют три разновидности: краевых каемок, интерстициальную (замещения) и коррозионную.

Структуры распада твердых растворов широко распространены среди группы свинцово-цинковых руд раннего полиметаллического комплекса. При распаде твердого раствора сфалерит I — халькопирит II образуется эмульсионная структура. Иногда вкрапленность халькопирита располагается вдоль двойниковых швов или спайности, образуя ориентированно эмульсионную структуру.

К структурам давления относятся катаклазическая и раскрошенная. Примером катаклазической структуры может служить

цементация раздробленных зерен раннего пирита, марказита, магнетита минералами раннего полиметаллического комплекса.

**Изменения вмещающих пород.** При рудоотложении большую роль играют процессы изменения скарнов, амфиболизация, эпидотизация, хлоритизация, карбонатизация, окварцевание и др. Все эти процессы многоэтапные и имеют пульсирующий, непрерывно-прерывистый характер. Кроме того, характерен также процесс перекристаллизации скарновых минералов.

Изменение вмещающих пород происходит вследствие действия постмагматических газоводных растворов, которые поступали из глубины по Чокадамбулакскому, Дайковому и другим разломам. Об этом свидетельствуют: 1) все более низкотемпературные изменения вмещающих пород — хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, окварцевание и др. — накладываются в процессе своего развития на скарны; 2) все высоко- и более низкотемпературные изменения проявились локально, образуя вытянутые с запада на восток зоны метасоматически измененных пород. Таким образом, устанавливается, что пути движения постмагматических высокотемпературных газоводных растворов и более низкотемпературных гидротермальных были одни и те же.

Метасоматическим изменениям постмагматическими растворами подвержен весь комплекс вмещающих пород. Процессы изменения делятся на дорудные, интрапрудные и пострудные. Все они сгруппированы во времений последовательности их проявления, в соответствии с пневматолитово-гидротермальным и гидротермальным этапами формирования месторождения.

Скарнирование проявилось широко, в две стадии — раннюю и позднюю. В ранних стадиях образуются контактово-биметасоматические скарны, в позднюю — контактово-инфилтратационные и инфильтрационные. Последние формируются в пределах тектонических зон и играют большую роль в распределении магнетитового и полиметаллического оруденения. С ними связаны все магнетитовые тела.

В позднепалеозойское время в процессе формирования структуры месторождения Чокадамбулак южнее Чокадамбулакского разлома были заложены тектонические зоны северо-восточного и восточного простираций. Они проходят через все породы, в том числе и известняки на стыке Наследовского и Центрального участков. В пневматолитово-гидротермальный этап минералообразования по этим разломам циркулировали постмагматические газоводные растворы. Попадая в среду известняков, особенно на их контакте с алюмосиликатными породами, и перерабатывая их, они образовывали контактово-инфилтратационные скарны.

Формирование мощных скарновых зон гранатового, гранат-пироксенового и пироксенового состава происходило в условиях неоднородного и неравномерного прогрева при общем падении температуры в ходе процесса. Происходит односторонний перенос глинозема и кремнезема растворами в условиях меньшего температур-

ного прогрева, чем при образовании биметасоматических скарнов.

Таким образом, характерной особенностью контактово-инфилтратационных и инфильтрационных скарнов является их четкая приуроченность к разрывным структурам, где основная масса скарнов образуется за счет карбонатных пород. Однако отмечается формирование граната II и пироксена в лавобрекчиях кислого состава нижнепермского возраста, а также в дайках фельзит-порфиров. На этом основании эти скарны могут быть отнесены к постмагматическому этапу, проявившемуся в заключительные стадии единого позднепалеозойского тектоно-магматического цикла. По вещественному составу выделяются скарны пироксеновые и гранатовые, иногда имеющие асимметричную зональность.

Минералы контактово-инфилтратационных скарнов — гранат II и пироксен — до отложения магнетита из растворов подвергаются метасоматическому замещению амфиболом, эпидотом, хлоритом, кальцитом, кварцем.

Амфиболизацией вмещающих пород захвачены отдельные участки и целые зоны. Этому процессу на месторождении подвергаются все породы, но особенно охотно скарны гранат-пироксенового и пироксенового состава. Другой особенностью амфиболового метасоматоза является приуроченность его к тектоническим зонам и контактам даек с вмещающими породами, особенно с пироксеновыми скарнами.

В результате замещения амфиболом скарнов гранат-пироксенового и пироксенового состава образуются гранат-пироксен-амфиболовые, пироксен-амфиболовые и мономинеральные амфиболовые скарны, среди которых отмечаются актинолитовые и актинолит-тремолитовые разности. Амфиболовые скарны на 85—90% сложены амфиболом tremolit-актинолитового ряда. Амфибол образует сплюснутые, спутанные волокнистые, реже розетковидные выделения с размером отдельных зерен до 2 см.

Амфиболизация сопровождается, как правило, серпентинизацией, доломитизацией и окварцеванием.

Магнетитовое оруденение обычно пространственно связано с процессом амфиболизации. Возможна также и генетическая связь между ними, вследствие чего амфиболизация имеет поисковое значение для выявления не вскрытых эрозией магнетитовых руд.

Доломитизация особенно охотно подвергаются верхнедевонские — нижнекарбоновые мелкозернистые мраморизованные известняки Центрального участка. Этот процесс является дорудным гидротермально-метасоматическим, проявившимся до отложения магнетита из растворов. Гнездообразные, линзообразные, неправильной формы тела доломитов размещаются вдоль разрывных нарушений, зон дробления и трещин в известняках. В сторону от разломов в известняках доломитовый метасоматоз постепенно ослабевает. Образование доломитов и доломитизированных известняков проходило одновременно с ранними дорудными процессами изменения вмещающих пород — серицитизацией и мускови-

тизацией, т. е. магниевый метасоматоз проявился параллельно с калиевым. Несомненно, что при процессах серицитизации и мусковитизации магматических пород наряду с калиевым метасоматозом происходит высвобождение магния, который и обогащает сквозь проходящие растворы, переносится ими и отлагается в форме доломита. Кроме того, магнетит мог быть получен и при прохождении растворов через доломиты морского, сингенетического происхождения.

Серицитизация предшествовала образованию руд и является наиболее важным и распространенным метасоматическим процессом в эфузивах и интрузивных породах месторождения. Серицитизируются сначала крупные фенокристаллы полевого шпата, затем вкрапленники и наконец основная масса. Часто вмещающая порода полностью замещается агрегатами зерен серицита. Серицитизируются и скарны, но здесь этот процесс часто затушевывается дорудной эпидотизацией, карбонатизацией, окварцеванием и хлоритизацией. В зоне окисления серицитизированные породы подвергаются каолинизации. Проявились на месторождении и процессы поздней серицитизации регионального характера.

С серицитизацией обычно связана повышенная пористость эфузивов, что создает благоприятные условия для проникновения в них рудоносных растворов и последующего рудоотложения.

Серпентинизация чаще всего проявляется в доломитизированных известняках с образованием серпентинитов и офильтитовых пород. По времени образования она близка к доломитизации и приурочена к тем же тектоническим нарушениям в известняках. Оба эти процесса являются результатом магниевого метасоматоза, проявившегося до отложения магнетита из постмагматических высокотемпературных растворов. Серпентиниты имеют серповидный облик, реже пластинчатый — типа антигорита. Офильтитовые породы чаще всего петельчато-прожилковой, реже глубокой текстуры. На месторождении к участкам серпентинизированных известняков приурочены магнетитовые рудные тела. Таким образом, серпентинизация известняков может служить индикатором наличия на глубине скрытого магнетитового оруденения.

Ортоклазизация вмещающих пород проявилась до отложения магнетита. Она отмечается главным образом в эфузивах, кислых дайках, гранодиоритах и известняках обычно в ассоциации с ранней эпидотизацией, хлоритизацией, карбонатизацией, окварцеванием и серицитизацией вмещающих пород.

Эпидотизация представляет собой непрерывно-прерывистый, пульсирующий процесс. Выделяются три проявления эпидотизации: раннее — дорудное, интрапрудное и позднее — пострудное.

Ранняя эпидотизация наблюдается в основном в скарнах гранат-пироксенового, пироксенового и пироксен-амфиболового состава и в меньшей степени в известняках. Наиболее охотно замещаются эпидотом пироксены. Актинолит и тремолит замещаются эпидотом вдоль трещин спайности. В гранатах эпидот развивается

по тончайшей сети трещинок в отдельных зернах. Одновременно с выделением раннего эпидота выпадают из раствора ранние ортоклаз, хлорит, кальцит, кварц. Эпидотизация приурочена в основном к тектоническим нарушениям скарновых зон и к контактам кислых даек.

Интрарудная послемагнетитовая эпидотизация проявилась в начале первой полиметаллической стадии гидротермального этапа минералообразования. Эпидозиты образуют лентовидные зоны мощностью до 15 м, приуроченные к разломам и контактам даек. С ними связана полиметаллическая минерализация.

Процесс поздней эпидотизации связан с кварц-карбонатной стадией гидротермального этапа минерализации.

Хлоритизация, так же как и эпидотизация, начинается в заключительную стадию пневматолитово-гидротермального этапа, продолжается в гидротермальном этапе и заканчивается в позднюю, кварц-карбонатную стадию минералообразования. Устанавливается три проявления хлоритизации, разделенных во времени процессами магнетитового и полиметаллического рудоотложения: раннее — домагнетитовое, интрарудное — послемагнетитовое, позднее — полиметаллическое.

При процессах ранней хлоритизации выделяющиеся из растворов гранат, пироксен, амфибол и эпидот, приурочиваются к kontaktам даек со скарнами или к тектоническим крутопадающим нарушениям внутри скарновых зон. При наложении хлоритизации на скарны наибольшему изменению подвергается пироксен, затем актинолит и меньшему изотропный гранат.

Интрарудная, послемагнетитовая хлоритизация приурочена к тектоническим нарушениям внутри скарново-магнетитовых зон.

Поздняя, полиметаллическая хлоритизация развивалась после образования позднего полиметаллического комплекса на контактах кварц-сульфидных, кварц-карбонатно-сульфидных и карбонатно-сульфидных жил и прожилков с вмещающими породами. Хлоритизация в сторону от контакта быстро затухает. Хлорит образует розетковидные пластинчатые агрегаты зерен. Термический анализ хлорита показывает кривую  $\beta$ -корренсита.

Хлоритизация в сочетании с другими процессами, изменяющими первоначальный состав скарнов и вмещающих пород, готовывает благоприятную почву для отложения магнетита и сульфидов раннего полиметаллического комплекса. В зонах хлоритизации происходит уменьшение пористости вмещающих пород.

Карбонатизация — это многоэтапный процесс; начинается она в заключительную стадию пневматолитово-гидротермального этапа, продолжается в гидротермальную и заканчивается в позднюю кварц-карбонатную стадию процесса минералообразования. Выделяются три основные вспышки карбонатизации: ранняя — дорудная, рудная, проявившаяся в позднюю полиметаллическую стадию, и послерудная. Карбонатизация обычно сопровождается эпи-

дотизацией, окварцеванием и перекристаллизацией. Чаще всего карбонатизируются минералы скарнов — гранат и пироксен.

Дорудная карбонатизация особенно интенсивна в скарновых зонах Центрального участка, рудная — в пределах Чокадамбулакского разлома и оперяющих трещинах и срывах северо-восточного простирания к северу от него. Эти процессы проявились на месторождении во вторую полиметаллическую стадию гидротермального этапа минералообразования формированием карбонатных, кварц-карбонатных и кварцевых жил и прожилков, включающих сульфиды позднего полиметаллического комплекса (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит). Обычно образуются среднезернистые и мелкозернистые жилы и прожилки, которые секут скарны, магнетитовые рудные тела, эпидозиты, образования раннего полиметаллического комплекса, но в свою очередь секутся более поздними безрудными кварцевыми и кальцитовыми жилами и прожилками.

Окварцевание, так же как и эпидотизация и хлоритизация, началось в заключительную стадию пневматолитово-гидротермального этапа, продолжалось в гидротермальном этапе и закончилось в позднюю кварц-карбонатную стадию процесса минералообразования. Выделяются три основные вспышки окварцевания: ранняя — дорудная, рудная и послерудная.

Раннее окварцевание носило явно метасоматический характер. Наиболее интенсивно оно в тектонических зонах, на контактах даек. Окварцеванию охотно подвергаются скарны гранат-пироксенового и пироксенового состава. Эти скарны являются контактово-инфилтратационными. Их минеральный состав усложняется до рудоотложения магнетита из растворов.

При рудоотложении магнетита из растворов происходит перекристаллизация маложелезистых изотропных гранатов и более железистых анизотропных разностей. Установлено, что магнетитовое оруденение, выходя за пределы скарнов, в сторону вмещающих эти скарны пород, приурочивается к измененным участкам в этих породах.

Амфиболизация, серпентинизация и перекристаллизация (андрадитизация) пироксенов и гранатов могут служить поисковыми признаками для выявления месторождений скарновых магнетитовых рудных тел.

### Структурно-литологические условия распределения оруденения

Размещение магнетитовых и полиметаллических рудных тел на месторождении контролируется двумя основными группами факторов — структурными и литологическими.

Главную роль в локализации рудных тел играют структурные факторы. Структуры создают пути движения гидротермальным растворам и контролируют размещение рудных тел. Проводниками гидротермальных растворов на месторождении Чокадамбулак слу-

жили рудоподводящие, рудораспределяющие и рудолокализующие структуры.

К рудоподводящим структурам относится Чокадамбулакский разлом, по которому рудоносные растворы подводились с глубины к площади месторождения. Доказательством этому служат интенсивные проявления постмагматической минерализации в зоне разлома и примыкающих к нему вмещающих породах. Разлом имеет небольшую глубину заложения по сравнению с другими структурами месторождения, так как представляет собой региональную структуру четвертого порядка (Невский, 1959).

Рудораспределяющими структурами на месторождении являются разломы северо-восточного простирания № 1, 2, Диагональный и Дайковый. Они служили путями проникновения растворов, так как сопрягаются с зоной Чокадамбулакского разлома, почти не вмещают рудных тел, но несут рассеянную минерализацию.

Рудолокализующие структуры месторождения — разломы № 3, 4, 5, 7, 8 и 9 (см. рис. 37). Разломы № 3 и 7 проходят в основном по контакту гранодиоритов с известняками, а № 4, 5 и 9 — по контакту эфузивов с известняками. Размещение рудной минерализации внутри рудолокализующих структур протекало неравномерно. Структурными факторами, влиявшими на размещение рудной минерализации в рудолокализующих структурах, являются: 1) места пересечения рудолокализующих структур секущими нарушениями. Здесь возникает открытая полость и зона интенсивно раздробленных пород — благоприятные для движения гидротермальных растворов и локализации оруденения. Рудные тела имеют столбообразную форму (рис. 40); 2) места сопряжения оперяющих нарушений с рудолокализующими структурами или самих структур. В таких участках возникают дополнительные полости (зоны дробления) вмещающих пород, способствующие отложению рудных компонентов; 3) контакты кислых даек, размещающихся в рудолокализующих структурах.

Большое количество консолидированных малых интрузий внесло структурную неоднородность во вмещающие их породы и тем самым способствовало локальному развитию трещиноватости, благоприятной для проникновения рудоносных растворов. Контакты даек могли играть роль каналов, по которым гидротермальные растворы проникали к дневной поверхности. Об этом свидетельствуют значительные изменения пород в зальбандах даек. В рудных телах, локализовавшихся в висячем боку кислых даек, отмечаются незначительные содержания железа, свинца и цинка, в локализовавшихся в лежачем боку — более высокие их содержания.

На размещение магнетитового и полиметаллического оруденения в висячем и лежачем боках кислых даек решающее влияние оказали сами дайки, которые экранировали рудоносные растворы, поступавшие с глубины. Контакты кислых даек со стороны висячего бока явились неблагоприятными, а со стороны лежачего —

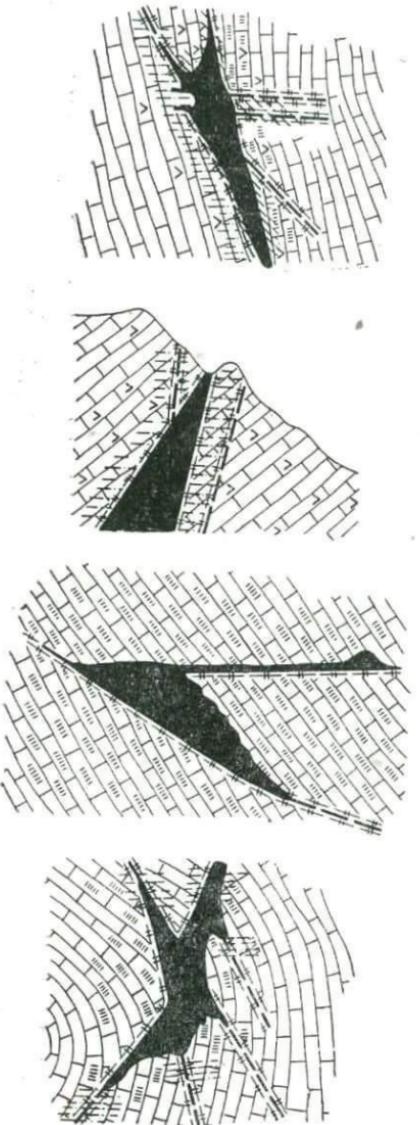


Рис. 40. Структурные типы рудных тел. Составили М. Д. Котенев, Д. П. Матяш, И. Д. Мясников

1 — известняки; 2 — мраморизованные известняки; 3 — магнетитовые рудные тела; 4 — кальцитизация; 5 — серпентинизация и хлоритизация; 6 — зоны дробления

относительно благоприятными структурными позициями для локализации оруденения.

Поверхность рудолокализующих структур волнистая. При движении по волнистым поверхностям внутри структур образовались открытые полости граней, а в местах изгиба поверхностей — участки интенсивно трещиноватых пород (зоны дробления). Открытые полости и зоны дробления благоприятны для накопления рудных минералов.

Зоны дробления способны вмещать относительно большой объем рудоносных растворов и способствуют активному взаимодействию вмещающих пород с растворами на значительной поверхности их соприкосновения.

Содержание железа, свинца и цинка обычно увеличивается в местах пересечений или сопряжений структур, несколько падает в зонах дробления и немного уменьшается в висячих боках кислых даек.

К литологическим разностям пород, благоприятно влияющим на локализацию магнетитового и полиметаллического оруденения, относятся пироксеновые и амфиболовые скарны, менее благопри-

ятны хлоритовые породы, а на полиметаллическое оруденение также эпидозиты. Относительно благоприятнойлитологической средой

для размещения полиметаллического оруденения служили гранатовые скарны. Неблагоприятны для отложения железа, свинца и цинка гранодиориты, андезитовые порфиры, лавобрекчию фельзит-порфиров, фельзит-порфиры, а также гранатовые скарны для отложения магнетита.

Интенсивность проявления минерализации зависит от структурных позиций или литологических разностей пород.

Содержание железа в различных литологических разностях пород уменьшается в висячих боках кислых даек, несколько увеличивается в лежачих и еще больше возрастает в зонах дробления, достигая максимума в местах сопряжения или пересечения рудолокализующих структур.

Содержание свинца также подчиняется этой закономерности, за исключением эпидозитов, в которых наибольшее содержание свинца отмечается в лежачих боках даек. По-видимому, в момент поступления рудоносных растворов степень нарушенности эпидозитов была наибольшей на контактах с кислыми дайками, с удалением от них она уменьшалась. Очевидно, в эпидозитах и лежачих боках кислых даек на локализацию галенита оказывали влияние два структурных фактора: сами дайки, являвшиеся экраном на пути движения растворов, и зона дробления, обеспечивающая циркуляцию рудоносных растворов, в то время как в эпидозитах, удаленных от контакта, действовал только один структурный фактор — зона дробления, да и то незначительно.

Содержание цинка в пироксеновых и гранатовых скарнах, в хлоритовой породе и в измененных гранодиоритах также подчиняется этой закономерности, но в эпидозитах, актинолитовых скарнах и лавобрекциях фельзит-порфира содержание цинка увеличивается в лежачих боках кислых даек и уменьшается в зонах дробления. Это объясняется тем, что цинк, обладающий большой миграционной способностью, выносился из зон дробления при прохождении по ним последующих порций гидротермальных растворов, тогда как свинец оставался на месте.

Мощность магнетитовых рудных тел в различных литологических разностях пород изменяется от минимальной в висячем боку кислых даек до максимальной в местах сопряжения рудолокализующих структур.

Мощность полиметаллических рудных тел в тех же породах увеличивается в зонах дробления; исключение составляют только рудные тела в хлоритовой породе, имеющие наибольшую мощность в лежачем боку кислых даек.

### **Геологическая интерпретация результатов магнитных съемок**

В Юго-Западном Карамазаре выявлены значительные по размерам магнитные аномалии. На ряде площадей проведены крупномасштабные наземные магнитные съемки; оконтурены и установлены размеры аномалий. Часть их приурочена к Чокадамбулак-

скому рудному полю. Из них в настоящее время перспективными на железные руды являются участки Восточный, Центральный, Западный и Акташ.

Количественная интерпретация магнитных аномалий сводилась к определению глубины залегания, геометрических параметров и степени намагниченности возмущающих геологических тел, используемой впоследствии для подсчета запасов. Величина намагниченности исследуемого тела определялась по ряду независимых измерений.

Так как исследуемые площади имеют сложный рельеф с углами наклона 30—40°, то графики вертикальной составляющей, полученные по расчетным профилям, исправлялись за влияние рельефа с помощью палеток А. А. Логачева (1962). По исправленным кривым  $Z_a$  определялись глубины залегания тела и его нижней границы, горизонтальная мощность, угол падения, т. е. устанавливались форма и размеры тела. Использовались как аналитические, так и интегральные методы (Соколов, 1956). Площади сечений рудных тел находились по методам А. П. Казанского, А. А. Попова и А. М. Полонского. В целях уменьшения погрешности в измерениях расчетные профили брались большой длины\* (4—5 км). По мнению А. П. Казанского (1951), длина профиля должна быть в 10 раз больше, чем размеры рудного тела по падению, тогда ошибка в определении сечения рудного тела составит всего 10%.

При интерпретации результатов магнитных съемок предыдущих лет запасы руды определялись на основе ожидаемых размеров рудных тел по падению, простирации и средней мощности. При этом запасы руд обычно завышались. Запасы руд, оцененные интегральным методом А. А. Попова по Западному и Центральному участкам, были занижены по сравнению с запасами, выявленными по данным горных выработок и разведочных скважин. Расхождения составляют от 20% (Западный участок) до 50% (Центральный участок).

Причины таких резких расхождений в оценке запасов, по-видимому, следует искать, с одной стороны, во влиянии рельефа поверхности и, с другой — в том, что определения велись из предположений трехмерных тел, тогда как скорее всего мы имеем дело с двухмерными телами.

Направление намагничения определялось методом А. А. Непомнящих

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} x H_z dx}{\int_{-\infty}^{\infty} x H_x dx}$$

и методом Т. Н. Розе

$$\operatorname{tg} I_0 = \frac{U(\theta)}{[U(x) - U(-x)]_{\text{экстр}}}.$$

Метод А. А. Попова применялся в предположении двухмерных тел, т. е. рудных тел, размеры которых по простианию бесконечно большие.

Площадь сечения определялась по нескольким линиям, средневзвешенная — по расстоянию между сечениями, и величина ее учитывалась при подсчете запасов рудного тела. Средняя величина интенсивности намагничения вычислялась по магнитным наблюдениям для каждого участка отдельно и контролировалась данными измерений образцов. При этом учитывались также значения  $\chi$  и  $I_r$ , полученные по измерениям вариаций магнитного поля в эпицентре аномалии и в нормальном поле (Копаев, Лапина, Распопов, 1961).

Величина магнитной восприимчивости находилась по формуле

$$\chi = \frac{N-1}{A},$$

где  $N = \frac{\delta Z_a}{\delta Z_n}$ ,

$A$  — коэффициент, зависящий от размеров рудного тела.

Для бесконечного вертикального пласта большого погружения в точке  $Z_{a_{\max}}$

$$A = 2 \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{2bh}{h^2 - b^2},$$

$$I_r = \frac{(K-N)}{A} Z_n,$$

где

$$K = \frac{Z_n - Z_a}{Z_n}.$$

Зная  $Z_a$ , можно определить интенсивность намагничивания.

$$I_s = \frac{Z_a}{A},$$

где

$$I_s = I_l + I_r.$$

До настоящего времени нет достаточно убедительных приемов определения нижней границы объектов, исключая, конечно, рудные тела простой формы, для которых задача решается довольно просто. Для каждого участка в зависимости от различий в геологической обстановке применялся индивидуальный подход. Нижняя граница рудных тел рассчитывалась исходя из величины площади сечения методом А. П. Казанского или А. А. Попова:

$$\frac{S}{2b} = 2l.$$

Координаты центра тяжести тела определялись также методом А. А. Попова:

$$Z_c = \frac{\lg U_2 - \lg U_1}{(U_2 - U_1) \lg t}.$$

Качественная геологическая расшифровка магнитных аномалий сводилась к установлению связи аномалий с теми или иными рудными и нерудными телами путем сравнения расчетной величины интенсивности намагничения с полученной по образцам. Учитывая, что на ряде участков вектор интенсивности намагничения имеет наклонное направление, не совпадающее с геомагнитным полем Земли, результирующее направление определялось из аномальных кривых. Поскольку направление намагниченности определяется отношением  $\frac{I_x}{I_z}$ , то оно находилось по предварительно построенным кривым  $H_z$  и  $H_x$  по кривым  $Z_a$  и  $H_a$ :

$$\frac{I_x}{I_z} = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} xHdx}{\int_{-\infty}^{\infty} xH_z dx}.$$

При этом кривые  $Z_a$  и  $H_a$  были исправлены за рельеф. Ниже приводятся результаты интерпретации по участкам.

Восточный участок располагается на южном крыле Чо-кадамбулакской антиклинали и сложен интрузивными и эфузивными породами, скарнами с железорудной минерализацией. Скарновая зона вытянута в восточном—юго-восточном направлении. Магнитные свойства проб достаточно контрастны (табл. 10). Аномальное магнитное поле вертикальной составляющей на участке вытянуто в широтном направлении на 2,5 км. Максимальное его значение 9500γ отмечается на западном окончании участка. В восточном направлении величина поля уменьшается до 1500γ. Аномалия здесь составляет две ветви: южную протяженностью 400 м и северную — более 1000 м. С северо-запада положительная аномалия оконтуривается отрицательными значениями вертикальной составляющей, достигающими 1800γ и с юга до 500γ.

Характер и величина магнитного поля дают основание предполагать существование в восточной части аномалии магнетитового рудного тела с неглубоким залеганием нижней границы. Далее на восток, где отмечается уменьшение интенсивности поля, рудное тело, по-видимому, залегает на большой глубине и значительно распространено. Параметры рудных тел определяются по графикам  $Z_a$  двух интерпретационных профилей — 1 и 4.

График вертикальной составляющей  $Z_a$  на профиле 1 (рис. 41) не симметричен и имеет четыре максимума, в связи с чем плохо поддается интерпретации. Так как профиль пройден по резко пересеченной местности, в график  $Z_a$  введена поправка за рельеф. При

этом уровне наблюдений поднят более чем на 50 м. Исправленная за рельеф кривая имеет более плавный вид. По ней (методика Б. А. Андреева) вычислена горизонтальная составляющая, по которой определялся угол наклона вектора намагничения способом Т. Н. Симоненко. Угол равен  $67^\circ$ , т. е. близок к углу наклона вектора магнитного поля Земли. Далее кривая

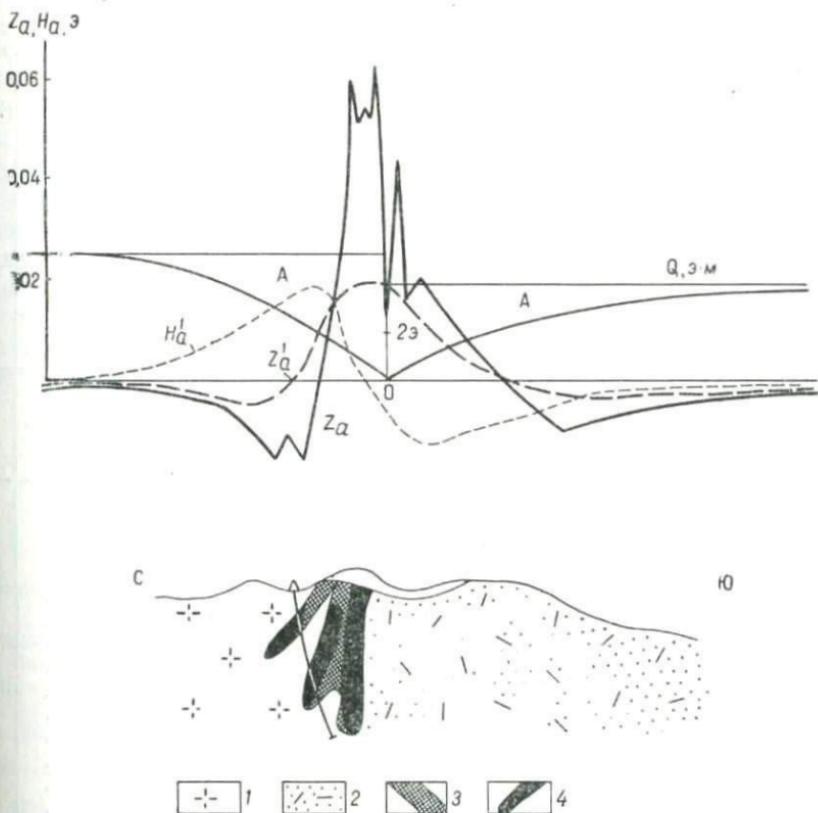


Рис. 41. Графики  $Z_a$ ,  $Z_a'$ ,  $H_a'$ . Восточный участок, профиль 1  
1 — гранодиориты; 2 — эффузивные породы; 3 — скарны; 4 — магнетитовые тела

$Z_a$ , исправленная за рельеф, пересчитывалась на вертикальное намагничение по формулам Б. Д. Микова (1949). Полученная кривая характеризует общее положение возмущающего тела в сечении профиля 1.

Более высокие горизонтальные градиенты вертикальной составляющей в северном направлении и наличие глубокого минимума на северной ветви кривой скорее всего свидетельствуют не о северном падении тела, а о его общем южном падении (табл. 11).

Средняя глубина залегания верхней кромки тела составляет 75 м. Однако если учесть, что линия наблюдения при введении по-

Таблица 10  
Магнитные свойства и плотность пород Восточного участка

| Породы                                                         | $\chi \cdot 10^{-6}$ , ед. СГСМ |         |         |                      | $I_r \cdot 10^{-6}$ , ед. СГСМ |       |         |                      | Средняя плотность, $g/cm^3$ |
|----------------------------------------------------------------|---------------------------------|---------|---------|----------------------|--------------------------------|-------|---------|----------------------|-----------------------------|
|                                                                | От                              | До      | Среднее | Коли-чество образцов | От                             | До    | Среднее | Коли-чество образцов |                             |
| Известняки . . . . .                                           | 20                              | 336     | 100     | 10                   | 8                              | 77    | 29      | 10                   | 2,85                        |
| Гранодиориты . . . . .                                         | 6                               | 2 840   | 342     | 59                   | 0                              | 7110  | 370     | 58                   | 2,73                        |
| Кварцевые порфириты . . . . .                                  | 6                               | 276     | 120     | 38                   | 0                              | 107   | 28      | 37                   | 2,60                        |
| Анdezитовые порфириты . . . . .                                | 40                              | 149     | 100     | 7                    | 7                              | 177   | 57      | 7                    | 2,66                        |
| Анdezito-дацитовые порфириты . . .                             | 1470                            | 3 400   | 2800    | 6                    | 107                            | 876   | 385     | 6                    | 2,72                        |
| Скарны . . . . .                                               | 0                               | 51 500  | 2250    | 69                   | 0                              | 8305  | 520     | 70                   | 2,90                        |
| Магнетитовые руды ( $\chi \cdot 10^{-3}$ , ед. СГСМ) . . . . . | 14,6                            | 2 140,0 | 338     | 34                   | 5,0                            | 145,0 | 36,8    | 33                   | 3,90                        |

Таблица 11  
Параметры рудного тела

| Метод расчета                                   | $h$ , м | $2b$ , м | $h_{\text{ц}}$ , м | $M \cdot 10^4$ , ед. СГСМ | $S$ , $m^2$ | Угол $\alpha$ , град | $I_r$ , ед. СГСМ |
|-------------------------------------------------|---------|----------|--------------------|---------------------------|-------------|----------------------|------------------|
| Касательных . . . . .                           | 80      | —        | —                  | —                         | —           | —                    | —                |
| По формулам мощного наклонного пласта . . . . . | 76      | 180      | —                  | —                         | —           | 54                   | 0,0105           |
| По формулам тонкого наклонного пласта . . . . . | 65      | —        | —                  | —                         | —           | 51                   | —                |
| А. П. Казанского . . . . .                      | —       | —        | —                  | 422                       | 9 400       | —                    | —                |
| А. А. Попова . . . . .                          | 60      | —        | 233                | 748                       | 16 600      | —                    | —                |
| Среднее . . . . .                               | 75      | 130      | 236                | 585                       | 13 000      | 53                   | 0,0105           |

правки за рельеф была поднята на 50 м, то глубину залегания тела от поверхности следует оценивать в 20—25 м. Общая мощность рудного тела, включая безрудные пропластки, около 130 м. По характеру графика в сечении профиля I можно ожидать не менее четырех рудных тел в скарнах, имеющих малую величину магнитной восприимчивости, вызванную включениями безрудных пропластков (скорее всего немагнитных скарнов). Общая намагниченность рудной зоны не высока и составляет 0,0105 ед. СГСМ, т. е. ее значение отвечает нерудным сильно магнитным породам. Угол падения возмущающего тела, определенный в 53°, характеризует общее падение всей рудной зоны.

Скважина, пройденная на участке, на глубине пересекла, по-видимому, слепые рудные тела. По графику  $Z_a$ , исправленному за рельеф, был рассчитан график  $H_a$ , по которому методом Т. Н. Симоненко (Соколов, 1956) определен угол наклонения вектора намагничения, а затем с учетом величины последнего кривая  $Z_a$  была пересчитана на вертикальное намагничение (табл. 12). Более крутая южная ветвь этой кривой свидетельствует о северном падении слепого рудного тела.

Таблица 12  
Параметры слепого рудного тела

| Метод расчета                 | $h_1, \text{м}$ | $2b, \text{м}$ | $h_{\text{II}}, \text{м}$ | $M_{\text{Дж}}, \text{ед. СГСМ}$ | $S, \text{м}^2$ | Угол $\alpha, \\ \frac{\pi}{2} \rho \partial$ | $I, \text{ед. СГСМ}$ |
|-------------------------------|-----------------|----------------|---------------------------|----------------------------------|-----------------|-----------------------------------------------|----------------------|
| Касательных . . . . .         | 91              | —              | —                         | —                                | —               | —                                             | —                    |
| Т. Н. Симоненко . . . . .     | 127             | —              | 323                       | —                                | —               | —                                             | —                    |
| По формулам наклонного пласта | 89              | 270            | —                         | —                                | —               | 43                                            | 0,003                |
| А. П. Казанского . . . . .    | —               | —              | —                         | 462                              | 10 200          | —                                             | —                    |
| А. А. Попова . . . . .        | 118             | —              | 291                       | 456                              | 10 000          | —                                             | —                    |
| Среднее . . . . .             | 106             | 270            | 307                       | 459                              | 10 100          | 43                                            | 0,003                |

Глубина залегания верхней кромки тела с учетом подъема линии наблюдения при введении поправки за рельеф составляет 30—50 м. В горизонтальную мощность, определенную в 270 м, входят и безрудные слои, о чем свидетельствует низкая интенсивность намагничения, равная 0,003 ед. СГСМ. Нижняя граница тела залегает на глубине более 400 м.

На основе использования данных по четырем профилям и с учетом геологических особенностей участка установлено, что возмущающее тело в целом представляет собой рудную зону, протягивающуюся с запада на восток. Выходящие на поверхность рудные тела в западной части участка далее на восток погружаются. Горизонтальная мощность рудной зоны не постоянна и увеличивается

в восточном направлении. Нижняя граница зоны находится на глубине 50 м. Падение рудных тел кротое — южное (на западе и на востоке) и, возможно, северное (в средней части зоны). Направление намагничения рудных тел 70—80° на север.

Центральный участок приурочен к южному крылу Чокадамбулакской антиклинали и сложен эфузивами, интрузивными породами и kontaktово-метасоматическими образованиями. Вдоль всего южного контакта Чокадамбулакского гранодиоритового интрузива прослеживаются скарнированные известняки верхнего девона — нижнего карбона.

Рудная зона представлена гранатовыми и пироксеновыми скарнами с магнетитом, местами известняками с магнетитом. Простиранье зоны широтное, отмечаются небольшие разобщенные выходы рудных тел на поверхность. По простиранью и на глубину зона хорошо изучена с помощью горных выработок и буровых скважин. Магнитными породами служат магнетитовые руды и скарны с магнетитом. Практически немагнитны известняки (табл. 13). Все остальные породы слабо магнитны. Средняя величина магнитной восприимчивости магнетитовой руды для участка<sup>\*</sup> принята в 0,4 ед. СГСМ. Плотность руды 4 г/см<sup>3</sup>. Аномальное магнитное поле располагается на контакте известняков с изверженными породами и приурочивается к областям развития скарнов. Напряженность поля колеблется от 3000 до 30 000γ.

С севера и юга положительные аномалии сопровождаются отрицательными значениями. Общая протяженность аномальной зоны 1500 м. Связь магнитных аномалий с магнетитовыми рудными телами доказана геологоразведочными работами.

Для интерпретации использованы графики  $Z_a$  трех расчетных профилей, пересекающих вкрест простирания аномальную зону. По первому профилю получен график  $Z_a$  с максимумом 3600γ. Северная ветвь его пологая, южная — крутая и переходит в отрицательный максимум до 400γ. Ввиду того что рельеф местности пологий, поправка за рельеф не вводилась. Однако, учитывая значительную длину профилей и выход кривой в нормальное поле, перед расчетами по графику  $Z_a$  значение нормального поля понижено.

По графику  $Z_a$  построены кривые арктангенсов и логарифмов и графическими, а также аналитическими методами определены  $h$  и  $2b$  (табл. 14).

Среднее значение глубины залегания рудного тела, вычисленное различными способами, не соответствует истинному. Руды здесь значительно ближе к поверхности. В данном случае на результаты магнитных измерений, по-видимому, влияет окисление руд вблизи поверхности, уменьшающее магнитную восприимчивость. Этот вопрос требует дополнительных исследований.

На втором расчетном профиле график  $Z_a$ , максимум которого достигает 4000γ, имеет глубокие минимумы: с севера 2000γ, с юга до 1200γ. Симметричность графика в высоких значениях свидетельствует о кротом падении рудного тела, большие горизонтальные

Таблица 13

## Магнитные свойства и плотность пород Центрального участка

| Породы                           | $\chi \cdot 10^{-6}$ , ед. СГСМ |           |         |                     | $I_r \cdot 10^{-6}$ , ед. СГСМ |         |         |                     | Средняя плотность, $g/cm^3$ |
|----------------------------------|---------------------------------|-----------|---------|---------------------|--------------------------------|---------|---------|---------------------|-----------------------------|
|                                  | От                              | До        | Среднее | Количество образцов | От                             | До      | Среднее | Количество образцов |                             |
| Известняки . . . . .             | 15                              | 99        | 42      | 16                  | 8                              | 36      | 26      | 16                  | 2,55                        |
| Анdezито-дацитовые порфиры . . . | 41                              | 2 020     | 800     | 17                  | 8                              | 926     | 380     | 17                  | 2,65                        |
| Кварцевые порфиры . . . . .      | 8                               | 1 426     | 248     | 26                  | 0                              | 6 607   | 295     | 25                  | 2,62                        |
| Гранодиориты . . . . .           | 23                              | 555       | 130     | 33                  | 0                              | 371     | 38      | 31                  | 2,7                         |
| Фельзиты . . . . .               | 35                              | 626       | 240     | 9                   | 16                             | 322     | 225     | 9                   | 2,62                        |
| Гранодиорит-порфиры . . . . .    | 12                              | 354       | 95      | 16                  | 7                              | 54      | 24      | 16                  | 2,65                        |
| Скарны . . . . .                 | 1                               | 1 253     | 175     | 23                  | 0                              | 1 023   | 68      | 23                  | 2,92                        |
| Магнетитовые скарны . . . . .    | 890                             | 37 500    | 14 300  | 9                   | 0                              | 8 541   | 3 860   | 9                   | 3,45                        |
| Магнетитовые руды . . . . .      | 11 330                          | 5 800 000 | 416 000 | 56                  | 1000                           | 135 000 | 23 000  | 56                  | 3,85                        |

Таблица 14

## Параметры рудного тела

| Метод расчета                                   | $h$ , м | $2b$ , м | $h_{II}$ , м | $M \cdot 10^4$ , ед. СГСМ | $S$ , м <sup>2</sup> | Угол $\alpha$ , град | $I_r$ , ед. СГСМ |
|-------------------------------------------------|---------|----------|--------------|---------------------------|----------------------|----------------------|------------------|
| Аналитический . . . . .                         | 40      | —        | —            | —                         | —                    | —                    | 0,029            |
| Касательных . . . . .                           | 28      | —        | —            | —                         | —                    | —                    | —                |
| По формулам тонкого наклонного пласта . . . . . | 40      | —        | —            | —                         | —                    | —                    | —                |
| По формулам мощного наклонного пласта . . . . . | 46      | —        | —            | —                         | —                    | —                    | —                |
| Т. Н. Симоненко . . . . .                       | 50      | —        | —            | 266                       | 6650                 | 85                   | —                |
| А. П. Казанского . . . . .                      | —       | —        | —            | —                         | —                    | —                    | —                |
| Б. А. Андреева . . . . .                        | 30      | 20       | —            | —                         | —                    | —                    | —                |
| А. А. Попова . . . . .                          | 22      | —        | 198          | 397                       | 9925                 | —                    | —                |
| А. М. Полонского . . . . .                      | —       | —        | —            | 238                       | 595                  | —                    | —                |
| Среднее . . . . .                               | 38      | 20       | 198          | 300                       | 6700                 | 85                   | 0,029            |

градиенты — о близком к поверхности залегании верхней кромки тела, наличии отрицательных полей с юга и севера, о конечных размерах рудного тела (табл. 15).

Таблица 15  
Параметры рудного тела

| Метод расчета              | $h_1, м$ | $2b, м$ | $h_{II}, м$ | $M \cdot 10^4, ед. СГСМ$ | $S, м^2$ | $I, СГСМ$ |
|----------------------------|----------|---------|-------------|--------------------------|----------|-----------|
| Касательных . . . . .      | 17,5     | —       | —           | —                        | —        | —         |
| Аналитический . . . . .    | 5,5      | 36      | —           | —                        | —        | 0,045     |
| А. А. Попова . . . . .     | 17       | —       | 52          | 186                      | 4650     | —         |
| А. М. Полонского . . . . . | —        | —       | —           | 296                      | 7450     | —         |
| * Среднее . . . . .        | 13       | 36      | 52          | 241                      | 6050     | 0,045     |

Площадь вертикального сечения определена по магнитным моментам при  $I=0,040$  и составляет в среднем  $6050 м^2$ . Это значение соответствует параметрам, определенным аналитическим методом ( $h=30—40 м$  и  $I=0,045$ ). Если принять глубину залегания центра сечения, равную  $50—60 м$  (по методу А. А. Попова), а размер тела по падению  $120 м$ , то получим те же значения площади сечения.

И, наконец, для третьего профиля, пройденного по азимуту  $37^\circ$ , получен график  $Z_a$  с тремя максимумами, соответствующими 8000, 12 000 и 17 000. Ввиду слабой всхолмленности местности в график не вводилась поправка за рельеф (табл. 16).

Здесь так же, как и в предыдущем случае, по-видимому, на определение глубины залегания верхней кромки зона окисления ока-

Таблица 16  
Параметры рудного тела

| Метод расчета              | $h, м$ | $2b, м$ | $h_{II}, м$ | $M \cdot 10^4, ед. СГСМ$ | $S, м^2$ | $\frac{\text{Угол } \alpha}{\text{рад}} \cdot \frac{1}{\rho \mu \theta}$ | $I, СГСМ$ |
|----------------------------|--------|---------|-------------|--------------------------|----------|--------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Аналитический . . . . .    | 3      | 22,7    | —           | —                        | —        | —                                                                        | 0,021     |
| Касательных . . . . .      | 22,5   | —       | —           | —                        | —        | —                                                                        | —         |
| Т. Н. Симоненко . . . . .  | 22     | —       | 55          | —                        | —        | —                                                                        | —         |
| Б. А. Андреева . . . . .   | 10     | 40      | —           | —                        | —        | —                                                                        | —         |
| А. А. Попова . . . . .     | 19     | —       | 83          | 83                       | 20 325   | —                                                                        | —         |
| А. М. Полонского . . . . . | —      | —       | —           | 806                      | 20 150   | —                                                                        | —         |
| А. П. Казанского . . . . . | —      | —       | —           | 635                      | 16 325   | 66                                                                       | —         |
| * Среднее . . . . .        | 15     | 31      | 69          | 757                      | 18 933   | 66                                                                       | 0,021     |

зывает существенное влияние. Падение рудного тела определяется в  $66^\circ$ . Сложность кривой, сильно искаженной соседними максимумами, не позволяет точно определить направление падения тела. Вероятнее всего, оно южное.

Таким образом, по магнитным данным протяженность зоны для Центрального участка составляет около 950 м. В восточной части глубина залегания верхней кромки тел колеблется от нескольких метров до 40 м. Горизонтальная мощность непостоянна и в отдельных случаях достигает 35—40 м. Нижняя граница рудных тел находится на глубине более 600 м. Падение рудных тел близко к вертикальному, прослежено на значительную глубину.

Западный участок приурочен к южному крылу Чокадамбулакской антиклинали и сложен гранодиоритами и доломитизированными, скарнизованными известняками. Рудные тела представлены скарнами актинолит-гранат-магнетитового состава, прослеженными по северному контакту известняков с гранодиорит-порфирями. На поверхности на протяжении 1600 м наблюдаются разобщенные выходы их.

Высокая магнитная восприимчивость отмечается только для магнетитовых руд (средняя  $430 \cdot 10^{-3}$  ед. СГСМ) и скарнов (средняя около  $4,0 \cdot 10^{-3}$  ед. СГСМ). Средняя величина остаточного намагничения для первых составляет  $20 \cdot 10^{-3}$  ед. СГСМ, для вторых  $0,64 \cdot 10^{-3}$  ед. СГСМ (табл. 17). Практически немагнитны известняки и гранодиориты.

На участке магнитной съемкой выделена полоса аномалий широтного направления длиной около 5 км и шириной от 50 до 300 м. Наиболее крупная аномалия в центральной части участка имеет размеры  $500 \times 300$  м. Интенсивность в ней достигает 10000γ. Отрицательное поле отмечено в северо-западном (1000γ) и юго-восточном (200γ) окончаниях аномалий.

Интерпретация результатов проведена по трем меридиональным профилям, пересекающим аномалию вкрест ее простирации.

График вертикальной составляющей по профилю 2, пройденному в центральной части аномалии, имеет два максимума: северный, равный 5400γ, и южный, равный 3600γ (рис. 42). В график введена поправка за рельеф. По исправленной кривой  $Z_a'$  была вычислена кривая  $H_a'$ . Для определения угла наклона вектора намагничения были рассчитаны кривые  $H_x$  и  $H_z$ . По этим кривым вычислены интегралы:

$$I_x = \int_{-\infty}^{\infty} x H_z(x) dx \text{ и } I_z = \int_{-\infty}^{\infty} x H_x(x) dx,$$

по формуле А. А. Непомнящих (1962 г.) найдено значение  $\operatorname{tg}\gamma = \frac{I_x}{I_z}$ . Угол составил  $68^\circ$ .

По формуле Т. Н. Симоненко

$$\operatorname{tg} I_0 = \frac{U(0)}{[U(x) - U(-x)]_{\text{экстр}}}$$

угол равен  $72^\circ$ . Полученные значения углов близки между собой и совпадают с земным намагничивающим полем.

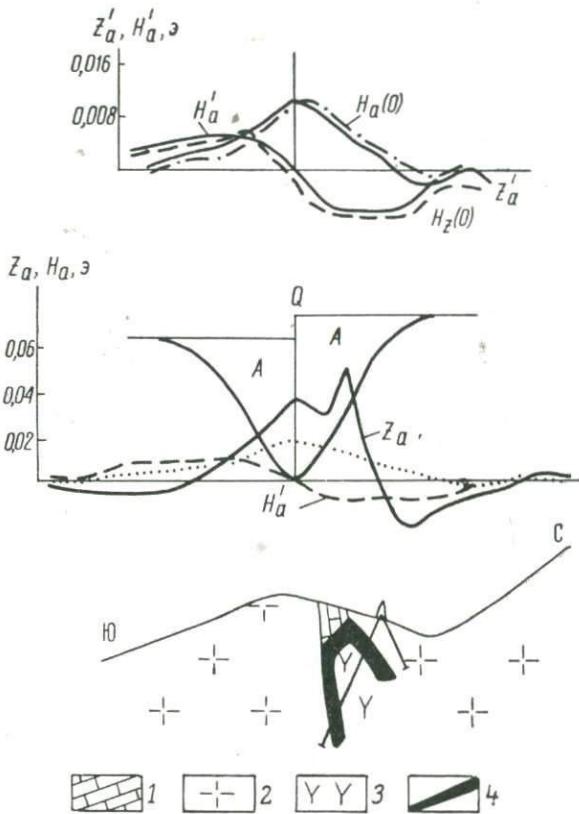


Рис. 42. Графики  $Z_a$ ,  $Z_a'$ ,  $H_a'$ . Западный участок, профиль 2

1 — известняки; 2 — гранодиориты; 3 — диориты; 4 — магнетитовые тела

Направление падения рудного тела определялось после пересчета кривой  $Z_a'$  на вертикальное намагничение. Так, в южном направлении горизонтальные градиенты значительно больше, чем в северном; есть основание предполагать, что падение рудного тела — северное. Однако наличие отрицательного поля на северной ветви кривой свидетельствует скорее всего о том, что здесь имеются два близрасположенных тела, причем северное, по-видимому,

меньших размеров по падению. Южная ветвь графика более крутая и не имеет минимума, что характерно для крутопадающего тела с большим распространением на глубину. С помощью графических и аналитических методов получены следующие результаты (табл. 18).

Из приведенных данных видно, что для интерпретации сложных аномалий, созданных телами с неоднородным намагничением, больше подходят интервальные методы Т. Н. Симоненко и А. А. Попова. По остальным методам получены заниженные величины глубины залегания верхней кромки пласта. Средняя глубина составляет 150 м.

По двум другим профилям (3 и 4), пройденным восточнее профиля 2 (с интервалом в 120 м) и параллельно ему, после проведения графических построений и вычислений выявлены следующие результаты (табл. 19, профиль 3).

Направление вектора интенсивности намагничения составляет  $68^\circ$  на север. Падение рудного тела северное под углом  $80^\circ$ . Протяженность его по падению не менее 1000—1100 м.

Результаты вычисления по профилю 4 сведены в табл. 20. Падение тела северное. Таким образом, для центральной части Западного участка устанавливается связь магнитных аномалий с магнетитовыми рудными телами северо-западного простирания. Мощность рудных тел колеблется от 40 до 150 м. Глубина залегания от поверхности незначительно увеличивается с запада на восток от единиц до десятков метров. Анализ данных позволяет предполагать здесь линзообразное рудное тело, которое в западной части раздваивается вблизи дневной поверхности. Падение рудного тела северное, кротое ( $72$ — $80^\circ$ ). Намагничение северное ( $80$ — $87^\circ$ ). Интенсивность намагничения оценивается в 0,045 ед. СГСМ. Глубина по падению составляет 1000—1100 м.

На участке Акташ широко развиты гранодиорит-порфиры и гранодиориты на севере и среднепалеозойские мраморизованные известняки на юге. Известняки на контакте с изверженными породами интенсивно скарнированы. Скарны пироксеновые и гранатовые. Оруденение представлено магнетитом, образующим мономинеральные рудные тела, интенсивно окисленные с поверхности.

В южной части площади проходит надвиг, по которому породы среднего палеозоя надвинуты на мезозойские отложения. Амплитуда перемещения по надвигу в горизонтальном направлении 150—170 м и в вертикальном 110—130 м. Не исключается возможность срезания надвигом магнетитовых рудных тел на более глубоких горизонтах.

Наиболее высокие магнитные свойства отмечаются для магнетитовой руды; среднее значение магнитной восприимчивости составляет  $250 \cdot 10^{-3}$  ед. СГСМ и остаточного намагничения  $30 \cdot 10^{-3}$  ед. СГСМ. Для магнетитовых скарнов значения ниже и соответственно равны  $21 \cdot 10^{-3}$  ед. СГСМ и  $3,3 \cdot 10^{-3}$  ед. СГСМ.

Таблица 17

## Магнитные свойства и плотность пород Западного участка

| Породы                                                                      | $\chi \cdot 10^{-6}$ , ед. СГСМ |            |         |                     | $I_f \cdot 10^{-6}$ , ед. СГСМ |         |         |                     | Средняя плотность, $\text{г}/\text{см}^3$ |
|-----------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|------------|---------|---------------------|--------------------------------|---------|---------|---------------------|-------------------------------------------|
|                                                                             | От                              | До         | Среднее | Количества образцов | От                             | До      | Среднее | Количества образцов |                                           |
| Известняки . . . . .                                                        | 41                              | 292        | 113     | 5                   | 9                              | 59      | 25      | 5                   | 2,66                                      |
| Скарновые известняки . . . . .                                              | 41                              | 180 000    | 2 800   | 8                   | 19                             | 2 482   | 490     | 8                   | 3,26                                      |
| Гранодиориты . . . . .                                                      | 39                              | 674        | 296     | 8                   | 15                             | 92      | 35      | 8                   | 2,62                                      |
| Гранодиорит-порфиры . . . . .                                               | 37                              | 6 350      | 1 150   | 6                   | 11                             | 640     | 140     | 6                   | 2,75                                      |
| Скары гранат-эпидотовые, магнетит-хлоритовые, хлорит-пироксеновые . . . . . | 9                               | 55 200     | 3 800   | 28                  | 8                              | 10 160* | 640     | 27                  | 3,25                                      |
| Магнетитовые руды . . . . .                                                 | 26 600                          | 11 600 000 | 430 000 | 12                  | 3 675                          | 99 700  | 19 600  | 13                  | 4,35                                      |

Таблица 18

## Параметры рудных тел

| Метод расчета                           | $h$ , м | $2b$ , м | $h_{II}$ , м | $M \cdot 10^4$ , ед. СГСМ | $S$ , $\text{м}^2$ | Угол $\alpha$ , град | $I$ , ед. СГСМ |
|-----------------------------------------|---------|----------|--------------|---------------------------|--------------------|----------------------|----------------|
| Аномалия в целом                        |         |          |              |                           |                    |                      |                |
| Касательных . . . . .                   | 62      | —*       | —            | —                         | —                  | —                    | —              |
| В. К. Пятницкого . . . . .              | 40      | 240      | —            | —                         | —                  | —                    | —              |
| По характерным точкам . . . . .         | 80      | 146      | —            | —                         | —                  | —                    | —              |
| Т. Н. Симоненко . . . . .               | 120     | —        | 304          | —                         | —                  | —                    | —              |
| По формулам наклонного пласта . . . . . | 48      | 228      | —            | —                         | —                  | 80                   | 0,065          |
| А. А. Попова . . . . .                  | 180     | —        | 250          | 144                       | 3000               | —                    | —              |
| А. П. Казанского . . . . .              | —       | —        | —            | 153                       | 3200               | —                    | —              |
| Южная аномалия                          |         |          |              |                           |                    |                      |                |
| По характерным точкам . . . . .         | 59      | 114      | —            | —                         | —                  | 75                   | 0,0114         |
| Касательных . . . . .                   | 50      | —        | —            | —                         | —                  | —                    | —              |
| Северная аномалия                       |         |          |              |                           |                    |                      |                |
| По характерным точкам . . . . .         | 11      | 40       | —            | —                         | —                  | 88                   | 0,015          |
| Касательных . . . . .                   | 16      | —        | —            | —                         | —                  | —                    | —              |

Таблица 19

## Параметры рудного тела

| Метод расчета                  | $h$ , м | $2b$ , м | $h_{\text{U}}$ , м | $2L$ , м | $M \cdot 10^4$ , ед. СГСМ | $S$ , м <sup>2</sup> | $I_r$ , ед. СГСМ |
|--------------------------------|---------|----------|--------------------|----------|---------------------------|----------------------|------------------|
| Т. Н. Симоненко . . . . .      | 63      | 83       | 160                | 194      | —                         | —                    | —                |
| По формулам наклонного пласта  | 73      | 89       | —                  | —        | —                         | —                    | 0,03             |
| Пересчет на высоту 250 м . . . | 78      | —        | —                  | —        | —                         | —                    | —                |
| А. А. Попова . . . . .         | 109     | —        | 180                | 140      | 995                       | 20 700               | —                |
| А. М. Полонского . . . . .     | —       | —        | —                  | —        | 1974                      | 41 000               | —                |
| А. П. Казанского . . . . .     | —       | —        | —                  | —        | 454                       | 9 450                | —                |
| Среднее . . . . .              | 80      | 86       | 170                | 167      | 1141                      | 23 700               | 0,03             |

Таблица 20

## Параметры рудного тела

| Метод расчета                 | $h$ , м | $2b$ , м | $h_{\text{U}}$ , м | $2L$ , м | $M \cdot 10^4$ , ед. СГСМ | $S$ , м <sup>2</sup> | $\Sigma \text{гол.} \alpha, \frac{\text{рад}}{\text{град}}$ |
|-------------------------------|---------|----------|--------------------|----------|---------------------------|----------------------|-------------------------------------------------------------|
| Т. Н. Симоненко . . . . .     | 75      | 220      | —                  | —        | —                         | —                    | 72                                                          |
| По формулам наклонного пласта | 80      | 130      | 208                | 250      | —                         | —                    | —                                                           |
| В. К. Пятницкого . . . . .    | 60      | 60       | —                  | —        | —                         | —                    | —                                                           |
| Касательных . . . . .         | 51      | —        | —                  | —        | —                         | —                    | —                                                           |
| А. А. Попова . . . . .        | 192     | 45       | 262                | 140      | 301                       | 6275                 | —                                                           |
| А. П. Казанского . . . . .    | —       | —        | —                  | —        | 250                       | 5400                 | —                                                           |
| Среднее . . . . .             | 88      | 114      | 235                | 195      | 280                       | 5837                 | 72                                                          |

Широкие колебания величин  $\alpha$  и  $I_r$  свидетельствуют о неоднородном составе руды, а  $I_r$  о косом намагничении рудных тел. Граниты, гранодиорит-порфиры и нерудные скарны практически немагнитны. Слабо магнитны гранодиориты (табл. 21).

Магнитной съемкой на участке Акташ выявлены две значительные по площади аномалии — Западная и Восточная, которые соединяются между собой аномальной полосой интенсивностью 500γ.

Западная аномалия имеет изометрическую форму и размеры 500×300 м. Напряженность поля вертикальной составляющей достигает 4000γ. Невысокая напряженность магнитного поля и малые горизонтальные градиенты вертикальной составляющей в северном и южном направлениях создают впечатление, что эта аномалия вызвана залеганием магнитных пород на глубине. Вследствие этого предыдущие исследователи не обращали на нее должного внимания. Аномалия приурочена к приконтактовой зоне известняков с гранодиоритами карамазарского типа. В аналогичных условиях на Западном участке Чокадамбулака установлены магнетитовые

руды. Кроме того, в восточной части Акташа также имеются выходы магнетитовых тел на контакте известняков с гранодиоритами. Причем здесь известняки и гранодиориты практически немагнитны.

Данная аномалия была проинтерпретирована нами как рудная. Ниже приводятся результаты интерпретации графиков  $Z_a$  по профилям 16, 13 и 20.

Профиль 16 пройден с юга на север через центр аномалии. График почти симметричен. По кривой  $Z_a$ , исправленной за влияние рельефа, способом Т. Н. Симоненко определено направление намагничения в  $75^\circ$ . По кривой  $Z_a$ , пересчитанной для вертикального намагничения, установлено крутое падение рудного тела к югу. Результаты вычислений элементов залегания, произведенные различными методами, сведены в табл. 22.

Из табл. 22 видно, что разница в определении глубины верхней кромки рудного тела разными методами составляет 20%. Горизонтальная мощность, вычисленная по характерным точкам, завышена. Однако если принять во внимание, что в составе рудных тел имеются «безрудные» интервалы, представленные слабомагнитными или даже немагнитными породами, то в значении вычисленной мощности по этому методу не сделано большой погрешности. Этот вывод подтверждается величиной общей намагниченности пласта, равной 0,008 ед. СГСМ.

При интенсивности намагничения, установленной по образцам (0,04 ед. СГСМ), величина  $2b$  оценивается в 50 м. Хорошие совпадения при определении глубины залегания центра тяжести и размера тела по падению получены по интервальному методу Т. Н. Симоненко и по методу А. А. Попова.

Западнее, в 200 м от профиля 16 и параллельно ему, пройден профиль 13, пересекший западное окончание аномалии. Максимальное значение поля здесь достигает 1900 γ, отрицательные значения, выделяемые в северном и южном направлениях, свидетельствуют об ограниченном распространении тела на глубину. Несколько больший градиент в северном направлении говорит о его крутом южном падении. Наклонение вектора намагничения, определенное по кривой  $H_a$ , составляет  $76^\circ$ .

Эта аномалия интерпретируется как рудное тело, залегающее на глубине от 100 до 200 м и имеющее горизонтальную мощность в десятки метров, исключая безрудные слои. Падение тела крутое. Нижняя граница его проходит на глубине 600—800 м.

К востоку от профиля 16 обнаружена аномалия вытянутой формы, которая с севера и юга имеет отрицательные значения вертикальной составляющей. Протяженность ее около 500 м, интенсивность достигает 14 000 γ при ширине по изодинаме 500 γ до 50—60 м. Для этой аномалии проинтерпретированы три графика  $Z_a$ , снятые с расчетных профилей 25, 28 и 31, отстоящих друг от друга на 250 м.

Установлено, что аномалия вызвана рудным телом, залегающим на глубине 20—30 м на западе и выходящим на поверхность

Таблица 21

## Магнитные свойства и плотность пород участка Акташ

| Порода                                                         | $\chi \cdot 10^{-6}$ , ед. СГСМ |        |         |                     | $I_F \cdot 10^{-6}$ , ед. СГСМ |        |         |                     | Средняя плотность, $g/cm^3$ |
|----------------------------------------------------------------|---------------------------------|--------|---------|---------------------|--------------------------------|--------|---------|---------------------|-----------------------------|
|                                                                | От                              | До     | Среднее | Количество образцов | От                             | До     | Среднее | Количество образцов |                             |
| Известняки . . . . .                                           | 7,7                             | 5 040  | 536     | 17                  | 0                              | 3 254  | 48      | 17                  | 2,81                        |
| Скарнированные известняки . . . . .                            | 47                              | 444    | 196     | 7                   | 10                             | 336    | 84      | 7                   | 3,10                        |
| Скарны . . . . .                                               | 57                              | 226    | 120     | 7                   | 18                             | 112    | 46      | 7                   | 3,27                        |
| Гранатовые и гранат-пироксеноевые скарны . . . . .             | 37                              | 6 990  | 856     | 9                   | 9                              | 939    | 124     | 9                   | 3,14                        |
| Гранодиориты . . . . .                                         | 28                              | 3 116  | 630     | 21                  | 0                              | 598    | 90      | 24                  | 2,64                        |
| Граниты и гранит-порфиры . . . . .                             | 29                              | 248    | 108     | 7                   | 7                              | 73     | 40      | 7                   | 2,82                        |
| Магнетитовые скарны . . . . .                                  | 4890                            | 23 300 | 21 100  | 11                  | 96                             | 12 140 | 3124    | 11                  | 350                         |
| Магнетитовая руда ( $\chi \cdot 10^{-3}$ , ед. СГСМ) . . . . . | 68,1                            | 335,0  | 250,0   | 67                  | 3,8                            | 105,3  | 30,3    | 67                  | —                           |

Таблица 22

## Параметры магнитной аномалии

| Метод расчета                                   | $h$ , м | $2b$ , м | $h_{W}$ , м | $2t$ , м | $M \cdot 10^4$ , ед. СГСМ | $S$ , м <sup>2</sup> |
|-------------------------------------------------|---------|----------|-------------|----------|---------------------------|----------------------|
| По характерным точкам . . . . .                 | 78      | 230      | —           | —        | —                         | —                    |
| Т. Н. Симоненко . . . . .                       | 105     | 167      | 257         | 300      | —                         | —                    |
| По формулам тонкого пласта . . . . .            | 125     | 50       | —           | —        | —                         | —                    |
| По формулам для симметричных аномалий . . . . . | —       | —        | 338         | 392      | 1910                      | 47 800               |
| А. А. Попова . . . . .                          | 80      | —        | 250         | 340      | 3662                      | 41 000               |
| А. М. Полонского . . . . .                      | —       | —        | —           | —        | 1650                      | 41 125               |
| А. П. Казанского . . . . .                      | —       | —        | —           | —        | 410                       | 10 250               |
| Среднее . . . . .                               | 97      | 147      | 298         | 345      | 1910                      | 47 600               |

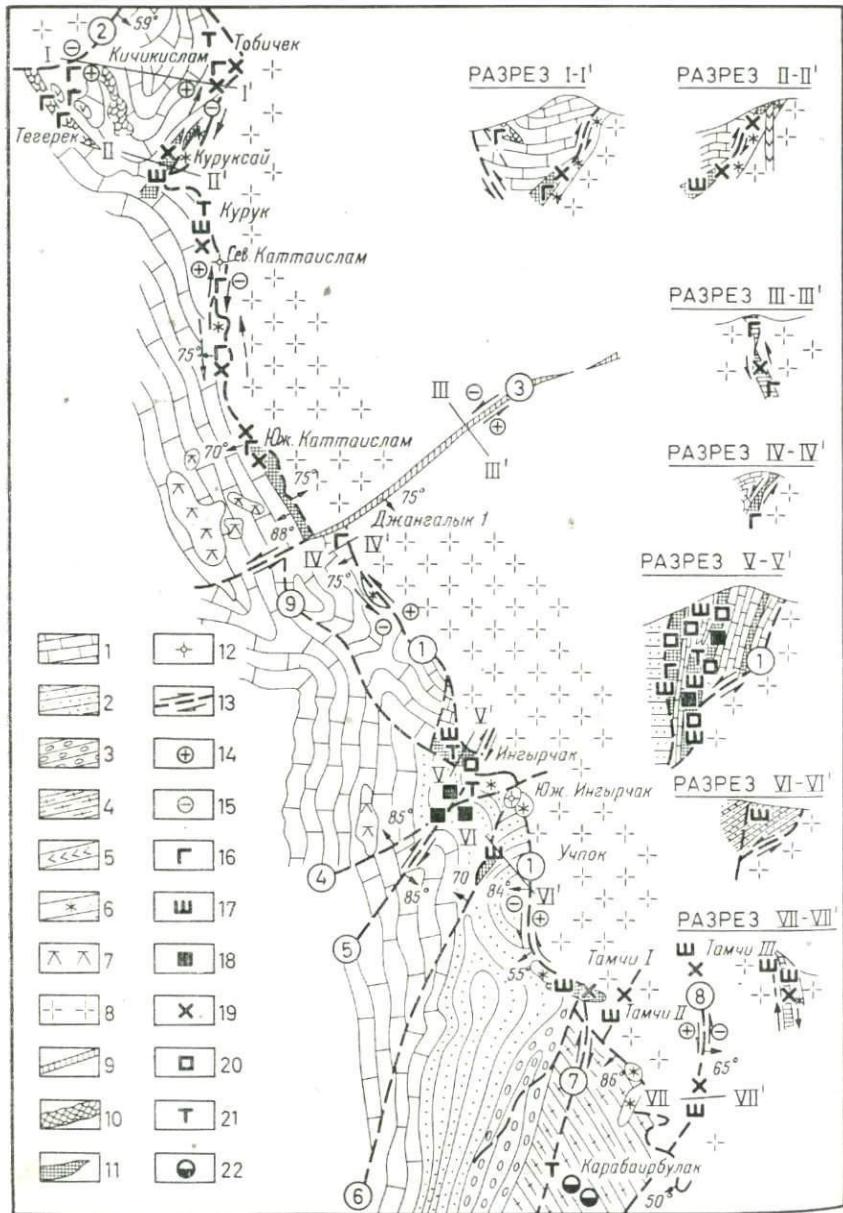


Рис. 43. Схема геологого-тектонического строения и морфогенетические типы месторождений Рудного пояса. Составлена А. А. Сескутовым с использованием материалов З. Г. Тихомоловой, А. П. Панина, С. Н. Попенко

1 — известняки среднего — верхнего девона; 2 — песчаники среднего девона с прослоями из вестниковых; 3 — конгломераты среднего девона; 4 — роговики и гнейсы нижнего силура; 5 — альбититы; 6 — гранит-аплиты, плагиграниты, гранодиорит-порфиры; 7 — монцониты, кварцевые диориты, альбитофиры; 8 — гранодиориты Музбекского батолита; 9 — кварцевые и

в восточном его окончании. Горизонтальная мощность тела колеблется по простианию от 2—3 до 25—35 м. Протяженность его 420 м. Глубина нижней границы не превышает 100 м.

Сопоставление запасов железных руд участков Чокадамбулака, полученных по магнитным съемкам, с данными разведочных работ дает возможность заключить, что прирост запасов на Восточном участке может быть осуществлен за счет разведки восточного фланга рудной зоны, на Западном участке — за счет изучения более глубоких горизонтов и на Акташе — за счет доразведки восточного и западного флангов месторождения.

Следовательно, при геологической интерпретации данных крупномасштабных магнитных съемок в Юго-Западном Карамазаре приходится решать два основных вопроса: связана ли данная аномалия с железорудным объектом или ее образование обусловлено залеганием на участке сильно магнитных пород; каковы наиболее рациональные методы интерпретации, позволяющие надежно определить параметры рудных тел.

Если по изучаемым участкам имеются сведения о магнитных свойствах пород, то первый вопрос решается просто. Второй вопрос для аномальных участков Юго-Западного Карамазара до настоящего времени не решен.

### РУДНЫЙ ПОЯС ГОР МОГОЛТАУ

Горы Моголтау являются юго-западными отрогами Кураминского хребта, отделенными от него Мирзарабатской депрессией, сливающейся на западе с Голодной степью.

Современные представления о геологическом строении, структуре и вещественном составе Рудного пояса гор Моголтау сложились в результате работ многих исследователей, среди которых особо следует отметить Б. Н. Наследова, Ф. И. Вольфсона, А. В. Королева и П. А. Шехтмана, Д. Д. Мотина, И. Х. Хамрабаева, З. Г. Тихомолову, А. А. Сескутова, З. Г. Сескутову.

### Геологическое строение

Выделенный Б. Н. Наследовым (1935<sub>2</sub>) Рудный пояс Моголтау протягивается в северо-западном направлении. В его центральной части проходит Контактовый разлом, являющийся основным тектоническим элементом Рудного пояса (рис. 43). Северо-западный и юго-восточный фланги Рудного пояса ограничены четвертичными

кварц-баритовые жилы; 10 — брекции; 11 — скары гранат-пироксеновые; 12 — пегматиги; 13 — разломы и направление перемещений по ним; 14 — приподнятый блок; 15 — опущенный блок. Минерализация: 16 — свинцовая; 17 — вольфрамовая и молибден-вольфрамовая; 18 — магнетитовая; 19 — медная; 20 — серноколчеданная; 21 — висмутовая; 22 — золото-мышьяковая. Разломы (цифры на схеме в кружках): 1 — Контактовый; 2 — Каракизтуганский; 3 — Станция жила; 4 — Арчалысайский; 5 — Мазарбабинский; 6 — Северо-Восточный; 7 — Тамчинский I; 8 — Тамчинский II; 9 — Интырчакский

отложениями. Общая протяженность пояса 10 км, средняя ширина 3,5—4 км. Описание геологического строения района приводится по материалам З. Г. Тихомоловой, С. Н. Попенко и наблюдениям авторов.

Самыми древними породами, обнажающимися в пределах Рудного пояса, являются нижнесилурийские песчаники и сланцы. Наиболее полно в стратиграфическом разрезе развиты отложения животского яруса среднего девона, включающие горизонты известняков и доломитов.

Толща нижнего силура сложена интенсивно метаморфизованными песчано-сланцевыми породами, развитыми у кишлака Учпок, мощностью до 1480 м. Б. Н. Наследовым (1935<sub>3</sub>) в ней установлена фауна *Ogigites* sp., *Receptaculites* sp., *Crania* sp., *Orbiculaidea* sp. Толща названа им урубулакской. Ее общая мощность составляет 2470 м.

На размытой поверхности нижнего силура несогласно залегают мощные отложения среднего девона с базальными конгломератами в основании. Низы разреза представлены конгломератами, песчаниками и сланцами, верхняя часть — известняками животского яруса.

Отложения эйфельского яруса развиты в южной части Рудного пояса, по правому склону Учпокская. Их базальные конгломераты с угловым несогласием лежат на размытой поверхности роговиков нижнего силура. Повсюду отмечается трангрессивное налегание конгломератов на размытую поверхность древней суши. З. Г. Тихомолова в отложениях эйфельского яруса выделяет два основных горизонта (снизу вверх): базальных конгломератов и песчаников и сланцев. Органических остатков в них не встречено и они отнесены ею к эйфельскому ярусу условно на основании перекрывания их фаунистически охарактеризованными известняками животского яруса. Общая мощность горизонтов до 290 м.

Выше толщи конгломератов, песчаников и сланцев с тектоническим несогласием залегают известняки животского яруса. В них З. Г. Тихомоловой выделяются следующие горизонты (снизу вверх): 1) ленточный — тонкослоистые известняки и доломиты общей мощностью 150 м; 2) амфиоровый — белые и серые известняки мощностью 120 м; 2) тамнопоровый — серые известняки и доломиты мощностью 135 м; 4) стрингоцефаловый — мергели, битуминозные доломиты и серые известняки мощностью 110 м.

Общая мощность отложений среднего девона составляет 800 м.

Отложения верхнего девона на площади Рудного пояса слагают только вершину горы Спа. Они представлены толстослоистыми, серыми, битуминозными доломитами с прослойями серого известняка. Выше залегают известняки различной окраски. Общая мощность верхнедевонских отложений 105 м.

Четвертичные отложения представлены современным аллювием, выполняющим русла саев, и делювиальными отложениями

склонов гор, незначительно распространенных и небольшой мощности.

Интузивные породы развиты широко; занимают около 60% описываемой площади. З. Г. Тихомоловой среди них выделяются три комплекса.

Предверхнекарбоновый, или акташский, комплекс представлен гранодиоритами карамазарского типа, слагающими центральную часть гор Моголтау, названную Б. Н. Наследовым (1935<sub>3</sub>) Музбекским батолитом. Породы порфировидной структуры, состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита. Из акцессорных минералов отмечаются магнетит, апатит, редко циркон и ортит. Химический состав гранодиоритов, по З. Г. Тихомоловой, следующий:  $\text{SiO}_2$  63%;  $\text{TiO}_2$  0,40%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16,27%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,84%;  $\text{MnO}$  0,06%;  $\text{MgO}$  1,85%;  $\text{CaO}$  3,92%;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,98%;  $\text{K}_2\text{O}$  4,46%;  $\text{CO}_2$  0,36%;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,23%.

Предверхнепермский, или чорухдайронский, комплекс сложен кварцевыми диоритами, альбитизированными лейкократовыми диоритами, альбитофирами, монцонитами и гранодиорит-порфирами.

Послеверхнепермский, или послеравашский, комплекс представлен адамеллит-порфирами, плагиогранитами и плагиогранит-порфирами следующего химического состава (по З. Г. Тихомоловой):  $\text{SiO}_2$  67,68%;  $\text{TiO}_2$  0,48%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13,77%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,17%;  $\text{FeO}$  1,3%;  $\text{MnO}$  0,07%;  $\text{MgO}$  1,5%;  $\text{CaO}$  3,0%;  $\text{K}_2\text{O}$  3,2%;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,14%;  $\text{CO}_2$  2,22%;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,15%;  $\text{S}$  0,08%. Встречаются также лейкократовые и аплитовые граниты.

Интузивные тела двух последних комплексов залегают в виде небольших штоков, даек и линзоподобных тел. Из жильных пород наблюдаются дайки диабазовых порфиритов и кварцевых порфиров северо-восточного простирания и крутого падения. Протяженность их до 1 км, а мощность колеблется от 1 до 10 м.

Метаморфическая толща песчаников и филлитовых сланцев нижнего палеозоя образует мелкие антиклинальную и синклинальную складки, вытянутые в западном—юго-западном направлении и погружающиеся на юго-запад. С востока и запада эти складки обрезаны нарушениями северо-западного простирания.

Среднепалеозойские известняковые породы смяты в крупную Моголтаускую антиклинальную складку северо-западного простирания (рис. 44), шарнир которой погружается в том же направлении. Этому складчатому сооружению подчинен Музбекский гранодиоритовый pluton, разбитый разломами северо-западного и северо-восточного направлений (см. рис. 43). Вдоль северо-западного нарушения, расположенного к юго-западу от гранодиоритового массива, вероятно, произошло излияние эфузивов агаджальской свиты (по Л. А. Быкову).

Наиболее древние северо-западные разломы — Агаджальский и Эффузивный — достигли в некоторых местах глубоких горизонтов литосферы и в позднепалеозойское время служили каналами

проникновения магмы. Контактовый разлом (или Рудный пояс Б. Н. Наследова) пересекает хребет в северо-западном направлении и представляет контакт Музбекского plutона с известняково-аркозовой толщей; он возник несколько позже. В зоне разлома размещены породы жильной фации, представленные дайками и не-

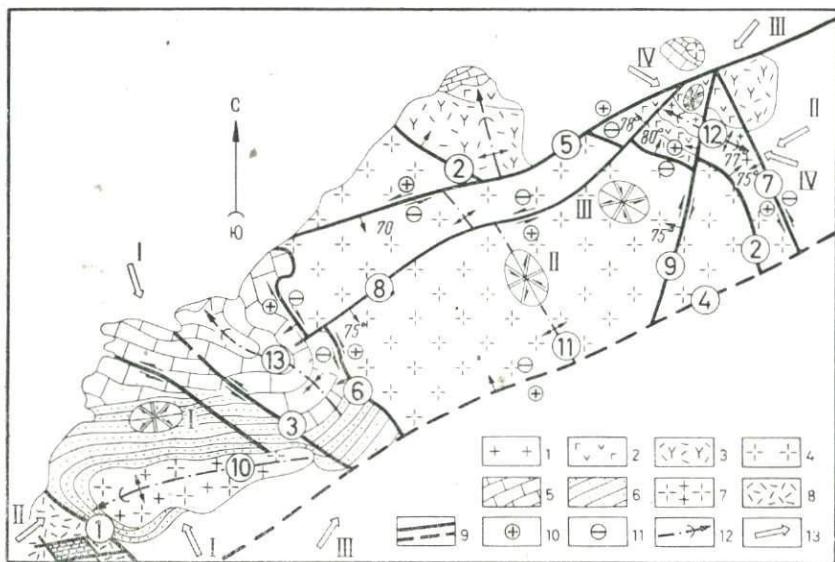


Рис. 44. Схема тектонического строения гор Моголтау. Составил А. А. Сесекутов с использованием данных Б. Н. Наследова, Е. Д. Карповой, З. Г. Тихомоловой и др.

1 — гранодиориты чорухдайронские; 2 — монцониты; 3 — эффузивы верхнепалеозойские; 4 — гранодиориты музбекские; 5 — известняки, песчаники и конгломераты верхнего девона — нижнего карбона; 6 — метаморфизованные песчаники и сланцы кайракской и урублакской свит; 7 — музбулакские адамеллиты; 8 — агаджальские эффузивы; 9 — зоны разломов прослеженные и предполагаемые; 10 — приподнятый блок; 11 — опущенный блок; 12 — оси складок и направление их погружения; 13 — направление главных усилий сжатия

**Разломы** (цифры на схеме в кружках): 1 — Агаджальский; 2 — Эффузивный; 3 — Мазарбабинский; 4 — Северо-Ферганский; 5 — Каракизтуганский; 6 — Контактовый; 7 — Тюябугузский; 8 — Становая жила; 9 — Андыгенский. **Оси складок:** 10 — нижне-палеозойская антиклиналь; 11 — среднепалеозойская Моголтауская антиклиналь; 12 — верхнепалеозойская Чорухдайронская антиклиналь; 13 — синклиналь Рудного пояса. I, II, III, IV — этапы смены плана деформаций

правильными телами гранит-порфиров и лейкократовых гранитов. В пространственной связи с этими породами находятся скарны с шеелитом, молибденитом, висмутином, магнетитом и кварц-барит-флюоритовые жилы с редкими сульфидами. Разлом падает на юго-запад под разными углами.

Группа разломов позднегерцинского возраста имеет в основном северо-восточное направление. Каракизтуганский разлом представляет собой зону раздробленных пород, пересеченных серией прожилков кварца с медным оруденением. Простижение СВ 65—70°,

падение на юго-восток под углами 70—75°. Его общая протяженность несколько десятков километров (Вольфсон, 1947<sub>2</sub>).

Разлом Становая жила выполнен кварцем, баритом и флюоритом с убогой полиметаллической и медной минерализацией. Простирание СВ 60°, падение на юго-восток под углами 75—80°.

Арчалысайский разлом круто падает на северо-запад, сечет девонские известняки и сланцы; выражен дроблением, окварцеванием и ожелезнением известняков с проявлением висмутовой и магнетитовой минерализации. Он сливается с Северо-Восточным разломом.

Мазарбабинский разлом рассекает известняковую толщу эйфельского яруса и также сливается с Северо-Восточным разломом, который аналогичен вышеописанным, но имеет крутое северо-западное падение.

Тамчинские I и II разломы секут ороговикованные сланцы си-лура и гранодиориты.

Следует упомянуть также Андыгенский и Тюябогузский разломы, вытягивающиеся по северо-восточной окраине массива. По северному склону Моголтау проходит тектонический контакт отложений мела и палеогена с породами палеозоя. И. Х. Хамрабаев рассматривает этот разлом в качестве сбросовой поверхности гравитационного оползания.

С юга, согласно представлениям А. С. Аделунга (Абдуллаев, Аделунг и др., 1958), массив ограничен региональным Северо-Ферганским разломом, имеющим крутое падение на северо-запад.

Приведенная краткая характеристика строения гор Моголтау и тектоническая схема позволяют наметить основные этапы развития тектонических деформаций и особенно крупных дизъюнктивных нарушений, а также установить изменение плана деформаций в процессе развития этих структур (Вольфсон, 1947<sub>2</sub>).

Первый этап тектонического развития гор Моголтау может быть отнесен к периоду формирования антиклинальной складки северо-восточного направления в силурийских отложениях. В это время основные сжимающие усилия (см. рис. 44), по-видимому, северо-западного и юго-восточного направлений (240—160°) располагались перпендикулярно оси антиклинальной складки. Дальнейшие деформации обусловили образование сколовых трещин северо-западного направления — Контактового разлома и других вытягивающихся западнее, а также Эффузивного разлома в северо-восточной части Музбекского массива. В этот период преобладали сдвиговые перемещения по часовой стрелке и взбросы почти широтного направления.

Второй этап развития характеризуется образованием крупной Моголтауской антиклинальной складки северо-западного направления (330°) и внедрением в нее Музбекского батолита. Складкообразованию подвергались отложения среднего девона—нижнего карбона. В этот этап план деформаций меняется на 90° и максимальные сжимающие усилия, видимо, приобрели субширотное на-

правление ( $250^{\circ}$ ), располагаясь перпендикулярно оси антиклинали в среднепалеозойских отложениях.

После образования складки и становления интрузива развитие сжимающих усилий привело к дальнейшему преобразованию Эффузивного разлома и зарождению трещин, аналогичных Каракизтуганскому, Северо-Ферганскому, Контактовому и Тюябогузскому разломам. Эффузивный разлом и другие нарушения северо-западного направления в этот период развиваются как сдвиги с движением против часовой стрелки.

Образование трещин Каракизтуганского и Северо-Ферганского разломов сопровождалось перемещением сбросового типа. По Контактовому и Тюябогузскому разломам происходили взбросовые перемещения.

В третий этап происходит смятие верхнепалеозойских эффузивов в антиклинальные складки северо-западного направления ( $300^{\circ}$ ) и внедрение малых интрузий чорухдайронского комплекса. В этот период максимальные усилия сжатия, по-видимому, были направлены с северо-востока на юго-запад ( $205^{\circ}$ ) и располагались перпендикулярно оси Чорухдайронской антиклинали. План деформаций изменился на  $40-45^{\circ}$ . В девонских отложениях эти движения проявились в образовании складок второго порядка. После становления малых интрузий дальнейшие сжимающие усилия привели к формированию Каракизтуганского разлома, по которому происходили сдвиги-сбросовые перемещения против часовой стрелки. Интенсивное развитие испытывают Тюябогузский и Контактовый разломы как взбросы с движением по часовой стрелке. После них возникает и формируется разлом Становая жила со взбросовыми перемещениями против часовой стрелки. В конце третьего этапа зарождается Андыгенский разлом, представляющий собой разрыв без существенных перемещений.

Четвертый этап развития соответствует периоду внедрения даек гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и лейкократовых гранитов чорухдайронского или послеравашского комплексов. В этот этап максимальные сжимающие усилия были, видимо, направлены параллельно антиклинальным складкам верхнекарбоновых пород, а заложенные ранее продольные трещины скола оказались в положении отрыва. В них в районе рудного поля Чорухдайрон внедрились дайки гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров одноименного комплекса.

Одновременно по Контактовому разлому происходили сдвиги-сбросовые перемещения против часовой стрелки. В разломе в участках приоткрытия крутых граней с северо-западным простиранием локализовались дайки чорухдайронского комплекса. В это же время по Каракизтуганскому разлому происходили сдвиги по часовой стрелке. Тюябогузский разлом формируется как скол с перемещением блоков по нему против часовой стрелки. Андыгенский разлом также приобретает характер скола. Вдоль разлома Становая жила направление перемещений осталось прежним.

Проследить дальнейшую историю развития тектонических структур невозможно из-за отсутствия в пределах гор Моголтау отложений моложе верхнего карбона.

### Рудообразование и типы месторождений

Процесс рудообразования начинается в четвертом этапе развития Контактового разлома после внедрения даек чорухдайронского или послеравашского комплексов и смешения их по Становому разлому. Этот начальный этап проявляется развитием пироксеновых и гранатовых скарнов на контакте известняков и гранитоидов.

Далее следует стадия отложения пирита и халькопирита. Халькопирит формировался несколько позже пирита. Затем в скарнах образуется шеелит, молибденит и висмутин с кальцитом. Последняя стадия характеризуется образованием серпентина, галенита и сфалерита по пироксеновым скарнам. Заканчивается формирование Контактового разлома брекчированием скарнов и более поздних минералов. Смещение Контактового разлома Становой жилой северо-восточного простирания привело к разделению Рудного пояса на два блока. Тектонические движения в этих блоках были различны. В блоке, расположенном на север от жилы, лежачий бок Контактового разлома, представленный гранитоидами, испытывал опускание, а висячий, представленный известняками,— поднятие с движением по часовой стрелке, т. е. произошел взброс с приоткрыванием пологих участков поверхности разлома. Это обусловило возникновение определенных морфогенетических типов месторождений (см. рис. 43, разрезы I—I', II—II', III—III').

В блоке, расположенном на юг от Становой жилы, лежачий бок Контактового разлома, представленный гранитоидами, испытывал поднятие, а висячий, представленный известняками,— опускание, т. е. произошел сбросо-сдвиг против часовой стрелки с приоткрытием крутых участков поверхности разлома. Для этой части рудного поля характерны другие морфогенетические типы месторождений (см. рис. 43, разрезы IV—IV', V—V', VI—VI', VII—VII').

Следует отметить, что, кроме скарнов, локализующихся в зоне Контактового разлома, наблюдаются скарновые тела в музбекских гранодиоритах, приуроченные к разломам северо-восточного и в одном случае широтного простирания.

Синхронные с оруденением тектонические движения вдоль Контактового разлома обусловили возникновение месторождений с различными морфогенетическими типами рудных тел, рассмотренными ниже.

#### *Месторождения с контактовыми рудными телами*

**Локализованные вдоль взбросов.** Месторождение Тобичек и прилегающие к нему Куруксай и Курук (см. рис. 43, разрез I—I') расположены в контакте гранитов и гранодиорит-порфиров

с известняками. Представлены они скарнами, скаризованными и окварцованными известняками. Наиболее распространены медное оруденение и рудопроявления молибдена, вольфрама и висмута. Оруденение локализуется на пологих участках поверхности Контактового разлома вблизи причленения к поверхности контакта крутопадающей трещины оперения.

На Куруксае линзообразные тела гранатового и пироксен-гранатового скарна с вкрапленностью пирита, халькопирита, шеелита и молибденита приурочены к контакту известняков живетского яруса и гранит-порфиров, вероятно, чорухдайронского комплекса (см. рис. 43, разрез II—II'). Молибденит развивается также по змеевикам, выполняющим секущие трещины северо-восточного простираций в известняках. Скарновые тела северо-восточного простираия с падением на северо-запад под углами 20—35° прослеживаются вдоль контакта в виде прерывистой цепочки.

Содержание вольфрама в них значительно выше, чем молибдена, содержание меди резко колеблется. С глубиной мощность скарнов и содержание в них вольфрама и молибдена увеличиваются. Вторичные минералы представлены окислами железа, меди и молибдена. В юго-восточной части месторождения на контакте известняков с гранодиоритами залегают дайки диабазовых порфиритов. Оруденение также локализовано на пологих участках Контактового разлома, что характерно для всех месторождений этой группы.

Месторождение Каттаислам состоит из двух участков — Северного и Южного, вытянутых в меридиональном направлении в зоне контакта известняков с гранодиоритами и лейкократовыми гранитами. Рудные тела месторождения расположены в местах сопряжения тектонических трещин северо-восточного простираия с Контактовым разломом.

Вмещающие породы падают к юго-западу под углами 60—70°, представлены сильно брекчированными известняками живетского яруса. На площади месторождения широко развиты маломощные дайки диабазовых порфиритов.

Железные шляпы месторождения, по всей вероятности, образовались за счет окисления сульфидных свинцово-цинковых руд. На глубине 50 м от поверхности железные шляпы ассоциируют с линзообразными телами пироксеновых и пироксен-гранатовых скарнов, которые подверглись сильному дроблению. Железные шляпы представляют собой ноздреватую, сильно выщелоченную породу, сложенную структурными лимонитами. Пустоты выщелачивания в этих лимонитах заполнены охрами различных цветов и оттенков. Наблюдаются отдельные участки, состоящие из крупных пластинок гематита. Изредка встречаются реликты галенита, окруженные охрами и церусситом.

**Локализованные вдоль сбросов.** Месторождение Джангалик I образовано скарнами, залегающими на контакте между известняками живетского яруса и музбекскими гранодиоритами.

Скарны приурочены к плоскости Контактового разлома в месте сочленения с ним оперяющей трещины северо-восточного простирания. С севера месторождение ограничено Становой жилой. Тела скарнов круто ( $75$ — $80^\circ$ ) падают на юго-запад, протяженность и мощность их значительны. Вблизи оперяющей трещины развивается убогое свинцово-цинковое оруденение.

В период образования скарнов вдоль Контактового разлома происходило сбросо-сдвиговое движение против часовой стрелки, и скарны локализовались на крутых участках плоскости разлома.

Локализация контактных рудных тел определялась следующим: структурой Контактового разлома; лейкократовыми гранитами, внедрившимися вдоль Контактового разлома и предопределившими образование скарнов; многократными движениями вдоль Контактового разлома; формой контакта между известняками и интрузивом; сменой направлений движений, что определило приоткрывание то пологих, то крутых участков поверхности разлома; наличием оперяющих трещин северо-восточного простирания; благоприятными для локализации оруденения скарнами и другими породами.

### *Контактовые месторождения с секущими рудными телами*

Месторождение Ингырчак сложено известняками живетского яруса, заключающими пять линзообразных скарновых серно-колчеданных рудных тел.

С восточной и юго-восточной сторон толща известняков контактирует по разлому с гранодиоритами Музбекского plutона. С юго-запада месторождение ограничено Ингырчакским разломом со значительным вертикальным смещением вдоль него, с запада — субмеридиональным нарушением, а с востока — Северо-Восточным разломом со сбросо-сдвиговым движением по часовой стрелке.

Скарны локализуются в секущих крутопадающих трещинах, приуроченных к участкам выкручивания контакта всего разлома и по восстанию переходящих в известняки, развиваясь по напластованию (рис. 43, разрез V—V'). Рудная минерализация связана с пироксен-эпидот-гранатовыми скарнами. По минеральному составу выделяются следующие разности: а) пироксен-эпидот-гранатовые скарны с вкрапленностью и сплошными телами серного колчедана. В зоне окисления они сильно разрушены и обогащены гидроокислами железа; б) скарны пироксен-эпидот-гранатового состава с магнетитом, шеелитом, висмутином и молибденитом.

Месторождение является высокотемпературным пневмотолито-гидротермально-метасоматическим и отражает основные закономерности развития большинства месторождений Рудного пояса.

Рудные тела Ингырчака формировались синхронно со сбросо-сдвиговым перемещением блоков пород по Контактовому разлому против часовой стрелки.

## *Месторождения с рудными телами в пересечениях трещинами благоприятных слоев*

Месторождение Учпок сложено песчано-сланцевой толщей эйфельского яруса, в которой прослеживаются линзообразные прослои известняков, почти полностью превращенных в гранатовые, гранат-эпидотовые и эпидотовые скарны. В последних отмечаются крупные выделения гематита и очень редкая вкрапленность шеелита. С запада месторождение обрезано Мазарбабинским разломом, с востока — ограничено Контактовым разломом. Рудные тела образовались в участке пересечения литологически благоприятных пластов скарнов тектоническим нарушением северо-восточного профиля с падением на юго-запад под углом 70° (см. рис. 43, разрез VI—VI').

Участок Кичикислам сложен известняками живетского яруса. С северной стороны известняки контактируют с музбекскими гранодиоритами. Более 30% площади занимают брекции известняков, часть которых анкеритизирована. Контакт между известняками и гранодиоритами тектонический, падает на юг под углом 50°. Известняки в контакте осветлены, мраморизованы и разбиты трещинами (см. рис. 43, разрез I—I'). Вмещающие породы пересечены дайками диабазовых и лабрадоровых порфиритов, а также альбитита.

Минерализация в виде галенита и церуссита приурочена к известняковым брекциям. Выделяются две разновидности брекций: анкеритизированная минерализованная (секущая, выполняющая тектонические трещины) и безрудная брекция мраморизованных известняков.

Интенсивная свинцовая минерализация локализуется в разрывных нарушениях в местах их сопряжений или же в местах пересечения ими известняковых брекций. Отмечается тяготение свинцовой минерализации к осевой части второстепенной складки, вдоль которой располагаются древние выработки, пройденные по рудным телам столбообразной формы. По совокупности наблюдаемых признаков месторождение относится к типичным гидротермальным.

Месторождение Тегерек сложено известняками среднего девона, залегающими моноклинально с северо-западным профилем и падением на юго-запад под углами 50—70°. Некоторые слои известняков сильно брекчированы и разбиты трещинами северо-восточного направления. В центральной части известняки прорваны дайкой альбитита.

Несколько линзовидных рудных тел приурочено к секущим трещинам северо-восточного профиля. Оруденение развивается также вблизи тектонических трещин, пересекающих брекции межформационного характера, аналогично месторождению Кичикислам.

Секущие линзовидные тела представлены брекчией известняков, сцементированных анкеритизированным цементом, в котором при-

существует галенит в виде крупных выделений и мелкой вкрапленности. Это месторождение также следует отнести к гидротермальным.

### *Месторождения с секущими рудными телами*

**В пересечениях трещин.** Характерным представителем этого типа месторождений являются пироксен-гранатовые скарны с магнетитом и висмутином, расположенные в пересечении Северо-Восточного и Арчалысайского разломов.

**В сопряжении трещин.** Месторождение Южный Ингырчак представлено телами пироксен-гранатовых скарнов с редкой вкрапленностью шеелита, которые приурочены к сочленению Мазарбабинского и Арчалысайского разломов. С юга скарны контактируют со штокообразной интрузией плагиогранитов и ограничиваются Контактовым разломом. Вмещающая толща сложена песчано-сланцевыми отложениями среднего девона.

Месторождение Тамчи I представлено небольшим скарновым телом в музбекских гранодиоритах, вблизи контакта их с песчано-сланцевой толщей нижнего палеозоя. Скарны развились вдоль разрывного нарушения широтного простирания, пересеченного тремя разломами северо-восточного направления, которые вблизи рудного тела соединяются.

В западной части скарны имеют максимальную мощность, а в восточной постепенно выклиниваются. На западе рудной площади отмечается штокверк мелких и крупных кварц-полевошпатовых прожилков, образующих пегматитоподобное тело. В скарнах выделяются гранатовая и гранат-амфиболовая разности, состоящие из граната, амфиболя, эпидота, пироксена, калиевого полевого шпата, кварца и кальцита. Рудные минералы представлены шеелитом, магнетитом, пиритом и халькопиритом.

Шеелитовая минерализация в виде мелкой рассеянной вкрапленности и спорадических гнездообразных скоплений проявилась в гранат-амфибол-эпидотовых скарнах, а также в кварц-амфибол-полевошпатовых жилах. Отдельные кристаллы шеелита в гнездообразных скоплениях достигают 1—2 см в поперечнике. В пегматитоподобных жилах шеелит связан с магнетитом и покрыт пленкой зеленовато-желтого тунгстита, который, проникая по трещинам внутрь кристаллов, окрашивает их в зеленовато-желтый цвет.

**В искривлениях трещин.** Месторождение Тамчи II приурочено к разлому северо-восточного простирания, секущему музбекские гранодиориты. Представлено линзами и штоками эпидот-гранатовых скарнов. Протяженность и мощность отдельных выходов их составляют первые десятки метров. Наблюдается переход от скарнов к скарнизованным и альбитизированным гранодиоритам. В скарнах установлено присутствие меди, вольфрама, молибдена и висмута.

Месторождение Тамчи III представлено двумя выходами эпидот-гранатовых скарнов, приуроченных к северному флангу Тамчинского разлома, среди музбекских гранодиоритов. Скарновые тела линзовидной формы. Содержат вольфрамовое, молибденовое и медное оруденение.

Наличие скарнов в зоне Контактового разлома на контакте известняков с гранитоидами и в тектонических трещинах северо-восточного простираия среди гранодиоритов позволяет наметить два этапа образования скарнов той же состава.

Месторождение Акмогол контролируется разломом Становая жила, вдоль которого наблюдается взбросо-сдвиговое движение против часовой стрелки (см. рис. 43, разрез III—III'). Разлом северо-восточного простираия с падением на юго-восток под углом 75° выполнен кварц-баритовой жилой с флюоритом и галенитом. В рассеянном состоянии присутствуют халькопирит, молибденит, шеелит и сфалерит. Барит и кварц являются одними из наиболее распространенных минералов. В западной части жилы количество барита увеличивается. Рудные линзы локализуются в участках искривления северо-восточного простираия, а в участках с широтным простираием пережимаются. По падению в плоскости разлома наблюдается тяготение рудных тел к участкам вы полаживания.

Особняком стоит месторождение Карабаирбулак, представленное кварцевыми жилами среди метаморфизованных сланцев силура. Жилы имеют почти широтное простираие и крутое падение на юг и север. Общее количество их незначительно. Макроскопически часть из них содержит железный блеск, а часть — халькопирит. З. Г. Тихомоловой в одном из обнажений установлены золото, мышьяк и висмут.

Рудный пояс и в целом горы Моголтау заслуживают дальнейшего изучения.

### ЧОРУХДАЙРОНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Месторождения Чорухдайрона образовались в результате своеобразного метаморфизма изверженных пород. В настоящее время они являются наиболее изученными представителями редкого типа инфильтрационно-метасоматических жильных скарновых месторождений, залегающих среди изверженных пород, вне видимой связи с известняками. Эта их особенность привлекала внимание многих исследователей. В течение более чем двадцатилетнего периода разведки и эксплуатации месторождения Чорухдайрон накопился огромный геологический материал.

Разработка меди, по данным М. Е. Массона (1935), проводилась здесь с IX—X вв. Вольфрамовое оруденение стало известно с 1932 г., когда Н. А. Смольянинов (1935) в коллекции образцов из Чорухдайрона обнаружил шеелит. Первые поисково-разведочные работы на месторождении проведены в 1934—1940 гг. под руковод-

ством В. П. Шаскольского. В 1941 г. по инициативе Ф. И. Вольфсона оно было переоценено и с 1942 г. началось планомерное изучение и разведка месторождения под руководством В. М. Бирюкова, Д. Д. Мотиным, А. К. Поляковым и И. Х. Хамрабаевым выполнены геологические съемки рудного поля.

Современные представления о геологическом строении рудного поля, структуре и вещественном составе минерализованных зон сложились в результате исследований многих геологов, среди которых особо следует отметить Н. А. Смольянинова (Смольянинов и др., 1935), В. М. Бирюкова, В. Ф. Черненко, Е. Л. Бутакову (1947), Д. Д. Мотина, И. Х. Хамрабаева (1948, 1963), Ф. Г. Дылевского, А. В. Королева, П. А. Шехтмана, В. Н. Петрова, В. М. Владыкина, Д. С. Коржинского, А. К. Полякова (1959), Л. Г. Яхонтову, З. Г. Сескутову и А. А. Сескутова (1964) и др. Проведенные исследования позволили установить основные элементы строения и этапы развития структуры рудного поля, закономерности размещения рудных тел, разработать схему последовательности минералообразования и высказать ряд гипотез о генезисе скарново-рудных жил. По ряду вопросов во взглядах различных исследователей Чорухдайрана нет единства. Основные расхождения касаются представлений о геологической позиции рудного поля в Моголтуском горном сооружении, соотношения во времени образования крупных разрывов рудного поля и рудоносных зон, источника кальция, необходимого для формирования скарновых тел и зональности рудного поля; различны представления о перспективах рудного поля и направления поисков слепых рудных тел. По этой причине после основного описания рудного поля (составленного А. А. Сескутовым и З. Г. Сескутовой) помещен очерк минеральных и структурных особенностей Чорухдайрана (другой группы авторов).

### *Геология и рудоносность рудного поля*

В геологическом строении его принимают участие интрузивные породы среднего и верхнего палеозоя, а также осадочные среднего палеозоя и мела. В северной части площади обнажаются мраморизованные известняки среднего палеозоя, впервые описанные И. Х. Хамрабаевым. Известняки серо-голубые, массивные, состоят на 85% из кальцита и доломита. С востока и северо-востока они прорваны гранитоидами, на контакте с которыми образованы гранат-эпидотовые скарны. Форма выходов скарнов, очевидно, соответствует форме контакта. В 1964 г. в них были установлены магнетит, шеелит, висмут, золото и полиметаллы.

Рудное поле расположено на северо-восточном крыле Моголтуской антиклинали (рис. 45), которая входит в систему Кураминской мегантиклинали и имеет общее с ней простирание. В настоящее время она глубоко размыта; на ее крыльях сохранились лишь незначительные останцы известняков в районе Хамрабата, Айнабу-

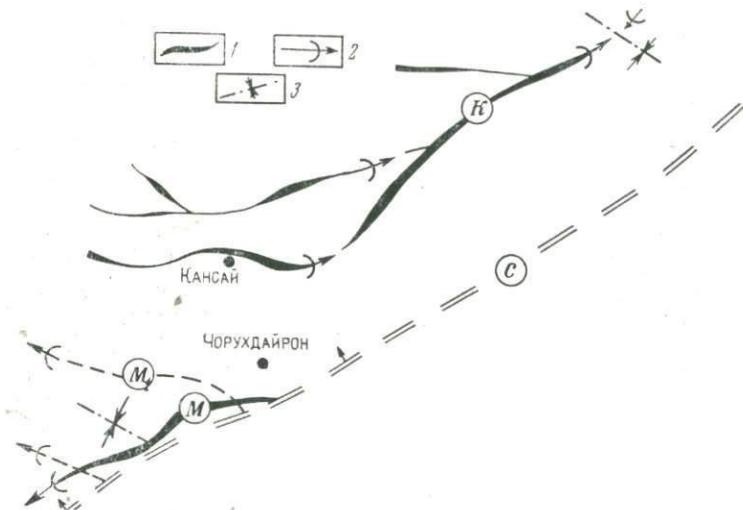


Рис. 45. Схема складчатой структуры Юго-Западного Карамазара и гор Моголтау. Составил А. С. Аделунг

1 — оси антиклинальных складок; К — Кураминская мегантиклиналь, М — Моголтауская антиклиналь ( $M_1$  — по А. А. Сескутову); 2 — погружение складок; 3 — оси синклинальных складок. С — Северо-Ферганский разлом

лака, а также контактовые скарны, расположенные к югу от рудного поля. Ось антиклинальной складки проходит по центральной части Музбекского гранитоидного массива. Северо-восточное крыло ее осложнено Эффузивным разломом. Вдоль него происходили неоднократные внедрения эффузивных и интрузивных пород.

### Петрография и литология чорухдайронского комплекса

Интрузивные породы среднепалеозойского возраста занимают незначительную юго-западную часть рудного поля и представлены музбекскими гранодиоритами. Их отличительной чертой является крупнозернистое порфировидное строение. Фенокристаллы составляют до 25% объема породы. Минеральный состав музбекских гранодиоритов следующий: калиевый полевой шпат 13—40%; плагиоклаз 25—45%; кварц 17—34%; роговая обманка 3,8%; биотит 0,03—4%; апатит 0,1—0,6%; сфен до 0,5%; турмалин до 1%. Вторичные минералы — серицит, пеллит, хлорит и цоизит. Жильные дериваты музбекских гранодиоритов представлены гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, аплитами, аплит-пегматитами и пегматитами. На площади рудного поля имеются дайки гранит-порфиев, часто переходящих в аплиты.

Верхнепалеозойский чорухдайронский комплекс изверженных пород (рис. 46) включает эффузивы, серии малых интрузий чорухдайронских гранодиоритов и их жильных дериватов. В эффузивах Чорухдайрона по форме залегания и структурным особенностям

выделяются две фации: покровная и жерловая. Породы покровной фации слагают юго-западную часть рудного поля, на северо-востоке район месторождения Янгикан, а на западе, за пределами поля, район Айнабулака. В разрезе эффузивной толщи отмечаются следующие петрографические разности, постепенно переходящие друг в друга (снизу вверх): андезиты, андезито-дациты, дацитовые порфиры, липарито-дациты, порfir-туфы и туфобрекции андезито-

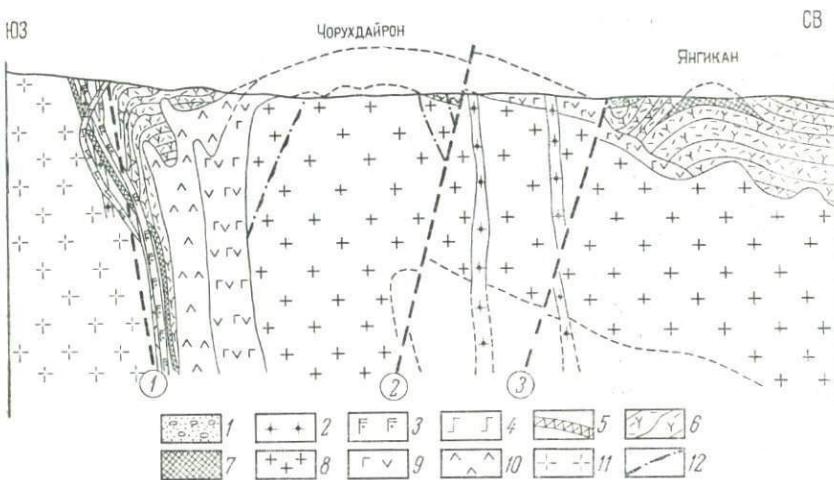


Рис. 46. Схематический геологический разрез через месторождения Чорухдайрон и Янгикан

1 — четвертичные отложения; 2 — гранит-порфиры чорухдайронские; 3 — лабрадоровые порфиры; 4 — диабазовые порфиры; 5 — липарито-дацитовые порфиры; 6 — эффузивы верхнего палеозоя; 7 — скарны; 8 — гранодиориты чорухдайронские; 9 — моноклиниты; 10 — диориты; 11 — гранодиориты музбекские; 12 — разрывные трещины с орудиением

Разломы: 1 — Эффузивный; 2 — Андыгенский; 3 — Тюябогузский

вого и дацитового состава. Андезиты с порфировой микродиабазовой структурой с многочисленными фенокристаллами плагиоклаза, зернами амфибола и хлорита. Андезито-дациты и дацитовые порфиры отличаются от андезитов значительным количеством фенокристаллов полевых шпатов, амфибола, пироксена. Основная масса гиалопилитовая или полустекловатая. Липарито-дациты с обильным количеством ортоклаза и кварца в виде фенокристаллов в микрофельзитовой основной массе. Часто они переходят в полнокристаллические липарито-дациты роговикового облика. Порfir-туфы и туфобрекции слагают верхние части разреза. Основная масса порфиробрекций стекловатая, занимает до 20—25% объема породы, 30% составляют обломки дацитовых порфиров, 20% калиевый полевой шпат, 10% кислый плагиоклаз в фенокристаллах, 16% кварц, 4% хлоритизированный биотит, изредка зерна моноклинного пироксена и рудных минералов. Особенности состава и структуры эффузивных пород указывают на то, что их образова-

ние сопровождалось взрывами и выбросами кластического материала. Д. Д. Мотиным описаны лапиллы и вулканические бомбы, встреченные в Эффузивном разломе.

Эффузивная толща Чорухдайрона по времени образования Н. П. Васильковским (1952) и Е. Д. Карповой (1946) отнесена к концу верхнего палеозоя (акчинская свита).

Породы жерловой фации расположены там же, где и покровные, и имеют с ними много общего в химическом и минеральном составе. Нередки их взаимные переходы. От покровов жерловые фации отличаются овальными формами выходов, протягивающихся вдоль Эффузивного разлома, крутопадающими секущими формами залегания и широким развитием их жильных аналогов в виде даек липарито-дацитов, лабрадоровых и диабазовых порфиритов. Такими характерными чертами обладают дацитовые липариты, эссеxиты, лабрадор-амфиболовые и пироксеновые порфириты, дайки основных пород и предположительно интрузивные кварцевые порфириты.

Дацитовые липариты залегают параллельно Эффузивному разлому в виде овальных тел и даек. Минеральный состав их следующий: калиевый полевой шпат 35—40%; кислый плагиоклаз (№ 10—15) 30—35%; кварц 25%. Цветные минералы очень редки, представлены биотитом и пироксеном (2—3%); акцессорные — апатитом и турмалином.

Эссеxитовые и лабрадор-амфиболовые порфириты развиты там же. Это темно-серые породы с многочисленными крупными выделениями белых коротких кристаллов плагиоклаза, которые составляют 30—40% объема породы. По составу и структуре они очень схожи с эндоконтактовыми разностями пироксеновых диоритов и дайками лабрадоровых порфиритов.

Дайки представлены лабрадоровыми и диабазовыми порфиритами. Отмечаются диабазовые порфириты двух возрастов: один древнее лабрадоровых, другие — моложе. Лабрадоровые порфириты — породы резко порфирового облика (с хорошими поделочными свойствами). Фенокристаллы в них составляют до 45% основной диабазовой массы. Дайки лабрадоровых порфиритов преимущественно близширотного простирания, рассекают покровные эффузивы; предполагается, что они древнее пироксеновых диоритов и монцонитов, однако в последние годы установлено, что некоторые из дайки прослеживаются без перерыва из эффузивов в монцониты. Эффузивы прорываются малыми интрузиями в следующей последовательности (от древних к молодым): пироксеновые диориты, монцониты, чорухдайронские гранодиориты, гранодиориты и гранит-порфиры, кварцевые порфиры (кизылнуринского типа), аplitы, пегматиты, лампрофиры.

Пироксеновые диориты распространены в юго-западной части рудного поля. Это среднекристаллические светло-серые породы с габбровой, реже монцонитовой структурой. По химическому составу и числовым характеристикам они приближаются к габбро-

диоритам, отличаясь лишь меньшей кислотностью и большим содержанием залегающих минералов, апатита, сфена.

Монцониты названы и описаны Н. А. Смольяниновым в 1935 г. Они слагают две широкие полосы — юго-западную и северо-восточную. Это серые и темно-серые мелкокристаллические породы с монцонитовой структурой. По числовым характеристикам занимают промежуточное положение между сиенитами и диоритами. Отличительной чертой их является повышенная щелочность. По структуре, минеральному и химическому составу, а также по времени образования они занимают место между пироксеновыми диоритами и гранодиоритами. Минеральный состав следующий: плагиоклаз (№ 45—50) 39%, ортоклаз 35%, пироксен 10%, биотит и роговая обманка 2%, кварц 7%, рудные 7%.

Чорухдайронские гранодиориты в центральной части рудного поля залегают в виде вытянутого в северо-западном направлении массива площадью около 5 км<sup>2</sup>. Они сложены плагиоклазом № 34—47 (14—35%), калиевым полевым шпатом (26—50%), кварцем (12—30%), амфиболом (1—19%), моноклинным пироксеном (0,17%), биотитом (0—8%), сферулитами (до 0—1%), цирконом, апатитом (единичные зерна). По числовым характеристикам гранодиориты располагаются между гранитами и диоритами, а по содержанию щелочей — между рядами нормальных и щелочных пород.

Для малых интрузий Чорухдайрона характерна повышенная щелочность. Гранодиориты чаще всего подвержены альбитизации и серицитизации, а монцониты и пироксеновые диориты — скаполитизации. Гранодиориты — основные рудовмещающие породы рудного поля — по физико-механическим свойствам существенных отличий от других пород чорухдайронского комплекса не имеют (табл. 23).

Гранодиориты и гранит-порфиры образуют крупные штоковидные тела в юго-восточной части рудного поля и более мелкие тела (дайки и штоки) в чорухдайронских гранодиоритах. Минералогически они очень сходны с гранодиоритами; отличаются от них лишь количественным содержанием отдельных минералов и порфировидной структурой.

Кварцевые порфиры слагают два небольших участка за пределами рудного поля к востоку. Это тонкозернистая порода коричневого цвета с несколько оплавленными темными порфировыми выделениями кварца и скоплениями биотита. Основная масса микрофельзитовая, состоит из разложенных зерен калиевого полевого шпата, кварца и реже кислого плагиоклаза, биотита, рудных зерен и апатита.

Аплиты развиты преимущественно среди чорухдайронских гранодиоритов в виде штоков и жил. От аплитов музбекского комплекса отличаются ярко-красной окраской, мелкозернистостью, на-

Таблица 23

**Физико-механические свойства горных пород чорухдайронского комплекса  
(по Б. П. Беликову)**

| Порода                                                            | Удельный вес,<br>г/см <sup>3</sup> | Объемный вес,<br>г/см <sup>3</sup> | Пористость<br>общая, % | Водопоглощение<br>свободное за<br>45 суток, % | Водонасыщение<br>при 150 атм., % | Пористость эф-<br>фективная, % | Прочность на<br>сжатие, кг/см <sup>2</sup> | Твердость по<br>Шору, кг/см <sup>2</sup> | Пределная на-<br>грузка, кг/см <sup>2</sup> | Модуль упру-<br>гости, 10 <sup>-3</sup><br>кг/см <sup>2</sup> | Коэффициент<br>Пуассона | Проницаемость,<br>м/д |
|-------------------------------------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------|-----------------------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|--------------------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|-------------------------|-----------------------|
| Гранодиорит свежий из Средней зоны                                | 2,763                              | 2,74                               | 0,47                   | 0,30                                          | 0,33                             | 0,89                           | 2950                                       | 90                                       | 800                                         | 8,02                                                          | 0,24                    | 0,0013                |
| То же, из шахты „Капитальная“ . . .                               | 2,736                              | 2,72                               | 0,58                   | 0,29                                          | 0,32                             | 0,87                           | 3290                                       | 83                                       | 1000                                        | 7,69                                                          | 0,22                    | 0,0057                |
| Гранодиорит выветрелый у Новой<br>зоны . . . . .                  | 2,676                              | 2,66                               | 0,60                   | 0,42                                          | 0,50                             | 1,11                           | 2860                                       | 89                                       | 800                                         | 6,30                                                          | 0,22                    | 0,0009                |
| То же, альбитизированный . . . . .                                | 2,690                              | 2,63                               | 2,23                   | 0,31                                          | 0,34                             | 0,80                           | 2590                                       | 91                                       | 800                                         | 6,67                                                          | 0,20                    | 0,0049                |
| Гранодиорит слабо альбитизирован-<br>ный . . . . .                | 2,730                              | 2,63                               | 3,66                   | 0,70                                          | 0,79                             | 1,44                           | 2290                                       | 93                                       | 600                                         | 7,06                                                          | 0,27                    | Нет опр.              |
| Гранодиорит альбитизированный . . .                               | —                                  | 2,54                               | —                      | 1,28                                          | 1,33                             | 3,35                           | —                                          | 93                                       | —                                           | —                                                             | —                       | —                     |
| Гранодиорит альбитизированный из<br>шахты „Капитальная“ . . . . . | 2,702                              | 2,62                               | 3,03                   | 1,15                                          | 1,26                             | 3,32                           | 1590                                       | 83                                       | 800                                         | 5,76                                                          | 0,22                    | 0,00006               |
| То же . . . . .                                                   | 2,646                              | 2,63                               | 0,60                   | 0,49                                          | 0,56                             | 1,47                           | 3040                                       | 90                                       | 1000                                        | 5,25                                                          | 0,22                    | 0,0019                |
| Монцонит Главной зоны . . . . .                                   | 2,835                              | 2,78                               | 1,94                   | 0,27                                          | 0,27                             | 0,75                           | 3200                                       | 94                                       | 1000                                        | 7,49                                                          | 0,24                    | 0,00008               |
| То же, выветрелый . . . . .                                       | 2,837                              | 2,80                               | 1,30                   | 0,53                                          | 0,57                             | 1,58                           | 3000                                       | 88                                       | 1000                                        | 5,15                                                          | 0,20                    | 0,00084               |
| Монцонит скаполитизированный . . .                                | 2,806                              | 2,75                               | 1,99                   | 0,83                                          | 0,90                             | 2,48                           | 3620                                       | 79                                       | 1000                                        | 7,52                                                          | 0,24                    | 0,00027               |
| То же . . . . .                                                   | 2,738                              | 2,75                               | —                      | 0,83                                          | 0,35                             | 0,97                           | 5160                                       | 95                                       | 1000                                        | 9,71                                                          | 0,24                    | 0,00009               |
| Диабазовый порфирит . . . . .                                     | 2,873                              | 2,84                               | 1,11                   | 0,32                                          | 0,34                             | 0,95                           | 3250                                       | 90                                       | 600                                         | 8,46                                                          | 0,25                    | Нет опр.              |
| Скалиловая карбонатная порода . . .                               | 2,553                              | 2,56                               | —                      | 0,28                                          | 0,32                             | 0,82                           | 2430                                       | 85                                       | —                                           | —                                                             | —                       | 0,00018               |

личием биотита, отсутствием переходов в пегматиты и пространственной связью с малыми интрузиями.

Пегматиты и лампрофиры встречаются очень редко в виде маломощных (менее 1 м) жилок. Протяженность пегматитовых жилок не превышает 15 м, а лампрофиров 200 м. Лампрофирами закончился магматический этап малых интрузий Чорухдайрона.

Породы малых интрузий представляют собой непрерывный ряд от основных до ультракислых. Они характеризуются повышенной щелочностью, особенно ярко выразившейся в скаполитизации и альбитизации. Вместе с тем от древних к молодым меняется и их структура — от крупно- до мелкокристаллической. Начальные члены этого комплекса богаты дайками основных, а конечные — кислых пород.

Отложения мезозоя и кайнозоя развиты лишь в северной части рудного поля, в Мирзарабатской депрессии. Они представлены верхнемеловыми и палеогеновыми пестроцветными песчаниками, сланцами и известняками. Суммарная мощность их в предгорной части составляет 40—50 м. Падение северное под углами 30—60°. Почти на всем протяжении они маркируются выходами грунтовых вод. Отложения четвертичного периода исключительно пустынно-континентального типа, занимают около 30% площади рудного поля. Их мощность в предгорной части местами до 50—60 м. Они подразделяются на пролювий, суходольный аллювий и делювий.

## Тектоника

Наиболее крупной складкой является Моголтауская антиклиналь северо-западного профиля. Она образована среднепалеозойскими известняками и внедрившимся Музбекским батолитом. Предыдущие исследователи (И. Х. Хамрабаев и др.) считали, что эта антиклиналь северо-восточного профиля с погружением оси на юго-запад. Однако, являясь составной частью складчатой структуры Кураминской подзоны, она имеет общее с ней северо-западное направление (см. рис. 45). Это подтверждается элементами залегания сохранившихся останцов известняков.

В процессе становления интрузива шло формирование контракционных трещин, а сжимающие усилия, продолжавшие действовать в том же направлении, обусловили возникновение трещин и разломов. Таким образом, северо-восточное крыло антиклинали было осложнено глубинным Эффузивным разломом сколового типа, по которому в дальнейшем произошло излияние эффузивов и внедрение магм.

Эффузивы, растекаясь вдоль разлома, образовали покровы с проявлением местами элементов складчатости. На описываемой площади складчатые структуры представлены Чорухдайронской и Янгиканской антиклиналями и синклиналью Эффузивной горки.

Чорухдайронская антиклиналь (рис. 47) северо-западного профиля с погружением оси в том же направлении расположена

между Эффузивным и Тюябогузским разломами. В ядро этой складки внедрились породы чорухдайронского комплекса.

Янгиканская антиклиналь занимает площадь одноименного месторождения. Ось складки круто погружается в северо-западном направлении. В ядре обнажаются пластовые скарны с полиметаллическим оруднением.

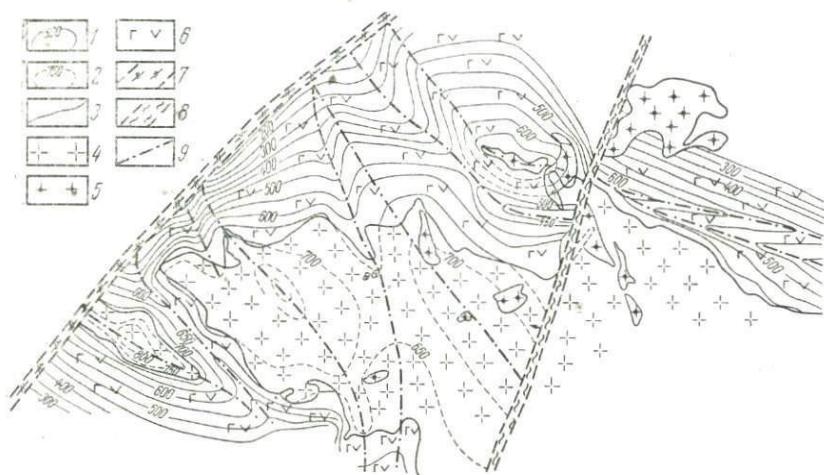


Рис. 47. Рельеф поверхности контакта гранодиоритов с монцонитами. Составили А. А. Сескутов и Я. И. Капронов

1 — изогипсы контакта гранодиоритов с монцонитами; 2 — изогипсы реставрированного контакта гранодиоритов с монцонитами; 3 — линии контакта гранодиоритов с монцонитами; 4 — гранодиориты; 5 — гранит-порфиры; 6 — монцониты; 7 — зоны дробленых и перетертых пород без четкой плоскости смесятиеля (Северный разлом); 8 — зоны милонитов (Тюябогузский разлом); 9 — оси впадин и выпуклостей

Синклиналь Эффузивной горки располагается к северо-востоку от Тюябогузского разлома. Это сжатая складка северо-западного простирания.

Условия залегания и первичная трещиноватость интрузивных массивов зависят от формы вышеупомянутых складчатых структур. Форма тела и трещиноватость музбекских гранодиоритов обусловлены Моголтауской антиклиналью, а трещины пород чорухдайронского комплекса — верхнепалеозойской складкой и Эффузивным разломом. Так как действовавшие в период образования усилия имели незначительную разницу в направлении, то и их ориентировка близка.

Интрузив музбекского гранодиорита, подчиняясь антиклинальной структуре известняков верхнего девона — нижнего карбона, образует вытянутое в северо-западном направлении тело, ограниченное с северо-востока Эффузивным разломом и падающее параллельно ему.

С юго-запада интрузив ограничен Рудным поясом и имеет крутое падение на юго-запад, с юго-востока,— очевидно, Северо-Ферганским разломом. Этим определяются системы первичной трещиноватости музбекских гранодиоритов (табл. 24).

Вблизи Эффузивного разлома многочисленные мощные дайки музбекских гранит-порфиров внедрились в поперечные трещины отрыва, которые испытывали наибольшее приоткрывание.

Результаты массовых замеров мелкой трещиноватости пород, обработанные авторами по методу А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965), позволили определить направление главных осей сжатия и растяжения для интрузива музбекских гранодиоритов в момент его окончательного становления. Ось главного сжатия была направлена на северо-восток ( $22^\circ$ ), а ось растяжения на юго-восток. После становления Музбекского массива и образования Эффузивного разлома вдоль последнего произошло излияние эффузивов и внедрение интрузий чорухдайронского комплекса, которые разместились почти параллельно разлому. Каждый более молодой член этого ряда все более отклонялся от общего направления, что свидетельствует о том, что Эффузивный разлом на протяжении истории формирования рудного поля неоднократно возобновлялся, но при этом его положение в пространстве незначительно изменялось.

Как показало изучение мелкой трещиноватости пород рудного поля, план трещинных деформаций тесно связан с первичной трещиноватостью интрузивов. Установлено, что последовательность развития дизъюнктивных структур строго согласуется с первичными трещинами, зародившимися в определенных породах.

Эффузивы характеризуются нечетким выражением систем трещин. В них установлены лишь трещины продольного отслоения, параллельные напластованию эффузивов. Азимут падения их  $325^\circ$ , угол  $36^\circ$ . При сравнении с трещинами Музбекского массива видна их полная аналогия. Это означает, что сжимающие усилия, характерные для конца становления Музбекского массива, присущи и началу образования чорухдайронского комплекса. Минерализация вдоль этих трещин не обнаружена.

Диориты, залегающие в виде мощной дайки северо-западного направления, падающей параллельно Эффузивному разлому (см. рис. 46), характеризуются развитием многих систем трещин (см. табл. 24).

Методом выявления полюсов приоткрываний определено, что трещины поперечного отрыва при падении на северо-запад испытывали взбросо-сдвиговые движения против часовой стрелки, а падающие на юго-восток — сдвиговое в том же направлении. Трещины продольного скальвания при падении на северо-восток испытывали сбросовые движения, а падающие на юго-запад — незначительный сдвиг по часовой стрелке. В этом случае максимальные усилия сжатия были направлены с юго-запада ( $55^\circ$ ) и северо-

Таблица 24

## Усредненные элементы залегания полюсов систем трещин Чорухдайронского рудного поля (в град)

| Система трещин         | Музбекские гранодиориты |         | Эффузивы   |          | Диориты           |                | Монцониты  |          | Чорухдайронские гранодиориты |                     | Гранит-порфирь |          | Янгиканские эффузивы |          |
|------------------------|-------------------------|---------|------------|----------|-------------------|----------------|------------|----------|------------------------------|---------------------|----------------|----------|----------------------|----------|
|                        | $\alpha$                | $\beta$ | $\alpha$   | $\beta$  | $\alpha$          | $\beta$        | $\alpha$   | $\beta$  | $\alpha$                     | $\beta$             | $\alpha$       | $\beta$  | $\alpha$             | $\beta$  |
| Продольного скальвания | 206                     | 80—85   | 215<br>36  | 50<br>67 | 240<br>67         | 84<br>60       | 235<br>63  | 64<br>72 | 210<br>34                    | 88<br>78            | 258<br>61      | 78<br>59 | 246<br>63            | 89<br>69 |
| Поперечного отрыва     | 119                     | 65—75   | 105<br>238 | 60<br>76 | 152<br>333        | 89<br>89       | 153<br>338 | 71<br>86 | 119<br>304                   | 77<br>78            | 159            | 64       | 116<br>293           | 74<br>90 |
| Продольного отслоения  | 300                     | 20      | 325        | 36       | 16                | 21             | 61         | 24       | 304<br>120<br>57<br>241      | 12<br>8<br>25<br>15 |                |          | 306                  | 22       |
|                        | 65                      | 80—85   |            |          | 24<br>130<br>167  | 90<br>72<br>90 | 13         | 78       | 145                          | 90                  |                |          | 198                  | 82       |
| Диагональные           |                         |         |            |          | 316<br>345<br>360 | 90<br>90<br>90 | 274        | 58       | 255                          | 79                  | 258            | 78       |                      |          |

 $\alpha$  — азимут падения;  $\beta$  — угол падения.

востока ( $232^{\circ}$ ). Большую роль в образовании систем трещин играл контакт между диоритами и монцонитами, который обусловил положение полюсов трещин отрыва и скола. По диагональным трещинам в этих породах происходили сбросовые движения. В дальнейшем они содействовали образованию Северного разлома.

Для диоритов характерна турмалиновая и магнетитовая минерализация, развивающаяся по трещинам поперечного отрыва. Иногда вдоль трещин продольного скальвания проявляется скаполитизация.

Массив монцонитов вытянут в северо-западном направлении и повторяет форму верхнепалеозойской антиклинали. В разрезе он напоминает серп с постепенным сужением в северо-западном направлении, ручка которого в виде крутой дайки падает параллельно Эффузивному разлому. Толща монцонитов в сводовой части достигала мощности 400—450 м. Сохранившаяся мощность в центральной части составляет 130—285 м. К северу от Северного разлома она превышает 300 м. Форма интрузива в плане и разрезе видна на рис. 46 и 47.

Формирование и пространственное положение систем трещин в монцонитах (см. табл. 24) обусловлены их контактом с диоритами. В этих породах в трещинах поперечного отрыва при падении на северо-запад происходило взбросо-сдвиговое движение по часовой стрелке, а при падении на юго-восток — сбросо-сдвиговое движение в том же направлении. Трещины продольного скальвания и отслоения не испытывали приоткрываний. Для диагональных трещин характерны взбросо-сдвиговые смещения по часовой стрелке.

Трещины поперечного отрыва позднее использовались для образования Каракизтуганского, а затем Северного разломов. Максимальные сжимающие усилия в данном случае были направлены с юго-запада ( $64^{\circ}$ ) и северо-востока ( $244^{\circ}$ ).

По трещинам в монцонитах характерны скарнирование, скаполитизация и в меньшей мере альбитизация. Скарнирование и скаполитизация развивались в трещинах поперечного отрыва в момент их приоткрывания, альбитизация в основном в диагональных трещинах и трещинах поперечного отрыва, причем она имеет несколько полюсов, что свидетельствует о нескольких этапах ее проявления. Альбитизация сопровождается как сдвигово-сбросовые, так и взбросо-сдвиговые движения, что характерно для Новой и Главной рудных зон.

Гранодиориты слагают среднюю часть малых интрузий. Они повторяют форму залегания монцонитов и имеют те же элементы, но мощность интрузива в пределах выводного канала и ее серповидной части значительно больше, чем монцонитов. В плане массив также сигмоидальной формы.

Рассмотрим движения вдоль трещин в гранодиоритах (см. табл. 24). Трещины продольного скальвания при падении на се-

веро-восток и юго-запад претерпели смещение и взброс по часовой стрелке. Максимальное приоткрывание здесь произошло вдоль трещин северо-западного падения, в которые внедрились дайки аплита. Трещины поперечного отрыва, падающие на юго-восток, взброшены и сдвинуты по часовой стрелке; они подверглись максимальному растяжению и по ним произошло внедрение наиболее мощных даек аплита. Трещинам обратного падения присущи те же движения и незначительные приоткрывания. Для трещин продольного отслоения характерны два типа движений: взбросо-сдвиговое против часовой стрелки и чистое растяжение без смещения. При первом типе движений внедрились пологие дайки аплита.

Для гранодиоритов характерно большое количество диагональных трещин, из которых часть параллельна Новой рудной зоне (азимут падения от 334 до 340° и соответственно углы падения 75—85°), часть — Главной зоне (азимут 149—157° и углы 90—85°) и Диагональной (азимут 319°, угол 78°). Трещины с полюсами 244—257° и углами 71—78° являются аналогами Тюябогузского разлома и были использованы при его формировании.

Трещинам системы Новой зоны присущи сбросо-сдвиговые смещения против часовой стрелки, аналогам Главной зоны — взбросо-сдвиговые по часовой стрелке, аналогам Диагональной зоны — трещины растяжения, в которых полюса плотности приоткрывания и минерализации совпадают. Альбит-хлоритовая минерализация в гранодиоритах развивается вдоль диагональных трещин и поперечного отрыва.

Гранит-порфиры слагают штоковидные и дайкообразные тела, приуроченные к системам трещин северо-западного направления, т. е. к трещинам продольного скальвания, которые в момент их внедрения находились в положении отрыва. Характерные для них системы трещин приведены в табл. 24. Трещины продольного отслоения не получили развития.

Эффузивы Янгикана обладают промежуточными физико-механическими свойствами между интрузивными и осадочными породами, и выявить в них морфогенетическую характеристику первичных трещин невозможно. Образование трещин в них объясняется следующим образом.

Трещины отрыва, вмещающие рудные тела, с азимутом падения 162°, углом 83° и азимутом 333°, углом 72° возникли за счет растяжения вдоль Тюябогузского разлома. Для них характерно увеличение мощности при приближении к разлому и постепенное выклинивание по мере удаления. В дальнейшем эти трещины внедрились дайки гранодиорит-порфиров с полиметаллическим оруднением в местах их пересечения со скарнами. Параллельно им образовался Кизылтурский разлом, являющийся предполагаемым северо-восточным продолжением Каракизтуганского разлома. Трещины взброса с элементами залегания азимут падения 63 и 246° и соответственно угол 69 и 89°, располагающиеся параллельно Тюябогузскому разлому, участвовали в формировании разлома, а поз-

же в локализации оруденения (полиметаллического, магнетитового и, возможно, молибденового). Они расположены перпендикулярно к направлению максимального усилия сжатия.

Трещины скола с полюсами 116, 293, 198° и соответственно углами 74, 90, 82° служили для образования разломов северного—северо-восточного простирания и трещин оперения отрывов. Позже вдоль этих трещин локализовалось полиметаллическое оруденение в скарнах.

Система трещин отслоения с элементами залегания азимут падения 306°, угол 22° свидетельствует о погружении эфузивов в северо-западном направлении.

Из сопоставления систем трещин всех интрузивных пород (см. табл. 24) видно, что простирания длинных осей интрузивов и первичных систем трещин сходны у музбекских и чорухдайронских гранодиоритов, а также и эфузивов; первичные трещины в диоритах, монцонитах и янгиканских эфузивах отличаются от первых, что свидетельствует о несколько ином направлении сжимающих сил; наибольшему тектоническому воздействию подверглись малые интрузии, в которых наблюдается максимальное количество диагональных трещин; положение первичных трещин в блоках, заключенных между Северным, Андыгенским и Тюябогузским разломами, показывает, что блоки по отношению друг к другу смешались в гранодиоритах в пределах 20°, а в монцонитах — 9°.

На формирование прототектоники рудного поля влияли вытянутость интрузивов параллельно осям антиклиналей и единое направление сжимающих усилий для конца становления Музбекского массива и начала формирования пород чорухдайронского комплекса.

После образования складчатых структур и становления интрузивных тел основные сжимающие усилия были направлены на создание тектонических трещин и мощных линейных разломов. Они формировались в течение длительного времени.

В рудном поле отмечены два основных типа крупных разрывных нарушений — более ранние северо-западного и более молодые северо-восточного направлений. К первым относится Эфузивный разлом, маркируемый многочисленными основными дайками, породами жерловой фации и останцами покровных эфузивов, ко вторым — Каракизтуганский, Северный, Андыгенский и Тюябогузский разломы.

Каракизтуганский сброс проходит по северной окраине гор Моголтау, за пределами рудного поля, и смещает Эфузивный разлом. Его простижение 65—70°, падение юго-восточное под углами 70—75°, протяженность около 40 км, мощность 50 м. Разлом представляет собой зону раздробленных милонитизированных пород с прожилками кварца и гидроокислами железа. В районе Айнабулака отмечена скарновая минерализация с халькопиритом, магнетитом, шеелитом и молибденитом. По сбросу установлено вертикальное смещение, равное 575 м (рис. 48). Развитие разломашло,

очевидно, в том же порядке, что и развитие первичных трещин. Вдоль разлома в доверхнекарбоновый период происходило опускание висячего бока и поднятие лежачего; в послеверхнекарбоновый наблюдается обратное движение, а в нижнетриасовый — вновь опускание висячего бока.

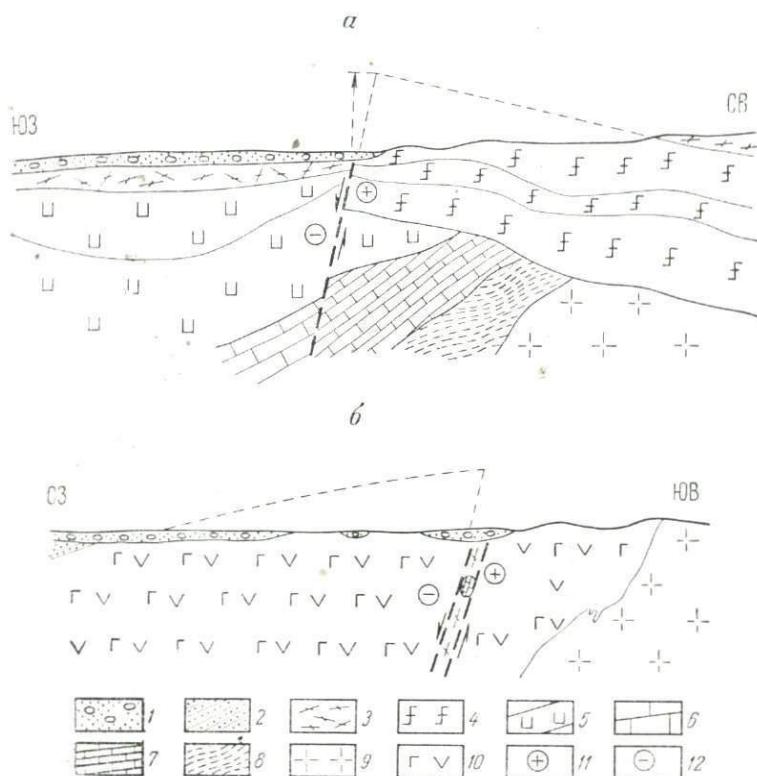


Рис. 48. Схема движений вдоль разломов: *a* — Каракизтуганского (Кизылтурского) сброса (составил В. А. Арапов и др.); *б* — Северного сброса (составила З. Г. Сескутова)

1 — наносы; 2 — песчаники; 3 — кварцевые порфириты верхней перми — нижнего триаса; 4 — туфопесчаники и спилиты верхней перми; 5 — плагиоклазовые порфиры; 6 — известняки нижнего карбона; 7 — тонкослоистые известняки верхнего девона; 8 — метасоматические породы нижнего палеозоя; 9 — гранодиориты; 10 — монцониты; 11 — приподнятый блок; 12 — опущенный блок разлома

Северный сброс срезает северо-западное окончание чорухдайронского комплекса пород и в северо-восточном направлении приымкает к Каракизтуганскому. Он является продолжением разлома Становая жила, протягивающегося вдоль Моголтау. Простирание сброса в районе рудного поля  $45-50^\circ$ , падение на северо-запад под углом  $78^\circ$ . Мощность его от 10 до 50 м, общая протяженность около

20 км. В юго-западной части простирание  $60^{\circ}$ , падение на юго-восток под углами  $75$ — $80^{\circ}$ . На всем протяжении разлом выполнен кварцевой и кварц-баритовой жилой с убогой свинцово-цинковой и медной минерализацией. В северо-восточной части сброса преобладает кварц с карбонатом и железным блеском, в юго-западной, кроме барита и кварца, присутствует флюорит. В районе рудного поля в разломе на глубине 150 м от поверхности встречены ксенолиты палеозойских известняков диаметром около 30 м.

Блок висячего бока опущен и в нем сохранились отложения мела, в поднятом лежачем обнажаются чорухдайронские гранодиориты (см. рис. 48, б). Разлом проходит почти параллельно главной оси сжатия. На юго-западе и северо-востоке он постепенно переходит в трещину отрыва с неоднократным приоткрыванием.

Тюябогузский взброс простиранием СВ 10—СЗ  $355^{\circ}$  проходит в восточной части рудного поля. Падение его на юго-запад под углами  $70$ — $75^{\circ}$ , протяженность около 5—6 км. С поверхности он перекрыт четвертичными отложениями мощностью до 40 м. Вмещающие породы в различной степени альбитизированы, местами содержат эпидот. Взброс образовался при сильном боковом сдавливании. Простирание его параллельно оси максимального растяжения. Отмечено вертикальное смещение лежачего бока разлома и поднятие висячего на 150 м (рис. 49).

Андыгенский разлом проходит в центре рудного поля. Его протяженность около 15 км, мощность до 50 м. Падение крутое на северо-запад под углами  $75$ — $77^{\circ}$ . Выполнен милонитизированными рассланцованными породами, местами скементированными турмалином и кварцем. Представляет собой трещину скола (см. рис. 49, а). Расположен косо к оси главного направления сжатия.

Формирование Кураминского антиклиниория и его составной части — Музбекской антиклинали вызвало на крыльях ее значительные тектонические напряжения, которые привели к образованию крупных сколов и вертикальных перемещений масс. Основные сжимающие усилия (юго-западные и северо-восточные) были направлены перпендикулярно к оси Моголтауской антиклинали. При становлении интрузивных тел и складчатых структур они незначительно меняли свое направление, что учитывалось при расшифровке деталей тектонического строения отдельных блоков.

В тектонике рудного поля намечаются два основных этапа: 1) возникновение крупных разломов I и II порядков и расчленение ими рудного поля на отдельные тектонические блоки (рис. 50) и 2) развитие трещинных структур меньших порядков внутри тектонических блоков. Формирование тектоники в первом этапе происходило, по-видимому, в следующей последовательности: первым возник Эффузивный разлом, являющийся древней трещиной скола. Он смещается более поздними нарушениями северо-восточного направления. Лежачий бок разлома поднимался быстрее, чем висячий. После излияния эффузивов, внедрения интрузивных тел и обра-

зования первичной трещиноватости пород началось формирование тектонических структур второго этапа, к которым относятся Каракизтуганский и Тюябогузский разломы. Эти два разлома вместе с Эффузивным, падающие навстречу друг другу, оконтурили блок

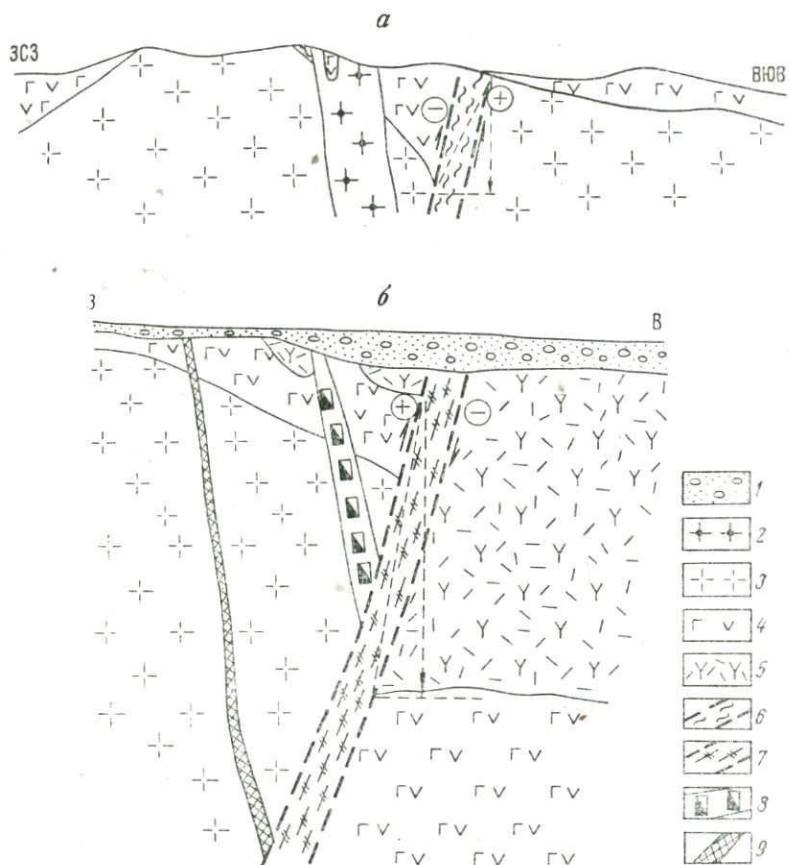


Рис. 49. Схема движений вдоль разломов:

*a* — Андыгенского; *б* — Тюябогузского взброса  
 1 — нансы; 2 — гранит-порфиры; 3 — гранодиориты; 4 — монцониты; 5 — верхнепалеозойские эфузивы (андезито-дациты); 6 — зоны рассланцевания в разломе; 7 — зоны неориентированного дробления пород в разломе; 8 — зоны альбитизации; 9 — скарны

пород в виде пирамиды, обращенной вершиной вниз. Сжимающие усилия выдавливали пирамиду вверх. Этот тектонический блок и вмещает рудное поле Чорухдайрон. В то же время по Каракизтуганскому разлому происходило опускание висячего бока, что вызвало два противоположно направленных движения, которые компенсировались движениями по Северному разлому. Его возникно-

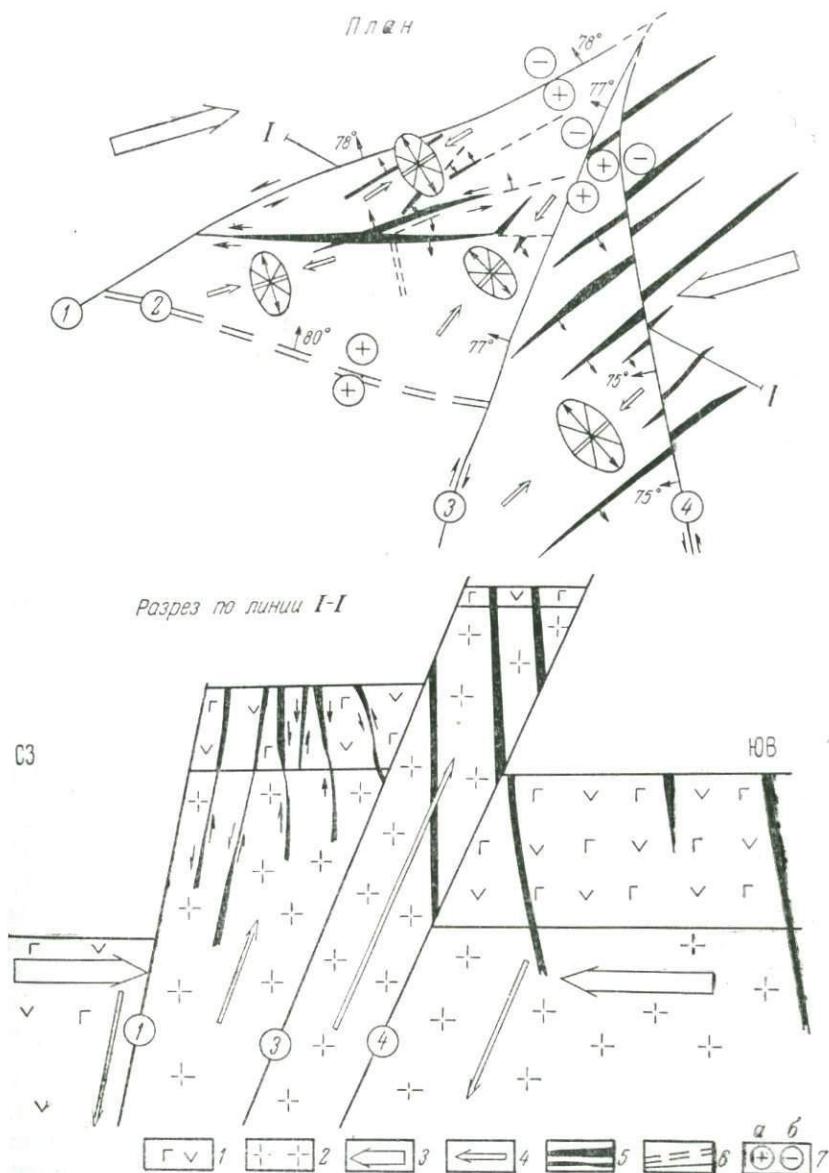


Рис. 50. Схема формирования структуры рудного поля Чорухдайрон  
 1 — монцониты (на разрезе); 2 — гранодиориты (на разрезе); 3 — направление сжатия на первом этапе; 4 — направление скимающих усилий при образовании тектонических трещин внутри блоков; 5 — рудовмещающие трещины; 6 — послерудные нарушения; 7 — блоки пород: поднятый (*a*) и опущенный (*b*)  
 Разломы (цифры в кружках): 1—Северный; 2—Эффузивный; 3—Андыгенский; 4—Тюябугузский

вение привело к формированию еще одного блока, ограниченного Северным и Тюябогузским разломами. Этот блок поднимался. В нем возникли скалывающие усилия, которые привели к образованию Андыгенского разлома. При движениях вдоль этого разлома породы лежачего бока значительно опережали висячий.

Образованием Андыгенского разлома закончился первый этап формирования тектонической структуры рудного поля.

В течение второго этапа (см. рис. 50) происходит формирование рудоносных зон и безрудных трещин во втором блоке, который в свою очередь разбит Андыгенским разломом на Центральный и Восточный участки.

В блоке Центрального участка вслед за образованием Андыгенского разлома возникла Главная рудная зона, являющаяся трещиной скола с падением навстречу направлению наибольшего усилия сжатия. В этих условиях сколы развиваются во взбрососдвиги. По данным структурного анализа, в Главной зоне приоткрывались более пологие грани.

Продолжающееся сжатие привело к образованию трещин оперения, которые развились по первичным трещинам отрыва, заложенным в диоритах. Так, возникла Новая<sup>8</sup> рудная зона, являющаяся сбросо-сдвигом против часовой стрелки. Усилия сжатия, параллельные Северному разлому, создали сбросовую Диагональную зону и параллельные ей трещины. Они формировались по направлениям первичных трещин отрыва в монцонитах. Дальнейшее сжатие привело к образованию трещин скола, образовавших трещину оперения ранее сформировавшихся структур; сюда относятся Средняя зона, северо-восточное и Х рудные тела, апофиза Ia и др. Заключительным этапом развития этого блока явилось образование пострудных трещин северо-западного направления.

Восточный блок испытывал в основном усилия растяжения, направленные вдоль Тюябогузского разлома. Возникли оперяющие трещины отрыва и в висячем боку разлома. По мере удаления от разлома их приоткрывание уменьшается (рудные тела Шурале I, II, III и др.). Для Центрального участка характерно перистое строение трещинных структур и рудоносных зон, а для Восточного — параллельно вытянутое.

### Месторождения рудного поля

Рудные тела и вообще все зоны минерализации северо-восточной части Моголтау представляют собой продукты метасоматического преобразования пород. В районе имели место следующие типы метаморфизма:

1. Процессы динамического преобразования пород. Развиты слабо и заключаются в частичном рассланцевании и перекристаллизации останцов известняков, а также в милонитизации пород вдоль Андыгенского разлома.

2. Процесс термической переработки пород на контактах с интрузивами. Выражен мраморизацией известняков и ороговикованием эфузивов.

3. Эманационный метаморфизм. Развит наиболее широко. В нем выделяются следующие типы: а) грейзены; б) альбит-кварц-биотитовые зоны; в) скарны; г) эпидотизированные и турмалинизованные зоны; д) альбитизация; е) серicitизация и каолинизация с кварцевыми и кварц-баритовыми жилами; ж) магнетитовые жилы.

Зоны грейзенизации развиты в северной части штока гранит-порфиров, а также на юго-восточном участке. Представлены биотитовыми грейзенами с кварцем, флюоритом, полевым шпатом. Образуют самостоятельные жилы мощностью до 0,03 м, а также оторочки в зальбандах кварц-альбитовых жил. Реже встречаются кварц-мусковитовые зонки по зальбандам аплитовых даек.

Зоны альбит-кварц-биотитовые развиты более широко в виде трещинных жил северо-восточного простирания мощностью от 0,1 до 20 м. Минеральный состав жил: альбит, кварц, биотит, иногда флюорит. В различных количествах присутствуют шеелит и молибденит. К этому типу относятся рудные тела Шурале I, II и III. В северо-восточном направлении минерализация постепенно сменяется скарновой.

Скарны по возрасту разделяются на древние (пластовые) и молодые. Древние скарны моложе музбекских гранодиоритов, но древнее малых интрузий. Очевидно, они имеют контактово-метасоматическое происхождение. Развиты в юго-восточной части рудного поля на Новом участке (за пределами месторождения). Их падение совпадает с направлением трещин продольного отслоения в музбекских гранодиоритах. Состоят почти исключительно из граната (андрадита).

Молодые скарны по морфологии разделяются на пластообразные скарны Янгикана и жильные автоскарны Чорухдайрона. Первые приурочены к верхнепалеозойской эфузивной толще и несут полиметаллическое оруденение. Их состав следующий: гранат — гроссуляр и андрадит, амфибол, пироксен, эпидот, кальцит, кварц. Рудные — галенит, сфалерит, магнетит, шеелит, молибденит, кобальтин и эритрин. Жильные скарны максимально развиты в чорухдайронских гранодиоритах и монцонитах. Их форма локализации — жилы и метасоматические зоны различной мощности и протяжения. Преобладающий жильный минерал — скаполит, затем андрадит, диопсид, уралит и эпидот.

Эпидот, отлагающийся в позднюю стадию скарнового процесса, встречается в тонких жилах с турмалином и кварцем либо в мощных жилах среди музбекских гранодиоритов и эфузивов; часто замещает минералы в дайках лабрадоровых и диабазовых порфиритов. С эпидотом ассоциируют магнетит или гематит. Турмалин отлагается в маломощных жилах вместе с кварцем, альбитом и реже эпидотом.

Зоны альбитизации развиты наиболее широко. Альбитизация либо накладывается на скарны (Главная зона), либо образует самостоятельные зоны (Новая, Диагональная) с шеелитом, халькопиритом, молибденитом. Она приурочена преимущественно к трещинам северо-восточного простирания. Зоны альбитизации отличаются от вмещающих пород розово-красным цветом, имеют протяженность по простирианию до 1,5—2 км и мощность от единиц сантиметров до 18—20 м. Количество альбита в зоне колеблется, иногда до 90%.

Зоны серicitизации и каолинизации связаны главным образом с крупными разломами (Андыгенский, Северный). Представлены кварцем, мелкочешуйчатым серicitом, мелоподобным каолинитом и прожилками хлорита.

Магнетитовые жилы впервые изучены И. Х. Хамрабаевым. Это одиночные маломощные (3—5 см) жилки или серии жилок северо-восточного простирания. Они сложены крупнокристаллическим магнетитом, апатитом, реже скаполитом и роговой обманкой. Встречаются в монцонитах и диоритах, реже в эфузивах и чорухдайронских гранодиоритах, вблизи контакта с монцонитами. Магнетитовые жилы предшествуют шеелитоносным скарнам. Из всех вышеуказанных зон шеелито- и молибеноносными являются скарны, зоны альбитизации, скаполитизации и альбит-кварц-биотитовых пород.

Анализ процесса развития минерализации дает основание полагать, что альбит отлагался по крайней мере пять раз, так как альбитовая минерализация отмечена в пяти системах трещин. Из них в трех он развит широко и, по-видимому, соответствует основным стадиям, а в двух других — слабо и может соответствовать подстадиям. Отложение скаполита и шеелита происходило в три стадии. Вторая стадия отложения шеелита сопровождалась выделением халькопирита и в незначительных количествах молибдена. Основная масса молибденита отлагалась в третью стадию развития шеелита. Таким образом, отложения шеелита и других рудных минералов во времени и пространстве должны были совпадать с различными стадиями развития скаполитизации, скарнов и особенно альбитизации.

В настоящее время в рудном поле известно около 20 оруденелых зон. На месторождении Чорухдайрон подавляющее количество руд сконцентрировано в четырех основных зонах: Главной, Новой, Шурале I и Шурале III. Две первые расположены в блоке между Северным и Андыгенским разломами, а две последние — между Андыгенским и Тюябогузским разломами.

Главная рудная зона представляет собой систему кулисообразных крутопадающих минерализованных трещин с простирианием 60—80° и падением на юго-восток под углами 60—80°, к которым под углами 15—20° причленяется серия крутопадающих оперяющих трещин. Рудная зона размещена в чорухдайронских гранодиоритах и монцонитах. Ее центральная часть в верхних горизонтах сложена

преимущественно гранатовыми скарнами; в западном и восточном направлениях гранат убывает за счет увеличения пироксена и скаполита, а затем постепенно целиком замещается последним. Аналогичная смена происходит и с глубиной по подению.

Минеральный состав в порядке последовательности выделения следующий: скаполит, пироксен, гранат, шеелит, кальцит, кварц, альбит, роговая обманка, хлорит, эпидот, апатит, гематит, молибденит, пирит, халькопирит; очень редко галенит и барит. Наиболее богатые руды размещаются в гранатовых скарнах.

Для Главной зоны характерны такие типы рудных тел: а) в структурах сопряжения, б) искривления, в) пересечения. Основная масса руды распределяется в двух первых типах (рис. 51).

Новая рудная зона расположена в 300 м к северо-западу от Главной; они сочленяются на юго-западе. Простирание ее СВ 60—70°, падение крутое (75—88°) на северо-запад и юго-восток. Приурочена она к разлому того же направления, выполненному почти на всем протяжении пострудным материалом — различной по цвету глинистой трещине с гипсом, кальцитом, лимонитом. Вдоль разлома развита серия оперяющих трещин с азимутом простирания 10—50° и крутыми углами падения на северо-запад и юго-восток. Вдоль этих трещин произошло интенсивное метасоматическое замещение гранодиоритов и монцонитов альбитом (в центральной части), пироксен-скаполитом и скаполитом (на флангах). Самой крупной оперяющей трещиной является Диагональная зона. В северо-восточном направлении Новая зона приобретает структуру «конского хвоста» и постепенно выклинивается. Мощность альбитовых зон крайне непостоянна и зависит от количества прилепляющихся оперяющих трещин. В местах сочленения образуются раздувы. Аналогичным образом ведет себя и оруденение.

Минеральный состав: скаполит, пироксен, шеелит, кальцит, кварц, альбит, роговая обманка, хлорит, серицит, эпидот, апатит, молибденит (на глубоких горизонтах зоны), халькопирит; реже встречаются турмалин, пирит. Халькопирит на поверхности и ближе к разломам часто сопровождается борнитом, купритом, малахитом, ковеллином и хризоколлой. Шеелит чаще всего тяготеет к альбиту и скаполиту, образуя неправильные гнезда и прожилки. Из сульфидов наиболее распространен халькопирит.

По сравнению с Главной зоной оруденение более бедное. Рудные тела неправильной линзообразной формы, реже в виде коротких жил. На глубине шеелитовое оруденение сменяется молибденовым.

Для Новой зоны характерны следующие типы рудных тел (рис. 52): а) в структурах сопряжения, б) искривления, в) пересечения. Наиболее развиты структуры сопряжения, где концентрируется основная масса руд Новой, Диагональной и других аналогичных зон.

Зоны Шурале I и Шурале III расположены на востоке рудного поля, среди чорухдайронских гранодиоритов.

Шурале I представляет собой трещину третьего порядка с простираем СВ  $35-45^\circ$ , падением на юго-восток под углами  $73-87^\circ$ . Трещина выполнена альбит-кварц-биотитовой породой с шеелитом, баритом, флюоритом, в направлении Тюябогузского разлома сменяющейся пироксен-амфиболовыми скарнами с преобладающим развитием молибденита. Шеелит здесь практически ис-

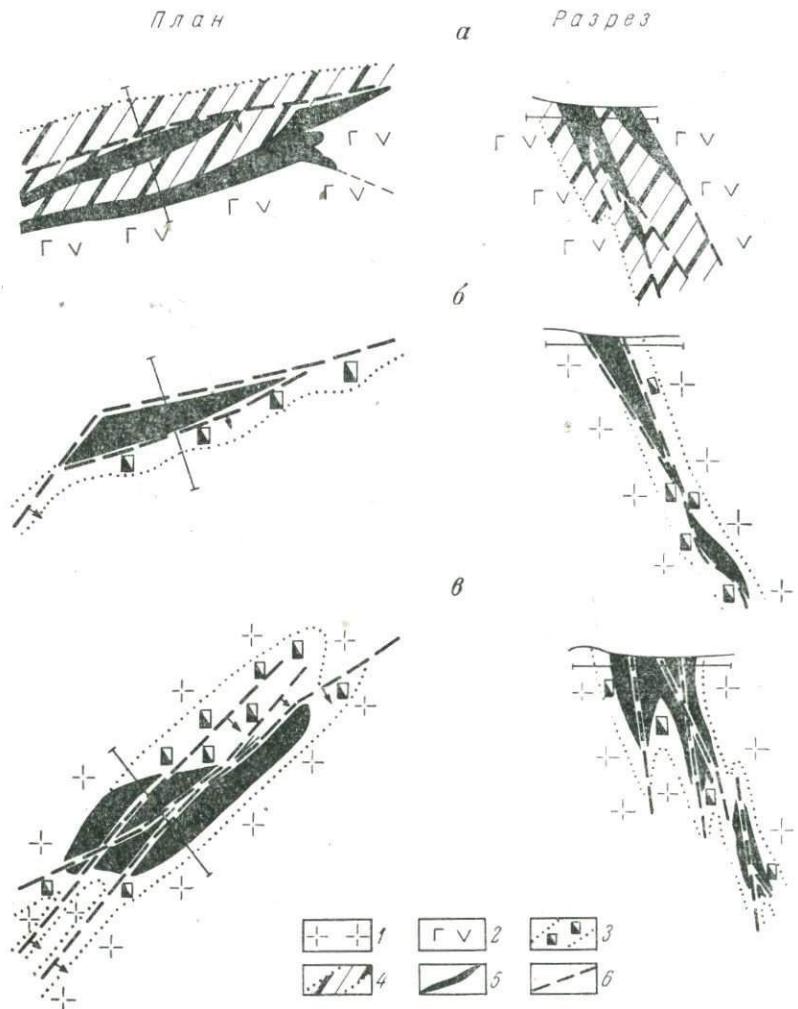


Рис. 51. Типы рудных тел Главной рудной зоны:  
 а — структуры сопряжения; б — структуры искривления; в — структуры пересечения  
 1 — гранодиориты; 2 — монцониты; 3 — интенсивная альбитизация; 4 — скаполитизация; 5 — рудные тела; 6 — разрывы

литом, баритом, флюоритом, в направлении Тюябогузского разлома сменяющейся пироксен-амфиболовыми скарнами с преобладающим развитием молибденита. Шеелит здесь практически ис-  
 280

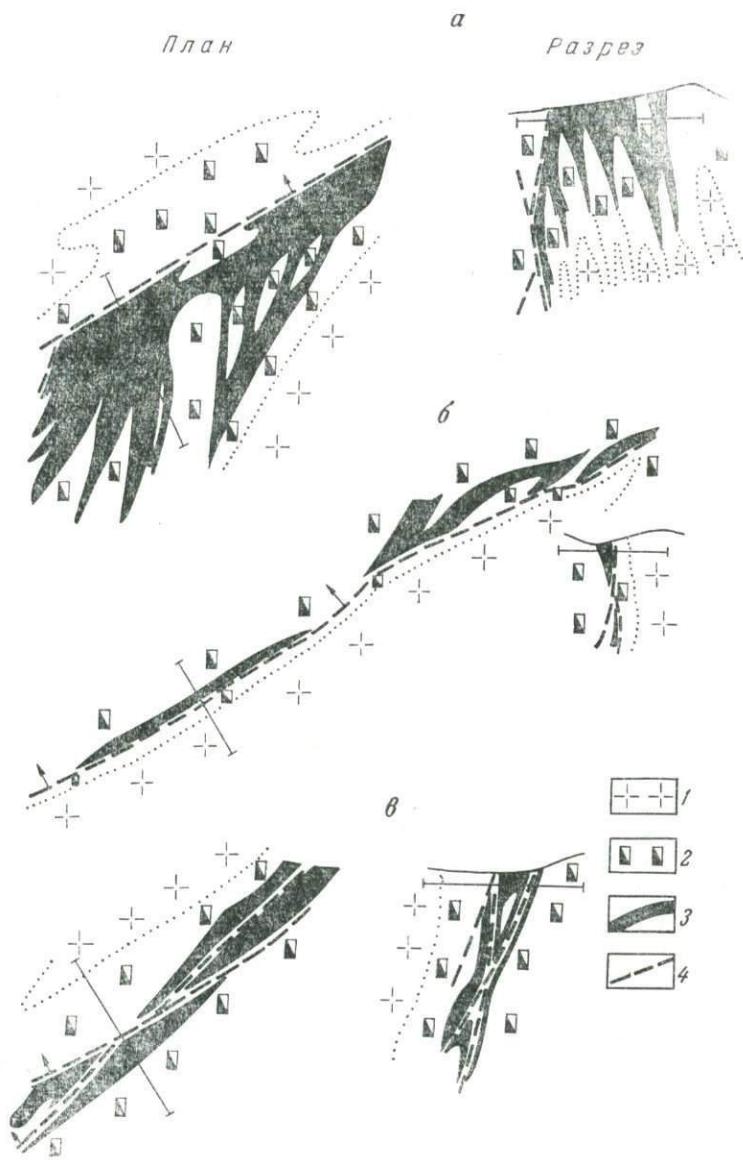


Рис. 52. Типы рудных тел Новой рудной зоны  
 а — структуры сопряжения; б — структуры искривления; в — структуры пересечения  
 1 — гранодиориты; 2 — интенсивная альбитизация; 3 — рудные тела; 4 — разрывы

чезает. В центре зоны проходит шов дробления с тонкими жилками кварца или барита. В жилках кварца отмечаются хорошо ограниченные кристаллы шеелита. Минеральный состав центральной и юго-западной частей: шеелит, кварц, альбит, турмалин, барит, флюорит. В северо-восточной части главенствующее место принадлежит пироксену и амфиболу, а из рудных — молибдениту. На верхних горизонтах молибденовые руды окислены и примерно на 50% состоят из повеллита.

Шурале III расположено в 200 м к югу от Шурале I. Протяженность его несколько меньше. Простирание рудной зоны СВ 45—55°, падение на юго-восток под углами 70—80°. Минеральный состав и структура аналогичны Шурале I. Зона осложнена оперяющей трещиной простиранием СВ 70—60° и падающей на юго-восток под углами 50—75°. К ней приурочено рудное тело Параллельное, представленное тонкой жилкой кварца, иногда с баритом. В кварце в виде неравномерно распределенных гнездообразных скоплений присутствует шеелит.

Для зон Шурале характерны следующие типы тел (рис. 53): а) в оперяющих трещинах отрыва, б) сопряжения, в) искривления, г) пересечения. Основная масса руды распределена в структурах оперяющих трещин отрыва. Все рудные тела разбиты серией пострудных нарушений северо-западного простирания, вдоль которых отмечены перемещения в пределах первых метров.

К востоку от Тюябогузского разлома расположено полиметаллическое месторождение Янгикан (см. рис. 46), отличающееся от Чорухдайрона минерализацией и расположением среди эфузивов.

Месторождение приурочено к пластовым скарнам пироксен-гранатового состава, обнажающимся в ядре Янгиканской антиклинали в толще верхнепалеозойских эфузивов. Мощность скарнов около 60 м. В их составе преобладающее место принадлежит гранату. Рудные тела месторождения размещаются в трещинах северо-восточного (40—50°) простирания и крутого юго-восточного падения, являющихся продолжением структур Чорухдайрона, но в отличие от Чорухдайрона рудная минерализация в них представлена галенитом и сфалеритом. Рудные тела образуют линзы протяженностью в первые десятки метров, вытянутые вдоль трещин, а также подобие межпластовых залежей, образованных в прослоях скарнов вблизи расположенных тектонических трещин. Галенит и сфалерит представлены довольно крупными кристаллами, неравномерно распределенными в окварцованных участках скарнов. Те же трещины, протягиваясь в эфузивы, становятся притертыми и оруденения не несут.

Минеральный состав руд: пироксен, гранат, магнетит, гематит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и очень редко шеелит, молибденит, кобальтин.

Скарны Янгикана, по-видимому, развиты по известнякам, что подтверждается наличием среди скарнов останцов мраморизован-

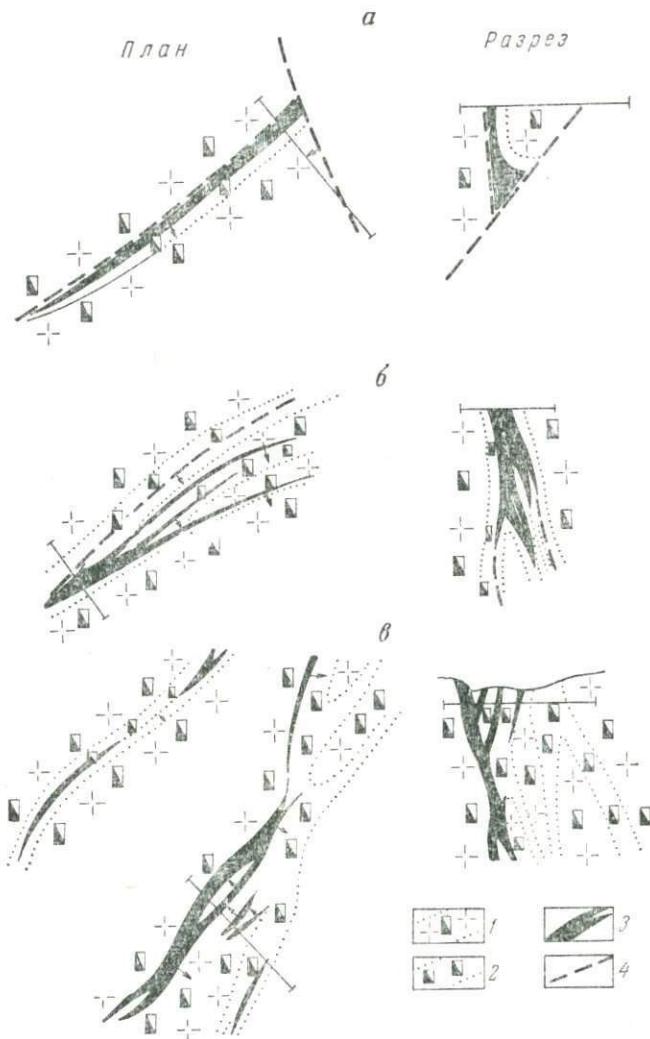


Рис. 53. Типы рудных тел зон Шурале I и III:  
 а — структуры оперяющих трещин отрыва; б — структуры сопряжения;  
 в — структуры искривления и пересечения  
 1 — альбитизированные гранодиориты; 2 — интенсивная альбитизация;  
 3 — рудные тела; 4 — Тюябогузский разлом

ных известняков. Пластообразные скарны местами пересекаются более поздними гранатовыми скарнами чорухдайронского типа.

Руды Чорухдайрона характеризуются сочетанием минералов, возникших в различных условиях. Выделяются типичные скарновые, гидротермальные и гипергенные минералы. Большинство ми-

нералов образуют тонкие смеси, прорастания и агрегаты с реакционными оторочками, вследствие чего изучение особенностей каждого минерала, а главное последовательности их выделения крайне затруднены. Этим объясняется отсутствие единых представлений о месте отложения отдельных минералов, особенно шеелита, альбита и сульфидов.

Н. А. Смольяниновым (Смольянинов и др., 1935) шеелит со скарном отнесен к числу наиболее ранних минералов, а альбит с гидроксилсодержащими соединениями и сульфидами — к более поздней гидротермальной фазе. Аналогичная последовательность минералообразования намечалась Е. Л. Бутаковой. А. К. Поляков (1959) отмечал, что главные скарновые минералы отложились до шеелита; к ним отнесен и альбит. Шеелит выделяется в течение длительного периода — начиная от скарнового и кончая кварц-баритовым этапами. Среди сульфидов ранними являются молибденит, пирит и халькопирит. З. А. Королева (1941) также отмечала, что шеелит выделялся после образования скарновых минералов. Она впервые выделила разные генерации альбита; альбитизация рассматривается как процесс одновременный с отложением шеелита. По мнению Л. К. Яхонтовой (1953 г.), в дорудный этап по зальбандам зон вначале отлагался альбит, затем произошло формирование жил граната, скаполита и пироксен-скаполитовых пород. В рудный этап образуются альбит, кварц, вторичный амфибол, сульфиды, шеелит и другие минералы.

Как показали исследования последних лет (Сескутова, Сескутов, 1964), альбитизация происходила, по-видимому, в пять стадий, образование скаполита — в три, скарна — в две, шеелита — в четыре стадии. Обилие стадий привело различных исследователей к противоречивым выводам.

Б. В. Кристальный (1963<sub>1</sub>) предложил схему последовательности эндогенного минералообразования (см. рис. 61).

В пределах отдельных рудных зон и в целом по рудному полю наблюдается зональное размещение минеральных комплексов (Смольянинов и др., 1935; Хамрабаев, 1948; Сескутова, Сескутов, 1964; Кристальный, Чернышев, 1963 и др.). В частности, Б. В. Кристальный выделил два типа зональности: 1) инфильтрационная метасоматическая, характеризующаяся замещением ранних минералов (скаполита) более поздними (пироксеном); 2) зональность, вызванная прерывистым поступлением растворов с образованием более поздних минеральных ассоциаций внешних зон.

Кроме того, в рудном поле намечаются элементы зонального размещения оруденения, характеризующиеся преимущественным распространением ранних минеральных комплексов в юго-западной части рудного поля (шеелит) и последовательной сменой их более поздними комплексами в северо-восточном направлении (Шурале I—III — в центральной части шеелит, в северо-восточной молибденит). Восточнее, на Янгикане, проявлены лишь галенит и сфалерит. При этом отмечено несомненное влияние крупных раз-

ломов на размещение минерализации. Такой тип зональности рассматривается авторами как зональность отложения, обусловленная последовательностью развития трещинной тектоники внутри блоков. Аналогичный характер зональности отмечался А. В. Королевым, Ф. И. Вольфсоном и др.

Элементы вертикальной зональности наиболее отчетливо проявляются в смене с глубиной вольфрамового оруденения молибденовым.

### Основные закономерности размещения оруденения

Изучением закономерностей размещения оруденения в Главной рудной зоне занимались в 1945 г. А. В. Королев и П. А. Шехтман (1965), А. К. Поляков (1959). В последующие годы З. Г. Сескутова и А. А. Сескутов изучали закономерности размещения оруденения в рудных зонах Шурале I, Шурале III, Новой, Диагональной и др. В 1961—1963 гг. вопросы структурных условий локализации оруденения изучал Б. В. Кристальный (1962, 1963<sub>2</sub>).

В настоящем разделе выводы о закономерностях размещения оруденения в Главной рудной зоне основаны на работах А. В. Королева и П. А. Шехтмана, а также на структурном анализе, выполненных авторами. Частично использованы данные Б. В. Кристального и В. Ф. Чернышева (1963), подтвердившие основные выводы предыдущих исследователей. В настоящее время материалы по Главной зоне переработаны и пополнены новыми данными.

Главная рудная зона является сколовой трещиной, падающей навстречу максимальному усилию сжатия и развившейся по взбросо-сдвигу против часовой стрелки. Основное значение в распределении оруденения имели следующие факторы.

1. Сочетание различно ориентированных граней разлома (рис. 54). Благодаря этому сочетанию поверхность разлома приобрела гофрированную форму. При движении вдоль нее образовывались полости приоткрывания и притирания, которые контролируют размещение минерализации. Как было установлено при изучении Главной рудной зоны (Королев, Шехтман, 1965), наиболее благоприятными для оруденения участками разлома являются интервалы с азимутом падения 155°, углом 70°, т. е. пологие его грани.

Максимальное оруденение приурочивается также к выпуклостям плоскости разлома (подобиям антиклиналей), располагающимся вдоль восточных ребер граней. Распределение рудных тел по падению определяется направлением и наклоном рудонесущих граней. В отдельных случаях обогащенные участки оруденения приурочены к сочленению граней, образующих куполовидные приоткрывания.

2. Наличие трещин оперения, которые являются сбросами. Поэтому максимальная минерализация распределяется в них на участках с более крутыми углами падения. При пересечении трещин оперения с гранями основного разлома оруденение отлагается как в плоскости основного разлома, так и в оперяющих трещинах.

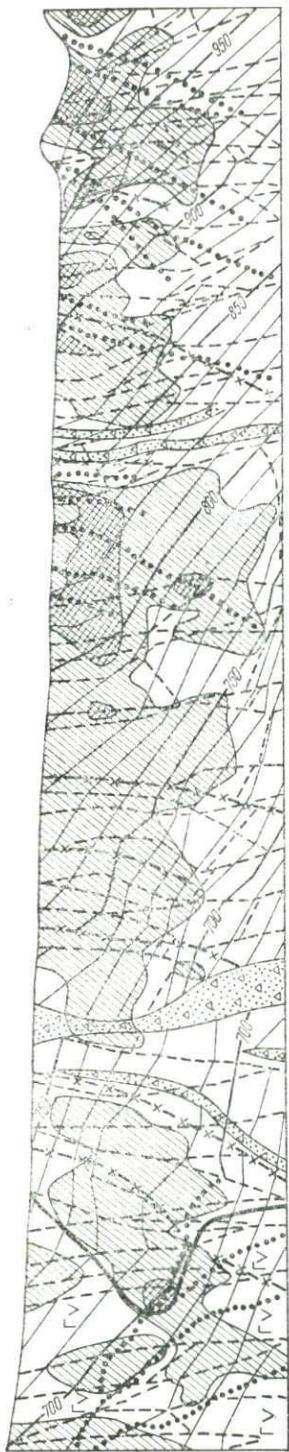


Рис. 54. Широкая вертикальная проекция Главной рудной зоны в изолонгах с распределением оруденения. Составил А. А. Сескунов с использованием данных Ф. Г. Дылевского  
 1 — гранодиориты; 2 — монцониты; 3 — зоны послерудного дробления; 4 — ребра граней; 5 — изолонги; 6 — следы притяжения трещин оперения лежачего бока; 7 — следы притяжения трещин оперения висячего бока; 8 — контакт гранодиоритов и монцонита; 9 — интенсивная минерализация; 10 — минерализация

3. Минеральный состав рудной зоны. Наиболее богатые шеелитовые руды приурочены к гранатовым скарнам. Альбитовые породы содержат сравнительно бедные руды. Скалопитовые породы характеризуются богатыми, но неравномерными по содержанию рудами.

4. Интенсивность трещиноватости вмещающих пород. Для Главной зоны установлена прямая зависимость между удельной трещиноватостью и содержанием трехокиси вольфрама. Богатые руды имеют около 10 трещин на 1 м.

5. Эффективная пористость пород. Самой высокой пористостью в Чорухдайрено характеризуются гранатовые скарны — 9% (данные Ю. А. Розанова), где отмечено максимальное оруденение.

Формирование Главной рудной зоны шло, по-видимому, в четыре этапа обновления прототектонических трещин поперечного отрыва в диоритах, монцонитах и гранодиоритах. Основная масса скалопита отлагалась в I этап, используя почти широтные приоткрывания. В этот же период с незначительным северо-восточным отклонением отлагался альбит. Вслед за скалопитом шло отложение минералов скарнов в приоткрываниях северо-восточного направления; одновременно отлагался альбит. В III этап выделялись значительные количества альбита, кото-

рый использует приоткрывания еще более северо-восточного направления. Минералы скарнов и альбита отлагались в IV этап в северных — северо-восточных приоткрываниях. Отложение вольфрама сопровождало II, III, IV этапы. С глубиной вольфрамовое оруденение постепенно сменяется молибденовым с образованием интервала смешанных руд. Молибденовая минерализация представлена в виде неравномерно распределенных линз и гнезд.

Новая рудная зона вместе с оперяющими трещинами представляет собой сбросо-сдвиг против часовой стрелки. Образование ее происходило в пять этапов (табл. 25). Начало соответствует II этапу Главной зоны.

Таблица 25  
Этапы формирования Новой зоны

| Этап | Тип трещин                                                    | Полюс приоткрытия    |                    | Полюс минерализации  |                    | Тип минерализации                        |
|------|---------------------------------------------------------------|----------------------|--------------------|----------------------|--------------------|------------------------------------------|
|      |                                                               | азимут падения, град | угол падения, град | азимут падения, град | угол падения, град |                                          |
| I    | Оперения с азимутом падения 340°, под углом 65° . . . . .     | 334                  | 75                 | 334<br>330<br>330    | 75<br>82<br>80     | Альбитизация<br>Скаполитизация<br>Шеелит |
| II   | Оперения типа сброса . .                                      | 323                  | 75                 | 323<br>320           | 78<br>79           | Альбитизация<br>Шеелит                   |
| III  | Оперения типа сброса с азимутом падения 310°, под углом 80° . | 310                  | 80                 | 310                  | 87                 | Скаполитизация                           |
| IV   | Оперения . . . . .                                            | 305                  | 85                 | 305                  | 85                 | Скаполитизация                           |
| V    | Оперения . . . . .                                            | 273                  | 70                 | 283                  | 81                 | Альбитизация                             |

Этап I соответствует развитию Новой зоны как трещины оперения Главной зоны и сопровождается альбитизацией. Далее эта трещина испытала сбросовое движение, которому сопутствовало почти одновременное отложение скаполита и шеелита. Вероятно, этот скаполит является более поздним по отношению к скаполиту Главной зоны и по времени отложения соответствует гранатовым скарнам. Наиболее полно развились трещины I, II и III этапов. Отложение альбита, скаполита и шеелита протекало в три этапа, которые соответствуют этапам минерализации Главной зоны. В Новой зоне скарнирование проявлено слабо.

Локализация и распределение вольфрамового оруденения в ней определялось следующими факторами: 1) структурным, характеризующимся формой рельефа поверхности разлома, его элемен-

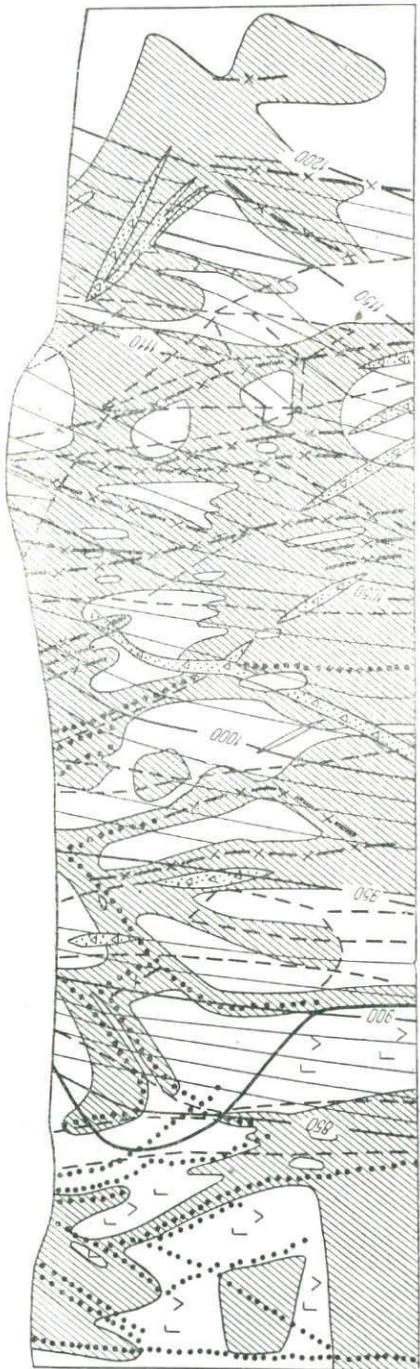


Рис. 55. Широтная вертикальная проекция Новой Рудной зоны в изолонгах с распределением оруденения  
Условные обозначения см. на рис. 54

тами залегания и направлением приоткрываний; 2) наличием трещин оперения и сочленением их с поверхностью разлома; 3) минеральным составом вмещающих пород; 4) удельной трещиноватостью; 5) физико-механическими свойствами вмещающих оруденение пород.

Рельеф поверхности Новой рудной зоны (рис. 55) более простой по сравнению с Главной: преобладает однообразное крутое падение на северо-запад. Элементы залегания граней меняются и по простиранию (от 40 до 75°) и по падению (на 2–3°). Большинство трещин оперения сочленяются с главным разрывом по ребрам граней.

Контуры оруденения имеют весьма прихотливую форму, обусловленную сочетанием граней и пересечением их трещинами оперения, вдоль которых распределяется оруденение. Ведущая роль в его распределении принадлежит трещинам оперения. Простижение последних изменяется от 15 до 53°. Наиболее благоприятными являются углы сопряжения 22, 30 и 40°, при которых образуются рудные столбы.

Наблюдается определенная зависимость интенсивности локализации оруденения от расстояния до ближайшего следаope-

ряющей трещины (рис. 56). Наиболее значительное оруденение отмечено на расстоянии от 10 до 20 м от ближайшего следа причленения, преимущественно в висячем боку трещины. Промышленное ору-

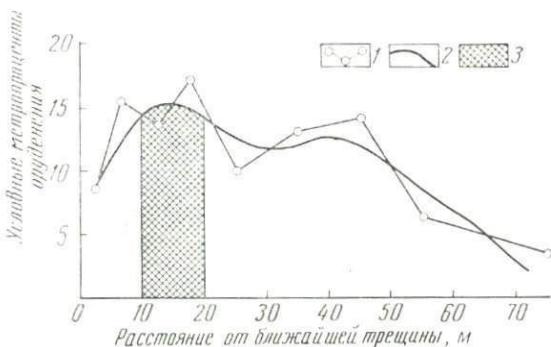


Рис. 56. Зависимость интенсивности оруденения от расстояния до ближайшего следа причленения оперяющей трещины. Составила Н. П. Черенкова  
Кривые интенсивности оруденения: 1 — фактическая, 2 — усредненная; 3 — интервал промышленных руд



Рис. 57. Диаграмма распределения оруденения в поле элементов залегания в Новой рудной зоне

1 — средний условный метропроцент для данных элементов залегания; 2 — изолинии метропроцентов; 3 — богатое оруденение; 4 — среднее оруденение; 5 — бедное оруденение

денение распространяется на расстояние до 50 м от ближайшей трещины оперения.

На рис. 57 видно, что максимумы оруденения приурочиваются к граням с наиболее крутыми углами падения и простираниями от 40 до 75°. При отклонении простираний к северо-востоку благоприятными для оруденения становятся более пологие грани, при от-

клонении к востоку и западу — более крутые, при совпадении с широтными — вновь более пологие, с приближением к меридиональному — более крутые грани.

С глубиной вольфрамовое оруденение, так же как и в Главной зоне, сменяется молибденовым, но смена происходит резко, без образования области смешанных руд. Распространение молибденового оруденения прослежено единичными скважинами на значительную глубину, но качество руд снижается.

Рудные зоны Шурале I и III приурочены к оперяющим трещинам отрыва Тюябогузского разлома. Они ответвляются от разлома по азимуту 230—250° и по мере удаления от него постепенно выклиниваются. Вблизи разлома рудные тела, связанные с этими трещинами, имеют максимальную мощность и содержание. В плане они извилистой формы, к изгибам приурочены повышенные концентрации рудных минералов. Развитие зон шло, по-видимому, в шесть этапов (табл. 26).

Таблица 26  
Этапы формирования зон Шурале

| Этап | Тип трещин                                          | Полюс минерализованных трещин |                    | Тип минерализации   |
|------|-----------------------------------------------------|-------------------------------|--------------------|---------------------|
|      |                                                     | азимут падения, град          | угол падения, град |                     |
| I    | Отрыва с азимутом падения 125—135° под углом 73—87° | 139                           | 75                 | Скарны              |
|      |                                                     | 131                           | 75                 | Шеелит              |
| II   | То же                                               | 125                           | 70                 | Скаполит            |
|      |                                                     | 125                           | 71                 | Альбит              |
| III  | " "                                                 | 119                           | 73                 | Шеелит с молибдени- |
|      |                                                     | 120                           | 80                 | том                 |
| IV   | " "                                                 | 164                           | 68                 | Кварц               |
|      |                                                     | 143                           | 70                 | Альбит              |
| V    | " "                                                 | 135                           | 85                 | Барит, флюорит      |
| VI   | " "                                                 | 80                            | 75                 | Поздний кальцит     |

В Шурале I проявились только I, II и IV этапы минерализации. Основные закономерности распределения оруденения в зоне Шурале III (рис. 58) характеризуются следующим: 1) вольфрамовое оруденение более значительное, чем молибденовое; 2) интенсивность его по мере удаления от Тюябогузского разлома падает; 3) протяженность вольфрамового оруденения больше, чем молибденового; 4) максимальные концентрации его приурочены к изгибам плоскости рудной зоны по простирианию; 5) по мере приближения к Тюябогузскому разлому глубина распространения оруденения увеличивается; 6) в плоскости разлома оно распределено неравномерно и представлено линзообразными телами; 7) ближе

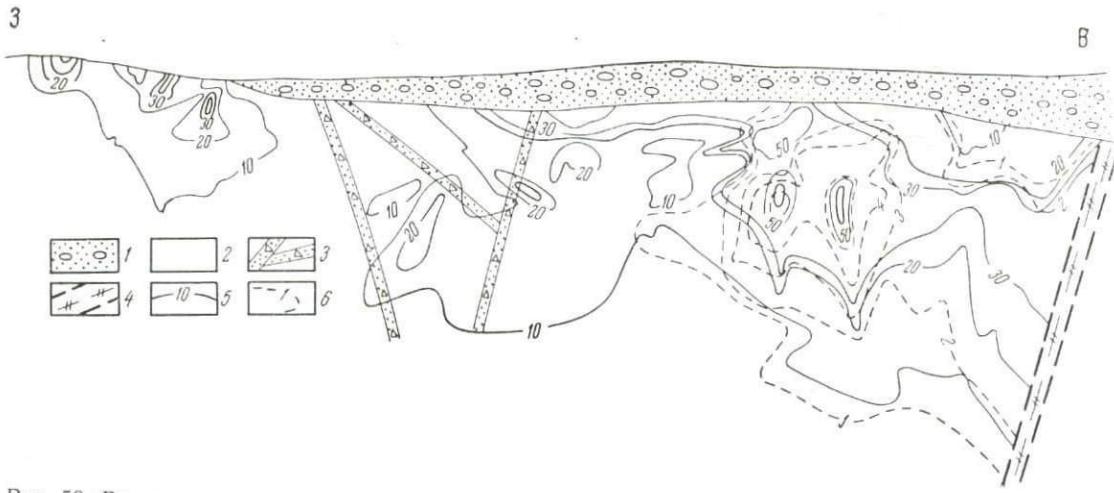


Рис. 58. Вертикальная проекция рудной зоны Шурале III с изолиниями распределения оруденения  
 1 — четвертичные отложения; 2 — гранодиориты; 3 — послерудные зоны дробления;  
 4 — Тюябогузский разлом; 5 — изолинии условных метропроцентров  $\text{WO}_3$ ; 6 — изолинии условных метропроцентров молибдена

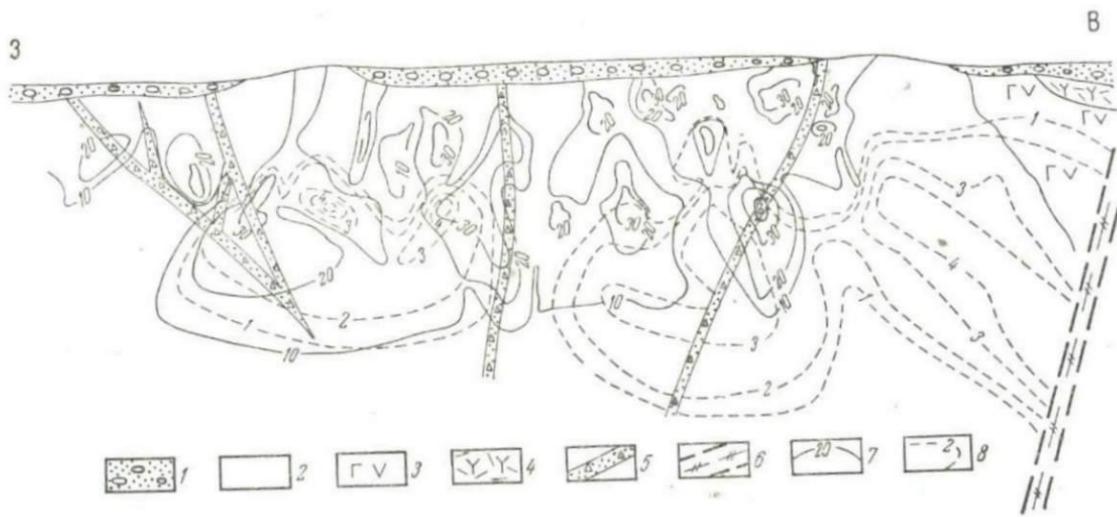


Рис. 59. Вертикальная проекция рудной зоны Шурале I с изолиниями распределения оруденения  
 1 — четвертичные отложения; 2 — гранодиориты; 3 — монциониты; 4 — андезито-дациты; 5 — послерудное дробление;  
 6 — Тиабогузский разлом; 7 — изолинии условных метропроцентров  $\text{WO}_3$ ; 8 — изолинии условных метропроцентров молибдена

к поверхности преобладает вольфрамовое оруденение, затем смешанное, которое сменяется с глубиной молибденовым.

Зона Шурале I, как видно из рис. 59, характеризуется следующим: 1) большей протяженностью вольфрамового и молибденового оруденения, чем в Шурале III; 2) наличием многочисленных параллельных структур; 3) отсутствием вольфрамового оруденения в непосредственной близости от Тюябогузского разлома; 4) более равномерным распределением вольфрама, чем в Шурале III; 5) молибденовое оруденение появляется на глубоких горизонтах; 6) протяженность вольфрамового оруденения по простианию с глубиной уменьшается, а молибденового —несколько возрастает.

Таким образом, на локализацию оруденения в рудном поле оказывали влияние в основном следующие факторы:

1) структурные, связанные с морфологическими особенностями рудоконтролирующих разломов и трещин, под влиянием которых при тектонических перемещениях возникали системы проникаемых граней и происходили различные деформации вмещающих пород;

2) литолого-петрографические, проявляющиеся в литологических, химических и физико-механических свойствах пород, определяющих степень их благоприятности для локализации оруденения;

3) тектонические, обусловленные особенностями деформаций пород в тектонических процессах — развитием зон дробления, трещин оперения и других деформаций, подготавливавших условия для размещения руд.

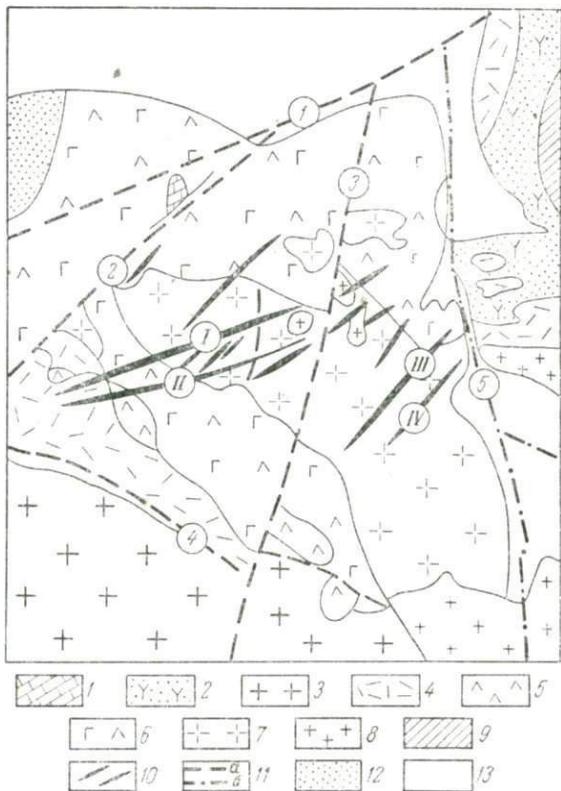
Совместное влияние перечисленных факторов на процессы минерализации обусловило зональное строение рудных тел.

### *Минеральные и структурные особенности Чорухдайрона*

#### **Структурные особенности**

Рудное поле сложено главным образом магматическими породами (рис. 60). Лишь на крайнем севере и северо-востоке площади отмечены осадочные породы. На севере, в районе Хамрабатского участка, они представлены мраморизованными известняками верхнего девона — нижнего карбона с прослойями серпентинизированных форстерит-кальцитовых роговиков. Породы падают на северо-запад под углами 20—40°. Здесь нередко наблюдаются северо-западные, субширотные и субмеридиональные простирации полосчатости карбонатных пород, обусловленные наложенным рассланцеванием, сопровождавшимся интенсивным окварцеванием и серпентинизацией. Можно полагать, что в северной части рудного поля обнажаются обрывки северо-западного крыла антиклинальной складки северо-восточного простирания. В северо-восточной части рудного поля, на Янгиканском участке, отмечаются кремнистые сланцы, переслаивающиеся с лавами и пирокластическим материалом дацитового и андезитового состава предположительно минибу-

лакской свиты. Ю. С. Шихин и другие определяют их возраст как намюрский (нижний карбон). Пластообразные залежи и полосчатость скарнов в этой толще обычно северо-западного простирания с падением около  $45^{\circ}$  к юго-западу. В основании минбулакских отложений скважинами подсечены карбонатные породы, сходные с мраморизованными известняками северной части рудного поля.



Контакт минбулакских отложений с известняками полого падает в юго-западном направлении, к центральной части рудного поля.

К западу и юго-западу от поля обнажаются гранодиориты Музбекского массива гор Моголтау. Они детально описаны Б. Н. Наследовым (1961), Е. Д. Карповой (1946<sub>1</sub>), Д. Д. Мотиным, И. Х. Хамрабаевым (1948) и др.

Наиболее древними породами непосредственно рудного поля являются экструзивы и эфузивы предположительно акчинской (верхний карбон) свиты. Некоторые авторы относят их к более молодым ояской (верхний карбон) или шурбасайской (нижняя пермь) свитам. Эти породы слагают юго-западную и западную

части поля, где широкой полосой прослеживаются в зоне Эффузивного разлома северо-западного простираия и в виде покрова ложатся на размытую поверхность музбекских гранодиоритов. В эффузивах северо-западного простираия, параллельно Эффузивному разлому, и полого падения отмечаются флюидальность и слоистость. По данным Д. Д. Мотина, И. Х. Хамрабаева и Л. Г. Яхонтовой, породы акчинской свиты представлены (от древних к молодым) лабрадор-амфиболовыми, пироксеновыми, дацитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, кварцевыми порфирами. Экструзивные аналоги этих пород приурочены к Эффузивному разлому, и в его юго-западном боку выполняют трещины в музбекских гранодиоритах. А. К. Поляковым установлено, что акчинские дайки субмеридионального направления, рамзещенные в трещинах отрыва, распространены лишь вблизи Эффузивного разлома. Следовательно, в акчинское время по Эффузивному разлому происходили сдвиговые перемещения юго-западного блока к северо-западу. Акчинские дайки пересекают дайки жильной фации музбекских гранодиоритов. В свою очередь акчинские эффузивы и их экструзивные аналоги (верхний карбон) пересекаются многочисленными дайками (в порядке формирования) уралитизированных диабазовых, лабрадоровых и микродиабазовых порфиритов (пермь), образующих протяженные дайковые пояса Моголтау. По И. Х. Хамрабаеву, дайки лабрадоровых порфиритов и микродиабазов пересекаются редкими мелкими телами эсекситовых порфиритов.

Эффузивы акчинской свиты и более поздние дайки порфиритов прорываются и срезаются серией небольших интрузий чорухдайронского комплекса (средняя пермь — нижний триас), образующих сложное дугообразное тело, обращенное выпуклостью к северо-востоку. Северо-западная часть этого тела вытянута параллельно Эффузивному разлому, а юго-восточная — в меридиональном направлении, параллельно Тюбагузскому разлому. Породы этого комплекса представлены (от древних к молодым) диоритами, монцонитами, гранодиоритами, гранодиорит-порфиритами, гранит-порфиритами и аплит-порфиритами (Смольянинов и др., 1935; Абдуллаев, 1947; Бутакова, 1947; Хамрабаев, 1948; Жариков, 1959).

Диориты обнажаются в виде небольших массивов, вытянутых в северо-западном направлении вдоль Эффузивного разлома.

Наибольшую часть рудного поля слагают монцониты, образующие массив, параллельный Эффузивному разлому. На юго-западе монцониты контактируют с акчинскими эффузивами и диоритами, ксенолиты которых встречаются в них в большом количестве; на севере они перекрываются четвертичными отложениями.

По представлениям И. Х. Хамрабаева, монцониты образуют дайкообразное тело, круто падающее к юго-западу и приуроченное к Эффузивному разлому. В верхней части оно переходит в силлообразную залежь, полого погружающуюся к северу — северо-востоку. Предполагается, что мощность тела несколько сот метров.

Кровлю пологой части массива монцонитов слагают акчинские эфузивы. По нашим отрывочным наблюдениям, в монцонитах северной части рудного поля уплощенные ксенолиты и зерна минералов расположены чаще всего параллельно поверхности северо-западного простирания ( $300^{\circ}$ ) и полого падения ( $10$ — $40^{\circ}$ ) к северо-востоку.

Для монцонитов характерна закономерная сетка трещин отдельности, среди которых можно выделить пять систем: 1) продольные трещины, субпараллельные Эфузивному разлому. Простижение СЗ  $290$ — $300^{\circ}$ , углы падения  $60$ — $80^{\circ}$  к юго-западу и северо-востоку; 2) поперечные, расположенные примерно перпендикулярно направлению трахитоидности. Простижение СВ  $50$ — $80^{\circ}$ , углы падения  $70$ — $80^{\circ}$  к северо-западу и юго-востоку, 3) пологие трещины северо-восточного падения под углами  $20$ — $30^{\circ}$ ; 4) диагональные трещины с простирианием  $350^{\circ}$  и углами падения  $70$ — $90^{\circ}$  к западу и востоку; 5) диагональные трещины субширотного простириания ( $230^{\circ}$ ), углы падения  $70$ — $90^{\circ}$  к северу и югу. К трещинам всех пяти систем приурочены дайки жильной фации монцонитов.

Массив гранодиоритов в центральной и северо-западной частях рудного поля вытянут примерно параллельно Эфузивному разлому, в юго-восточной части гранодиоритовое тело располагается параллельно Тюябогузскому разлому. В гранодиоритах отмечаются ксенолиты монцонитов. Апофизы гранодиоритов пересекают дайки монцонит-аплитов. В зависимости от содержания темноцветных минералов гранодиориты подразделяются на пироксен-биотитовые, амфибол-биотитовые и биотитовые. Е. Л. Бутакова указывает, что пироксен-биотитовые гранодиориты слагают западную, менее эродированную часть массива, с глубиной они переходят в существенно биотитовые и обнажаются в восточной, по ее представлениям, более глубоко размытой части рудного поля. По данным А. А. Сескутова и З. Г. Сескутовой, юго-западный контакт гранодиоритов с монцонитами падает к юго-западу под углами  $50$ — $80^{\circ}$ , северо-восточный — полого ( $25$ — $45^{\circ}$ ) погружается к северу—северо-востоку под монцониты. По Е. Л. Бутаковой, в северо-западной части, там где массив гранодиоритов ориентирован параллельно Эфузивному разлому, таблитчатые зерна полевого шпата и уплощенные по форме ксенолиты имеют субширотное и северо-западное простириание. С изменением ориентировки массива простижение плоскостной ориентировки меняется на юго-восточное, параллельное его контактам с вмещающими породами. Углы падения трахитоидности гранодиоритов крутые ( $70$ — $90^{\circ}$ ), у южного контакта они направлены к югу, а у северного к северу. Длинные оси призматических зерен породы параллельны плоскостной текстуре.

В гранодиоритах также выделяются системы продольных, поперечных, пологих и диагональных трещин отдельности. Однако в связи с несколько иной ориентировкой длинной оси интрузива и изменчивым направлением трахитоидности трещины некоторых си-

стем по элементам залегания несколько отличаются от трещин, развитых в монцонитах.

Продольные трещины в центральной и северо-западной частях массива имеют простиранье около  $305^{\circ}$  и крутые углы падения к северо-востоку и юго-западу (система Ia). В юго-восточной части массива они примерно параллельны аналогичным трещинам в монцонитах (азимут около  $325^{\circ}$ ). Поперечные трещины II системы по ориентировке также изменчивы. В северо-западной и центральной частях рудного поля простиранье их  $35^{\circ}$ , углы падения  $70-90^{\circ}$  к северо-западу и юго-востоку. В юго-восточной части азимут простирания поперечных трещин увеличивается до  $45-55^{\circ}$ . Пологие трещины III системы на центральном участке месторождения имеют северо-западное падение под углами  $20-40^{\circ}$ . На юго-восточном участке (Шурале) они аналогично трещинам в монцонитах падают к северо-востоку под теми же углами. Диагональные трещины IV и V систем ориентированы подобно трещинам в монцонитах.

В центральной части рудного поля, в зоне северо-восточного простиранья, проходящей в ослабленном участке изменения простирания гранодиоритового массива, интенсивно развиты также трещины II системы ( $50-80^{\circ}$ , падение  $70-80^{\circ}$  к северо-западу и юго-востоку); они прослеживаются из монцонитов в гранодиориты. В этом же участке развиты диагональные трещины VI системы, простираеми  $0-20^{\circ}$  и углами падения  $70-80^{\circ}$  к северо-западу.

Контакты мелких тел и даек жильной фации гранодиоритов располагаются параллельно трещинам отдельности всех установленных систем. Исключение составляют лишь субширотные трещины. Эти данные позволяют полагать, что направления трещин отдельности практически всех систем были заложены в гранодиоритах до формирования пород их жильной фации.

В юго-восточной части рудного поля обнажается относительно крупное штокообразное тело гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Мелкие тела их отмечаются в зоне изменения простирания массива гранодиоритов. Контакты этих пород с гранодиоритами постепенные или резкие рвущие, указывающие на их более молодой возраст. По составу гранодиорит-порфиры сходны с гранодиоритами. Иногда порода имеет существенно лейкократовый облик и повышенное содержание акцессориев. Такие гранит-порфиры образуют пологопадающие тела мощностью до нескольких десятков метров.

Жильная фация чорухдайронского интрузивного комплекса представлена аplitами, лампрофирами и значительно реже пегматитами. Небольшое количество даек отмечается в центральной части рудного поля, в широкой зоне северо-восточного простиранья, интенсивно насыщенной трещинами отдельности II, IIIa и VI систем.

Химическими анализами установлены повышенная щелочность интрузивных пород рудного поля, изменчивое содержание извести-

более или менее постоянное соотношение магния и железа. Сопоставление данных позволило многим исследователям прийти к выводу о генетическом родстве интрузивных пород чорухдайронского комплекса. Структурные особенности этих пород, обилие в них ксенолитов, изменчивость минерального и химического состава указывают на формирование их в гипабиссальных условиях.

Рудное поле пересечено пятью крупными разломами. Эффузивный разлом расположен в южной части и является наиболее древним на северо-востоке Моголтау. Он контролирует размещение экструзивных фаций акчинской свиты и интрузий чорухдайронского комплекса. Простирание  $300^{\circ}$ , падение крутое на юго-запад. На севере рудного поля проходит крупный Каракизтуганский разлом. Он скрыт под четвертичными отложениями, но хорошо прослеживается восточнее и западнее. Простирание его  $СВ\ 60-70^{\circ}$ , падение на юго-восток под углами  $70-75^{\circ}$ . В западной части рудного поля Каракизтуганский разлом пересекает и смещает Эффузивный и приуроченные к его зоне эффузивы и монцониты. Северо-западный блок пород по разлому смещен к юго-западу на несколько километров. В зоне разлома отмечаются кварцевые жилы с гематитом и пиритом, а по данным З. Г. Сескутовой, в районе Айнабулака и скарновая минерализация с магнетитом и сульфидами. С юга к Каракизтуганскому разлому причленяются радиально расходящиеся разломы, рассекающие рудное поле на клиновидные блоки. В восточной части прослеживается Тюябогузский разлом, отделяющий Янгиканский участок от расположенной западнее центральной части месторождения. Простирание его субмеридиональное и, по свидетельству З. Г. Сескутовой, падение западное под углами  $70-75^{\circ}$ . Северный фланг Тюябогузского разлома, видимо, представляет собой серию непротяженных, выклинивающихся по простираннию нарушений, сопровождающихся локальным дроблением, эпидотизацией и альбитизацией пород.

В северо-западной части рудного поля к Каракизтуганскому разлому примыкает Северный (простирание около  $45^{\circ}$ ). К зоне разлома приурочены кварцевые, кварц-баритовые и баритовые жилы с мелкой редкой вкрапленностью шеелита и сульфидов.

Центральная часть рудного поля пересечена Андыгенским разломом; простирание его  $0-20^{\circ}$ , падение на запад под углами  $70-80^{\circ}$ . Разлом представляет собой зону раздробленных, перетертых пород. В редких участках наблюдаются мелкие жилки граната, скаполита, турмалина и альбита, иногда с сульфидами, а также кварцевая, баритовая и особенно кальцитовая минерализация. Северный и Андыгенский разломы пересекают и смещают Эффузивный.

По мнению И. П. Кушнарева, В. Н. Левина и многих других, разломы были образованы еще до формирования интрузивных пород чорухдайронского комплекса. Эта точка зрения, несомненно, справедлива по отношению к Эффузивному разлому и южному флангу Тюябогузского; Северный и Андыгенский разрывы были

сформированы после образования интрузивов чорухдайронского комплекса, в поздние послерудные стадии эндогенного минералообразования. Участки рудного поля (Северный и Янгиканский) с ясным залеганием осадочных пород отделены от центральной части месторождения крупными разломами. В центре рудного поля отмечаются антиклинальноподобная форма контактовой поверхности монцонитового и гранодиоритового массивов и параллельное им залегание трахитоидности. Шариры этих элементов структуры погружаются к северо-западу, параллельно Эффузивному разлому. Южное крыло контактовых поверхностей массивов гранодиоритов и монцонитов и трахитоидность в них круто падают к северо-западу. Северное крыло контактовой поверхности полого падает к северу — северо-востоку и в общем сходно с моноклинальным залеганием карбонатных пород северной части поля. Судя по ксенолитам в монцонитах, верхние горизонты рудного поля были сложены эффузивами верхнепалеозойского возраста. Следовательно, на глубоких его горизонтах могут сохраняться карбонатные породы, если они не были денудированы до накопления эффузивов или полностью ассимилированы монцонитовой и гранодиоритовой магмой.

### Постмагматические минеральные образования

В Чорухдайронском рудном поле установлено девять парагенетических минеральных ассоциаций (от ранних к поздним): 1) гранат-пироксен-скapolитовая, 2) магнетитовая, 3) кварц-шеелит-андрадитовая, 4) амфибол-эпидот-альбитовая, 5) кварц-скapolит-турмалиновая, 6) шеелит-сульфидно-альбитовая, 7) шеелит-сульфидно-кварцевая, 8) флюорит-баритовая, 9) кальцитовая. Они образовались в пять стадий единого процесса эндогенного минералообразования: гранат-пироксен-скаполитовую (I), шеелит-андрадитовую (II), шеелит-альбит-сульфидно-водносиликатную (III), флюорит-баритовую (IV) и кальцитовую (V).

Понятие «стадия» принимается в толковании А. Г. Бетехтина (1951, 1958) и других авторов (Ермаков, 1958; Пэк, Вольфсон, Лукин, 1960), согласно представлениям которых стадия минералообразования охватывает некоторый промежуток процесса формирования месторождений того или иного генетического типа и характеризуется определенным комплексом минералов, образованным при сходных физико-химических условиях. Стадии минералообразования обычно отделяются одна от другой тектоническими перерывами.

Необходимость выделения девяти парагенетических ассоциаций и их объединения в пять последовательных стадий обоснована Б. В. Кристальным (1963<sub>1</sub>).

В I стадию происходило формирование гранат-пироксен-скаполитового парагенезиса (рис. 61) с интенсивным пироксен-скаполитовым замещением вмещающих пород (в основном гранитоидов) и

образованием пироксен-гранатовых скарнов (гранат промежуточного андрадит-гроссулярового изменчивого состава). По наблюдениям Д. С. Коржинского, замещение гранитоидов пироксен-скаполитовой породой и скарнами на верхних горизонтах месторождения сопровождалось ортоклазацией пластика. Это указывает на значительную активность сильных оснований и щелочную реакцию гидротермального раствора. Б. В. Кристальным осуществлен

| Минералы         | Стадии в под-<br>стадии              |  | Шеелит-<br>гранатовая | Шеелит-альбіт-сульфітно-<br>біодисилікатна | Шееліт-сульфіт-<br>но-кварцевая | Флюоріт-<br>баритовая | Кальцитовая |
|------------------|--------------------------------------|--|-----------------------|--------------------------------------------|---------------------------------|-----------------------|-------------|
|                  | Гранат-<br>пироксен-<br>скаполитовая |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Скалолит         |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Пироксен         |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Гранат           |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Магнетит         |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Кальцит          |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Кварц            |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Циркон           |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Альбит           |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Алғаззл          |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Хлорит           |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Серіцит          |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Зідол            |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Фен              |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Капніт           |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Флюїзит          |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Реганіт          |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Фургашіт         |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Нікеліфесит      |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Біодісполіобініт |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Ніурорит         |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Лібіт            |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Магнезіт         |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Сфалерит         |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Халькопірит      |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Ворніт           |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Галеніт          |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Влемская руда    |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Варіт            |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Флюорит          |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |
| Анальцим         |                                      |  |                       |                                            |                                 |                       |             |

Рис. 61. Схема последовательности эндогенного минералообразования. По Б. В. Кристальному

расчет баланса привнесенных компонентов в I стадию минералообразования с учетом пористости и объемов измененных пород. Оказалось, что практически весь кальций и железо замещаемой породы использовались на образование скаполитовой и пироксен-скаполитовой породы. Следовательно, формирование собственно скарнов (граната и пироксена) могло осуществляться лишь при условии привноса растворами значительного количества кальция и железа.

Стадии II соответствует формирование жилок магнетита и тел кварц-шеелит-андрадитового состава (2-я и 3-я парагенетические минеральные ассоциации). Смена минералов кислородсодержащих солей магния и натрия I стадии (скаполит, пироксен) минералами II стадии, представленными кислородсодержащими солями кальция и железа и окислами (магнетит, кварц), появление во II стадии андрадита, содержащего высший окисел железа, указывают

на относительное повышение во времени окислительного потенциала и усиление активности менее сильных оснований гидротермального раствора. II стадия является переходной между собственно скарновой и III стадиями.

III стадия (шеелит-альбит-сульфидно-водносиликатная) — стадия кислотного выщелачивания, по Д. С. Коржинскому (1955) и В. А. Жарикову (1959) — характеризуется интенсивным разложением минералов (главным образом силикатов), выделившихся в предыдущие стадии. В это время образовались практически все гидроксилсодержащие силикаты (амфиболы, эпидот, хлорит, турмалин), альбит, основные количества кварца, шеелита и сульфидов (пирит, халькопирит, молибденит и др.). В шеелит-альбит-сульфидно-водносиликатную стадию были сформированы 4-я, 5, 6 и 7-я парагенетические минеральные ассоциации, из которых две последние продуктивные.

Необходимость выявления структурных условий образования каждого из этих парагенезисов и физико-химические особенности их формирования позволяют расчленить рассматриваемую стадию на три подстадии (от ранней к поздней): альбит-водносиликатную, шеелит-сульфидно-альбитовую, шеелит-сульфидно-кварцевую. В раннюю подстадию образовались амфибол-эпидот-альбитовые и кварц-скаполит-турмалиновые парагенетические ассоциации. Во вторую подстадию были сформированы шеелит-халькопирит-альбитовые рудные тела. Характерно отложение больших количеств сульфидов, среди которых преобладали пирит и халькопирит, что свидетельствует о понижении температуры растворов и резком возрастании в них парциального давления серы (Бетехтин, 1955). Шеелит содержит примеси скандия, меди, титана. В последнюю подстадию происходило образование шеелит-молибденит-кварцевых тел. Характерно отложение больших масс кварца и выделение основных количеств молибдена. В шеелите присутствуют примеси серебра и цинка. Растворы, из которых кристаллизовались минералы в III стадию, обладали кислотными свойствами. В эту стадию происходило интенсивное замещение ортоклаза альбитом и кварцем и альбита кварцем. Выносились калий и натрий, что указывает на большую активность слабых оснований в растворе.

В IV стадию формировались баритовые жилы с флюоритом, в V — многочисленные кальцитовые жилы с редкой вкрапленностью сульфидов меди, свинца, цинка. По представлениям Д. С. Коржинского, образование флюорит-баритовых и кальцитовых жил происходит из щелочных растворов при отсутствии заметного выщелачивания вмещающих алюмосиликатных пород, например в Чорухайроне, где флюорит-баритовые и кальцитовые жилы возникли главным образом путем заполнения трещинных полостей.

В размещении гипогенных минеральных образований в пределах отдельных трещинных зон и тел и в целом по рудному полю устанавливается определенная зональность. Она выражена сочетанием двух типов зональности: 1) возникающей в процессе форми-

рования минералов одной стадии — инфильтрационная метасоматическая зональность, по Д. С. Коржинскому; 2) пульсационной (Смирнов, 1937), обусловленной последовательным возникновением минералов, образованных в различные стадии гидротермального процесса.

Зональность первого типа наиболее четко проявлена в размещении минеральных образований I — гранат-пироксен-скаполитовой стадии (Кристальный, Чернышев, 1963). В общем случае в мине-

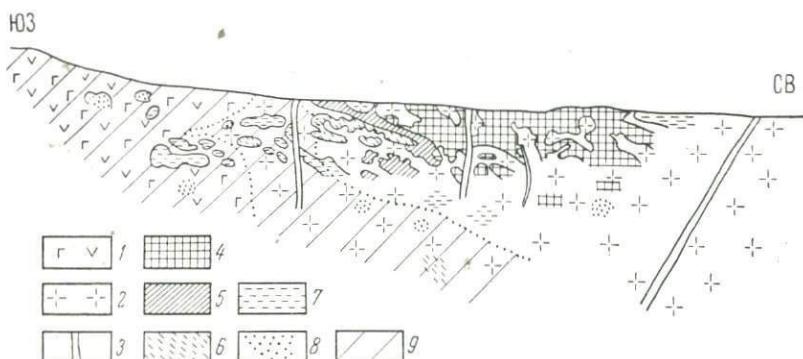


Рис. 62. Проекция скарноворудных тел Главной зоны на вертикальную плоскость с азимутом простириания 60°

1 — монцониты; 2 — гранодиориты; 3 — крупные секущие разрывы. Скарновые тела с содержанием пироксена: 4 — от 0 до 10%; 5 — от 11 до 20%; 6 — от 21 до 40%; 7 — от 41 до 80%; 8 — от 81 до 100%. 9 — участки Главной зоны, в которых скаполит слагает тела наибольшей мощности

ализованных разрывах от центральных участков к их периферии (по простирианию, падению и мощности) зональность выражается в смене зон, сложенных гранатом, зонами преимущественного развития пироксена, а затем — скаполита. Наиболее четко и полно этот тип зональности проявился в пределах Главной рудоносной зоны (рис. 62). Скаполит преимущественно развит в юго-западной части. Граница его распространения полого погружается к северо-востоку. Далее выделена зона развития пироксена и граната, образующих как гранат-пироксеновые, так и самостоятельные пироксеновые и гранатовые тела. Еще далее к северо-востоку обособляется зона преимущественного развития граната, пироксен присутствует в количестве до 10%. В обеих последних зонах скаполит распространен незначительно. Северо-восточное окончание Главной рудоносной зоны, вскрытое канавами, характеризуется преимущественным развитием скаполита.

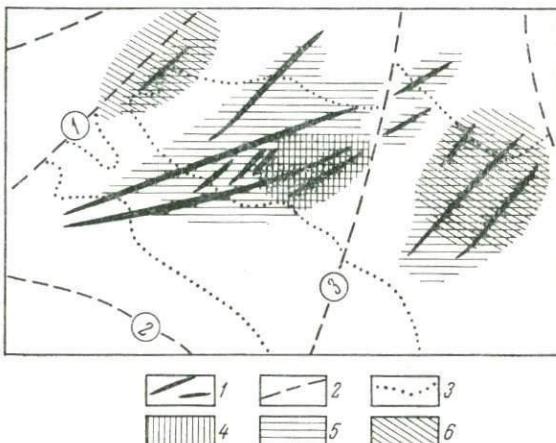
Увеличение количества пироксена и скаполита относительно граната наблюдается также в скважинах по падению Главной зоны. Гранатовые скарны сменяются с глубиной пироксеновыми также и в рудоносных зонах Шурале и Новой.

На рудном поле в целом отмечается аналогичная горизонтальная метасоматическая зональность. Гранатовые скарны наиболее распространены в центральной его части, на участке Главной рудоносной зоны. В разрывах, развитых вокруг этого участка, по мере удаления от нее гранатовые скарны сменяются пироксеновыми, а на флангах — скаполитом (в ассоциации с пироксеном).

Зональность второго типа — зональность стадийности процесса эндогенного минералообразования (пульсационная) — проявилась в том, что ассоциации минералов, характеризующие послескарновые

Рис. 63. Схема горизонтальной зональности размещения продуктивных парагенетических ассоциаций в Чорухдайронском рудном поле

1 — рудоносные зоны; 2 — крупные разломы (1 — Северный, 2 — Эффузивный, 3 — Андыгенский); 3 — контакты между различными породами чорухдайронского интрузивного комплекса. Участки преимущественного развития ассоциаций: 4 — шеелит-андрадитовой; 5 — шеелит-сульфидно-альбитовой; 6 — молибденит-кварцевой



ые стадии, располагаются зонально относительно центральной части разрыва Главной рудоносной зоны. При этом поздние комплексы частично или полностью накладывались на более ранние.

Наиболее четко горизонтальная зональность второго типа проявилась в размещении продуктивных рудных ассоциаций (рис. 63): кварц-шеелит-гранатовая в центральной части рудного поля, шеелит-халькопирит-хлорит-альбитовая — в центральной и периферийской его частях, шеелит-молибденит-кварцевая — на периферии рудного поля.

### Структура и вещественный состав рудоносных зон

В Чорухдайронском рудном поле основная масса вольфрамовой руды сконцентрирована в четырех жильных зонах сложного строения: Главной, Новой, Шурале I и Шурале III.

Эти зоны расположены в разных участках поля и отличаются историей формирования, структурными особенностями, вещественным составом и качеством руд. Общим для всех зон является их расчлененность на блоки поперечными разрывами близмеридионального и северо-западного простираций, частично заложенными еще в дорудное время (рис. 64). Главная и Новая зоны имеют сходное кулисное строение.

Главная рудоносная зона образована телами пироксен-скаполитового, пироксен-гранатового, шеелит-гранатового и существенно альбитового состава. Отличительной чертой зоны является широкое развитие скарнов. Юго-западный фланг ее расположен в монцонитах, центральная часть и северо-восточный фланг — в гранодиоритах. Зона имеет восточное—северо-восточное простирание и

крутое ( $60$ — $80^\circ$ ) падение к юго-востоку. Она развита вдоль диагонально оперенного разрыва, в котором трещины с простираем СВ  $65$ — $75^\circ$  и крутым падением ( $50$ — $80^\circ$ ) к юго-востоку (система II) являются основными, а с простираем СВ  $45$ — $30^\circ$  и падением к юго-востоку под углами  $70$ — $85^\circ$  (система IIa) — оперяющими. Центральный и фланговые участки Главной зоны несколько отличаются по элементам залегания, как это видно на вертикальной проекции (рис. 65), отстроенной по 2000 измерений, равномерно распределенных по площади зоны.

Линии сопряжения основного разрыва с более мелкими оперяющими диагональными нарушениями погружаются как к востоку, так и к западу. Соответственно ориентированы в пространстве и линзовидные рудные столбы, локализованные в узлах сопряжения трещин систем II и IIa. На глубине Главная зона расчленяется на маломощные

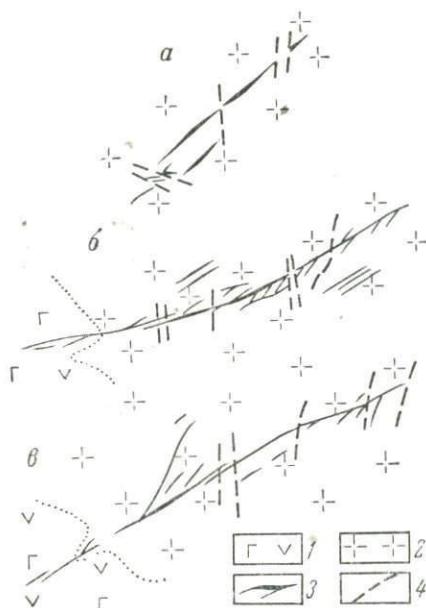


Рис. 64. Схема строения Главнейших рудоносных зон (второй горизонт) Шурале I (a), Главной (б) и Новой (в)

1 — монцониты; 2 — гранодиориты; 3 — рудоносные зоны; 4 — поперечные разрывы

кулисные зоны скаполитизации с простираем СВ  $35$ — $65^\circ$  и падением к юго-востоку под углами  $50$ — $85^\circ$ . В пределах зоны отмечается большое количество даек аплитов того же, что и зона, простирация. Уже в раннюю, гранат-пироксен-скаполитовую стадию минерализации отдельные крупные кулисы рудоносной зоны представляли собой единые сложные штокверки и жилы гранат-пироксен-скаполитового состава. Следовательно, отдельные разрывы, вдоль которых развивалась зона, уже в первую стадию процесса минералообразования превратились в единые, сложно построенные швы, что характерно для поздних стадий развития разрывов и классифицируется М. В. Гзовским (1956) как сосредоточенное состояние дисъюнктивов (Кристальный, 1962, 1963<sub>2</sub>). В Главной зоне интенсивно проявились две продуктивные парагенетические ми-

ральные ассоциации: кварц-шебелит-андрадитовая и шебелит-халькокорит-альбитовая, пространственное совмещение которых обусловило локализацию в зоне наиболее богатых руд вольфрама и меди. Рудные тела имеют форму гнезд, линз и жил.

Новая рудоносная зона—зона скаполитизации и альбитизации—вмещает главным образом разобщенные тела пироксен-скаполитового и альбитового состава. Простирание зоны СВ 50—70°, падение к северо-западу под углом 55—90°. Она развита вдоль диагональ-

ЮЗ

СЗ

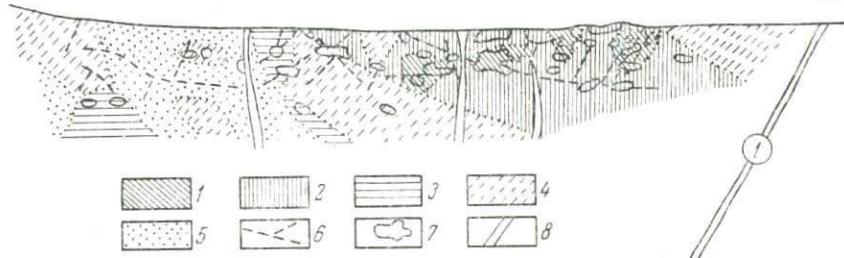


Рис. 65. Размещение участков с различными элементами залегания в Главной зоне (проекция на вертикальную плоскость с азимутом простириания 60°)

1 — участки с азимутом простириания меньше 61° и углами падения к юго-востоку менее 50°; 2 — то же, с углами падения более 50°; 3 — участки с азимутом простириания от 61 до 70° и углами падения от 51° до 60°; 4 — то же, с углами падения более 60°; 5 — участки с азимутом простириания более 70° и углами падения более 60°; 6 — линии сопряжения Главной зоны с оперяющими и прищепляющимися минерализованными в ранние стадии трещинами; 7 — скарновые тела мощностью более 1 м; 8 — поперечные трещины и зоны, сформированные главным образом в послерудные стадии минералообразования (1 — Андигенский разлом)

ного оперяющего разрыва (трещины системы II — основные, а системы Ia — оперяющие). В зоне, за исключением восточного фланга, практически отсутствуют аплитовые дайки с параллельным ей простирианием. Минеральные ассоциации гранат-пироксен-скаполитовой и гранат-шебелитовой стадий в пределах зоны локализуются в мелких разобщенных участках. Распространены минеральные ассоциации третьей стадии и особенно продуктивная шебелит-халькокорит-альбитовая. Сеть жилок, сложенных этой ассоциацией, образует относительно крупные кулисообразно расположенные линейно вытянутые штокверковые тела сложного строения. Таким образом, в течение всего процесса минералообразования Новая зона представляла штокверк (Кристалльный, 1962, 1963<sub>2</sub>).

По воззрениям М. В. Гзовского, разрывы, подобные Новой зоне, в которых трещины не объединены в единый тектонический шов, возникают в начальные стадии развития и классифицируются как рассеянные. В сосредоточенное (непрерывно прослеживающееся разлома) состояние разрыв Новой зоны перешел лишь в послерудное время. Зона характеризуется наиболее бедными рудами вольфрама, меньшими, чем в Главной зоне, содержаниями меди. Руд-

ные скопления образуют линзообразные и неправильные тела прожилково-вкрапленных руд, реже линзы и короткие жилы массивных руд.

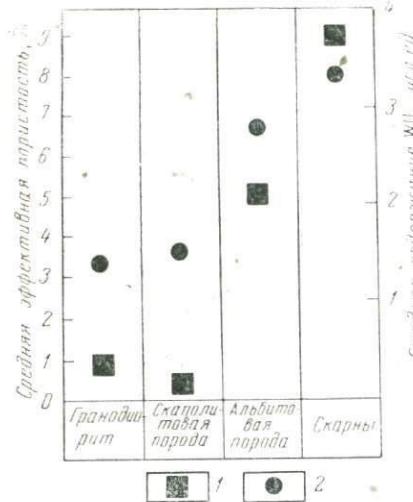
Рудоносные зоны Шурале представляют собой зоны альбитизированных, окварцованных и карбонатизированных гранодиоритов, вмещающих жилы и тела существенно пироксенового, альбитового, шеелит-молибденит-кварцевого, флюорит-баритового и кальцитового состава. Зоны имеют северо-восточное ( $30-50^\circ$ ) простиранье, крутое ( $70-85^\circ$ ) падение к юго-востоку и развиты вдоль разрывов системы IIa. Юго-западные части зон характеризуются развитием преимущественно шеелит-кварцевой и флюорит-баритовой минерализации, а северо-восточные — преимущественно пироксеновой, альбитовой и рудной минерализацией. В пределах зон, в основном в их северо-восточных частях, распространены дайки аплитов того же простиранния. В сосредоточенное состояние отдельные крупные разрывы — кулисы зон Шурале — перешли позже, чем в Главной зоне, в конце шеелит-альбит-сульфидно-водносиликатной стадии процесса минерализации. Соответственно в них проявились шеелит-халькопирит-альбитовая и шеелит-молибденит-кварцевая продуктивные парагенетические минеральные ассоциации при преобладании последней. По сравнению с зонами Главной и Новой зоны Шурале характеризуются промежуточным качеством руд вольфрама, а также повышенным содержанием молибдена. Рудные тела имеют форму линз и жил.

Рис. 66. Средние значения эффективной пористости и содержания  $WO_3$  вrudовмещающих породах Чорух-дайронского рудного поля  
1 — эффективная пористость; 2 — содержание  $WO_3$

ные ассоциации при преобладании последней. По сравнению с зонами Главной и Новой зоны Шурале характеризуются промежуточным качеством руд вольфрама, а также повышенным содержанием молибдена. Рудные тела имеют форму линз и жил.

Закономерности локализации оруденения в пределах отдельных рудоносных зон определяются литологическим и структурным факторами.

Литологический контроль оруденения проявляется в приуроченности наиболее богатых руд к скарнам и альбитовым породам (рис. 66). Благоприятность этих пород для развития оруденения определяется и физико-механическими (эффективная пористость) и химическими свойствами. Скарны обладают самой высокой эффективной пористостью (около 9%) и вмещают наиболее богатые гнездово-вкрапленные руды с крупными кристаллами шеелита. Скарны являются также и химически благоприятной средой



для отложения шеелита и халькопирита. Разложение минералов сопровождалось высвобождением кальция и железа, входивших в состав основных рудных минералов. Альбитовые породы также характеризуются резко повышенной эффективной пористостью (около 5%) и вмещают достаточно богатые гнездово-вкрапленные руды. В слабо альбитизированных гранодиоритах иногда отмечается незначительное оруденение; зерна шеелита здесь очень малых размеров. Эффективная пористость этих гранодиоритов 0,7—1,5% (Розанов, Кристальный и др., 1961). Сопоставление особенностей размещения скарновых минералов с элементами залегания различных участков Главной зоны показывает отчетливый структурный контроль локализации скаполита, пироксена и граната (см. рис. 62 и 65).

Скаполитизация интенсивнее проявляется на флангах зоны, с наибольшим азимутом простирания и крутыми углами падения. Благоприятные для оруденения скарны приурочены к центральной части зоны, имеющей меньшие азимуты простирания и углы падения. В отдельных трещинах гранат относительно пироксена и пироксен относительно скаполита также располагаются на интервалах с меньшими азимутами простирания и углами падения. Ориентировка линии сопряжения различных участков Главной зоны, а соответственно и граница наибольшего распространения гранатовых скарнов и наиболее богатых руд полого скатываются в восточном направлении (рис. 67, см. также рис. 65). Эта закономерность усложняется приуроченностью наиболее мощных скарновых тел к участкам сопряжения Главной зоны с оперяющими и причленяющимися нарушениями. Аналогичная закономерность наблюдается и в размещении альбитовых пород в пределах рудоносных зон. Таким образом, литологический контроль размещения оруденения косвенно является и структурным контролем. Вместе с тем структурный фактор оказывает также непосредственное влияние на размещение богатых шеелитовых и шеелит-сульфидных руд. Это влияние проявляется в приуроченности богатых руд к приоткрытым интервалам искривленных тектонических разрывов и к участкам раздробленных пород в узлах сопряжения разноориентированных разрывов (Кристальный, 1963<sub>2</sub>). Наиболее благоприятны для локализации оруденения узлы сопряжения разрывов с углами сопряжения 15—25°. Если сопрягающие разрывы образуют более тупой угол (25—35°), то в этих участках рудные столбы могут отсутствовать.

Непосредственными наблюдениями в забоях горных выработок и статистическим анализом материалов опробования и геологической документации установлено, что продуктивные парагенетические минеральные ассоциации в основных рудовмещающих зонах локализовались следующим образом: в Главной зоне рудные тела шеелит-андрадитового состава — в интервалах с относительно меньшими углами и азимутами падения; в Новой зоне рудные тела шеелит-халькопирит-альбитового состава — в участках с относи-

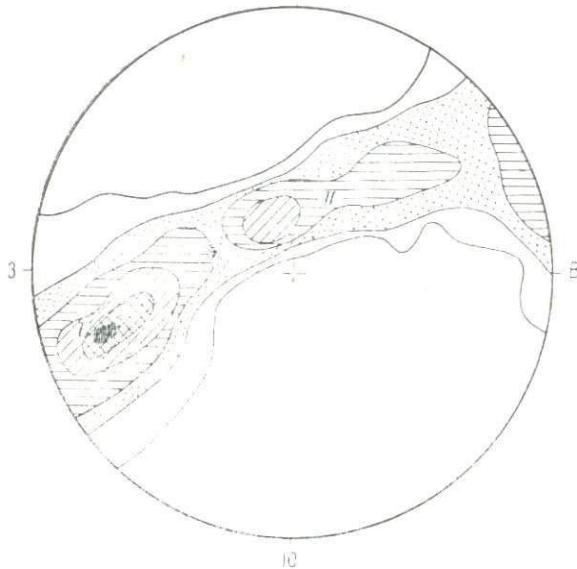


Рис. 67. Стереографическая диаграмма ориентировки линий сопряжения участков Главной зоны с различными элементами залегания (145 измерений)

Линии с углостями: 0,5 2,0–4,0 6,0–12,0 20,0%. Ориентировка максимумов линий сопряжения: максимум I — скатывание по азимуту  $70^{\circ}$  под углом  $15^{\circ}$ ; максимум II — скатывание по азимуту  $148^{\circ}$  под углом  $65^{\circ}$ ; кружок с точкой — проекция усредненного скатывания линий сопряжения скарновых и бескарниевых участков Главной зоны

Неблагоприятны для концентрации оруденения участки пересечения рудоносных зон, близмеридиональных и северо-западные разрывов, расчленяющих зоны на блоки: обычно наблюдается уменьшение интенсивности оруденения, а вблизи крупнейших и поперечных разрывов нередко происходит местное выклинивание рудоносных зон.

Изучение закономерностей локализации оруденения показал преобладающее скатывание шеелит-андрадитовых рудных тел их скоплений в Главной зоне в восточные румбы под различными углами. Шеелит-халькопирит-альбитовые тела в Новой зоне скатываются в основном в северо-восточном направлении под средними углами. Меньшее количество рудных тел Новой зоны скатываются

вается к юго-западу под крутыми углами. Шеелит-молибденит-кварцевые тела в зонах Шурале скатываются в юго-западном направлении под средними и крутыми углами.

Скатывание отдельных рудных тел определяется положением в пространстве линий сопряжения интерваловрудовмещающих разрывов, характеризующихся различными элементами залегания, и линий сочленения и пересечения различно ориентированных трещин.

### История формирования структуры рудного поля

Форма вмещающего месторождения гранодиоритового интрузива и его положение в пространстве показывают, что внедрение магмы контролировалось зонами Эффузивного и Тюябогузского разломов и полого межформационного контакта между отложениями минбулакской свиты (нижний карбон) или карбонатными породами верхнего девона — нижнего карбона и покрывающими их эффузивами акчинской свиты (верхний карбон). С этими же структурными направлениями тесно связано внутреннее строение интрузивов, проявленное в слабо выраженной трахитоидности и ориентировке ксенолитов.

В результате магматической деятельности доинтрузивные разломы и межформационный контакт были залечены и позже, видимо, существенно не подновлялись.

Дальнейшее развитие структуры рудного поля целиком определяется историей формирования трещинной тектоники интрузивов, секущих их разрывов, и подразделено нами на три этапа: 1) доrudный, 2) развития структуры рудоносных зон в процессе эндогенного минералообразования, 3) послерудный.

В дорудный этап были сформированы трещины отдельности основных направлений (систем) в интрузивных породах рудного поля — продольные, поперечные и диагональные. Эти трещины являются не только дорудными, но и додайковыми. В центральной части рудного поля возникает зона интенсивной трещиноватости, направление которой совпадает с направлением поперечных трещин монцонитового массива. В этой зоне располагаются дайки жильной фации чорукдайронских гранодиоритов.

В начале стадии рудного этапа были сформированы основные рудовмещающие зоны и многочисленные более мелкие минерализованные трещины. Все минерализованные разрывы поля располагаются по направлениям додайковой трещиноватости интрузивов. На поздних стадиях рудного этапа возникли крупные секущие разломы: Северный, Айдыгенский, северная ветвь Тюябогузского и др. Северный раздел в виде рассеянного разрыва сформирован во флюорит-баритовую стадию, а в сосредоточенное состояние перешел в послерудный этап. Начало формирования северной ветви Тюябогузского разлома следует связывать с альбит-водисиликатной подстадией процесса минералообразования. Однако при даль-

нейшем развитии это нарушение, видимо, не достигло сосредоточенного состояния.

По рудоносным зонам в процессе минерализации происходили взбросо- или сбросо-сдвиговые перемещения блоков с преобладанием в общем сдвиговой составляющей. Только при формировании кварц-скаполит-турмалиновой ассоциации (альбит-водносиликатная подстадия III стадии) по сколам II системы, падающим к юго-

| Зона                | Минеральные ассоциации |   |   |   |   |   |   |   |
|---------------------|------------------------|---|---|---|---|---|---|---|
|                     | 1-2                    | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| Грабен              |                        |   |   |   |   |   |   |   |
| Модия               |                        |   |   |   |   |   |   |   |
| Мурале / Мурале III |                        |   |   |   |   |   |   |   |

Рис. 68. Направления перемещений по главнейшим рудоносным зонам в периоды формирования парагенетических минеральных ассоциаций (знак минус — блок опущен, знак плюс — блок поднят)

востоку (разрыв Главной зоны), преобладали сбросовые составляющие перемещений. Амплитуды перемещений блоков в процессе минерализации уменьшались от единиц метров в начале до сантиметров в конце.

Характерным в развитии тектонической структуры рудного поля в процессе минералообразования являлось многократное изменение положения в пространстве плоскости и главных осей деформации, что обусловливало, с одной стороны, неоднократное изменение генетического типа разрывов (скол, отрыв), а с другой — смену направлений движений прилегающих блоков пород по ним (рис. 68).

В послерудный этап возобновились перемещения по всем основным рудовмещающим зонам и некоторым крупным разломам рудного поля. Эти перемещения сопровождались интенсивным дроблением и перетиранием пород и рудных скоплений. Андыгенский разлом переходит в сосредоточенное состояние мощного, непре-

рывно прослеживающегося разрыва. По основным рудоносным зонам происходили взбросо-сдвиговые перемещения; амплитуды смещений достигали десятка метров. По близмеридиональным разрывам, расчленяющим рудоносные зоны на блоки, висячие блоки пород перемещались к югу с амплитудами 8—10 м, а по разрывам северо-западного простирания ( $290$ — $330^\circ$ ) — к северо-западу с амплитудами до 5 м.

Изложенное выше показывает, что отмечается определенное соответствие между процессами минералообразования и развития структуры рудного поля. В ранние стадии процесса минерализации — стадии формирования скарнов и шеелита первой генерации — рудовмещающие разрывы в основном представляли собой серию изолированных, кулисообразно расположенных нарушений и находились в рассеянном состоянии в начальной стадии своего развития. Крупные, непрерывно прослеживавшиеся разломы в этот период в рудном поле отсутствовали. Древние разломы, контролировавшие эфузивную и интрузивную деятельность, были залечены. Тектонические напряжения, обусловившие образование рудовмещающих разрывов, были, видимо, незначительны или разрешались главным образом в процессе деформации не гранитондов, а более пластичных карбонатных и эфузивных вмещающих пород. В связи с этим рудное поле в целом представляло собой мало открытую систему, относительно слабо проникаемую для гидротермальных растворов, имевших в стадию формирования скарнов щелочную реакцию.

Дальнейшее развитие процесса минералообразования происходило на фоне увеличения открытости системы разрывов рудного поля. Отдельные рудоносные разрывы переходят из рассеянного состояния в сосредоточенное, т. е. на более высокую ступень развития. Возникли отдельные интервалы будущих крупных разломов рудного поля, первоначально лишь в виде зон рассеянных разрывов. В этот период, соответствующий по времени альбит-водно-силикатной стадии процесса минералообразования, повышается кислотность растворов, особенно в конце стадии, и резко увеличивается парциальное давление серы.

На поздних стадиях минерализации, во время формирования флюорит-баритовых и кальцитовых жил, крупные разломы и рудовмещающие разрывы рудного поля представляли собой наиболее открытую систему, обеспечивающую возможность свободной миграции растворов. В этот период минерализующие растворы характеризовались повышенным парциальным давлением кислорода и, видимо, имели щелочную реакцию. Впервые подобное соответствие в развитии рудоконтролирующих элементов структуры и химизма растворов было обнаружено Е. П. Малиновским (1965) для вольфрамитовых месторождений, связанных с грейзенами. По истории развития структуры Чорухдайронское рудное поле очень сходно с некоторыми из кварц-вольфрамитовых, описанных Е. П. Малиновским. Однако в отличие от этих месторождений рудные зоны

Чорухдайрона начинают формироваться в более высокотемпературных условиях, в стадию раннешелочного метасоматоза.

Особенности развития структуры и минерализации рудного поля Чорухдайрон имеют и практическое значение. Авторы полагают, что благоприятными для обнаружения скарновых тел с шеелитом типа Главной рудоносной зоны являются апикальные участки гранитоидных массивов чорухдайронского магматического комплекса, характеризующиеся резким изгибом эндоконтактовой зоны в вертикальном сечении (в апикальной части) с одновременным перегибом простирания длинной оси интрузивов. Подобные условия можно ожидать в участках сочленения крупных контролирующих эфузивную и интрузивную деятельность разломов, существенно не подновлявшихся после становления гранитоидных массивов.

Благоприятным поисковым признаком является характерное изменение вмещающих пород, свойственное скарновой и альбит-водносиликатной стадиям процесса минерализации. Наиболее перспективной для поисков оруденения охарактеризованного типа является зона Эффузивного разлома к северо-западу и на предполагаемом продолжении его к юго-востоку от месторождения Чорухдайрон.

# РУДНЫЕ ПОЛЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ

## ТАКЕЛИЙСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Рудное поле расположено в крайней юго-западной оконечности Кураминского хребта, известной под названием урочища Такели. Оно охватывает на северо-востоке краевую часть Алмабулакского гранитоидного интрузива, на юго-западе — область предгорного мелкосопочника, сложенного обломочными и вулканогенными отложениями верхнего палеозоя, в центральной части — гряду среднепалеозойских пород, вытягивающуюся в северо-западном направлении и разделенную поперечными сухими лощинами на три массива — Западное, Среднее и Восточное Такели. Границы рудного поля составляют на северо-западе зона Железного разлома, на юге и юго-западе — контур четвертичных отложений Дальверзинской стели и Мирзарабатской депрессии.

Месторождения Такели открыты в 1927 г. К. Л. Пожарицким. На начальном этапе их разведка проводилась Г. Г. Гудалиным, а затем И. П. Морозовым, Г. Фельдманом, М. С. Лизуновым и И. П. Мищенко под руководством Ф. И. Вольфсона. Первые материалы изучения рудного поля были обобщены в работах Г. Г. Гудалина (1932), С. Ф. Машковцева (1935<sub>1</sub>), Б. Н. Наследова (1935<sub>3</sub>), Ф. И. Вольфсона (1936) и А. В. Королева. Эти работы составили основу для дальнейшего изучения Такели. Продолжавшиеся в последующем исследования Е. Д. Карповой (1944), Ф. И. Вольфсона (1951) позволили получить новые данные по геологии поля и уточнить его место в общей схеме структуры и рудоносности Карамазара. В Такели выполнен также ряд специальных тематических исследований, освещавших вопросы петрографии, минералогии и структуры отдельных месторождений (Радкевич, 1936; Королева, 1941; Некрасов, 1960<sub>2</sub>; М. И. Монсеева и др.). Ценные материалы по характеристике месторождений собраны сотрудниками геологоразведочной (Н. И. Крылов, В. А. Тарасов, В. П. Разумный) и рудничной геологической службы (И. И. Самодуров, П. А. Пассека, Ю. И. Гордиенко, Т. И. Посудевская и др.).

В настоящем очерке использованы данные названных выше исследователей и материалы, полученные автором в 1950—1957 гг. совместно с Е. Н. Ищенко, Ж. Н. Кузнецовым и С. Ходжаевым.

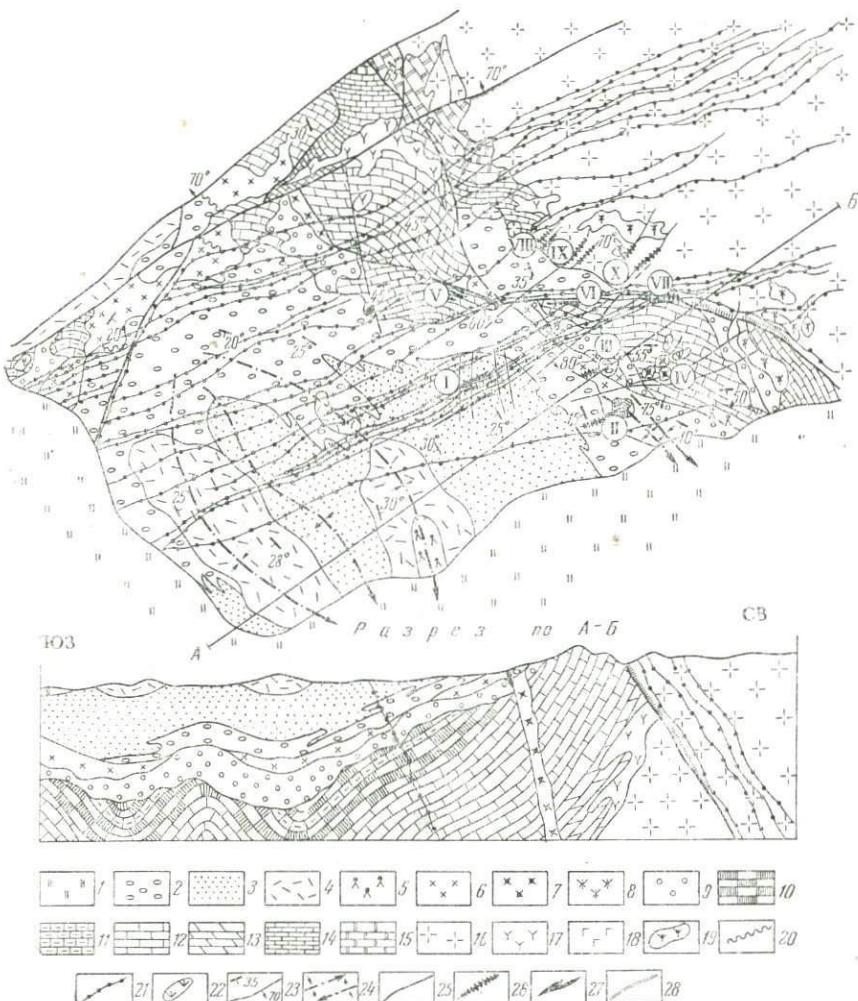


Рис. 69. Схематическая геологическая карта Такелейского рудного поля. Составил Ю. С. Шихин при участии Ж. Н. Кузнецова, Е. Н. Ищенко и С. Ходжаева с использованием материалов Ф. И. Вольфсона, В. Ф. Воробьева, Ф. В. Козловой, И. П. Морозова и В. А. Тарасова

**Осадочно-вулканогенные комплексы.** 1 — четвертичные отложения; 2—4 — равашская свита ( $P_2$ ); 2 — аркозовые, известняковые, известняково-аркозовые конгломераты, 3 — аркоевые песчаники, 4 — андезитовые порфириты; 5 — ояской (?) свита ( $C_3$ ) — липаритовые порфириты; 6—8 — акчинская свита ( $C_2$ ); 6 — дацитовые порфириты излившейся фации, 7 — дацитовые порфириты субвулканической фации, 8 — диоритовые порфириты «андезитовидные» — предполагаемые аналоги эффузивов акчинской свиты; 9 — минбулакская свита ( $C_{1-2}$ ) — известниково-кремнистые конглобекции; 10—11 — визейский ярус ( $C_{1V}$ ); 10 — кремнистые сланцы, 11 — известняки; 12 — турнейский ярус ( $C_{1I}$ ) — известняки, доломиты; 13 — фаменский ярус ( $D_{1Im}$ ) — доломиты, известняки; 14 — франкий ярус ( $D_{1Fr}$ ) — доломиты, известняки; 15 — живетский ярус ( $D_{2Gv}$ ) — известняки, доломиты. **Интрузивные образования:** 16—18 — Алмабулакский массив ( $C_0$ ); 16 — гранодиориты, кварцевые диориты, 17 — диориты гибридной фации, 18 — микрогониты, аplitы, пегматиты; 19—22 — гипабиссальные малые интрузии ( $C_3-T_1$ ); 19 — диоритовые порфириты, 20 — фельзит-порфиры, 21 — диабазы, лабрадоровые, авгит-плагиоклазовые порфириты, 22 — лампрофиры пироксен-биотитовые

## Геологическое строение

Разрез палеозойских осадочных и вулканогенных образований (рис. 69 и 70) слагают (снизу вверх) карбонатные отложения среднего девона — нижнего карбона, обломочные карбонатные породы минбулакской свиты (нижний — средний карбон), дацитовые порфириты акчинской свиты (средний карбон), аркозовые песчаники, конгломераты и порфириты равашской свиты (верхняя пермь).

Карбонатные отложения среднего девона — нижнего карбона обнажаются в северо-восточной части рудного поля. Породы круто (под углами 50—65°) падают на юго-запад, где перекрываются более молодыми отложениями, а с северо-востока срезаются Алмабулакским гранитоидным массивом. Выделяются отложения живетского яруса среднего, франского и фаменского ярусов верхнего девона, турнейского и визейского — нижнего карбона. Описание их приводится по данным Ж. Н. Кузнецова.

Отложения живетского яруса неполной мощностью 325 м подразделяются на две части. Нижняя представлена серыми слоистыми известняками (более 225 м), верхняя — черными битуминозными доломитами (более 100 м). В разрезе отложений франского яруса доломиты преобладают над известняками. Выделяются два горизонта — атриповый (270 м), в верхней и нижней частях сложенный глинистыми известняками, а в средней доломитами, и тамнопоровый (350 м), целиком представленный темно-серыми ленточными доломитами с редкими прослоями известняков. Общая мощность пород франского яруса до 620 м. В фаменском ярусе соотношение доломитов и известняков примерно равное. Он подразделяется на три горизонта — калькараторовый (125 м), амфильтровый (230 м) и аквилинусовый (355 м). Первый из них сложен тонкослоистыми известняками с редкими прослоями доломитов; во втором — нижняя и верхняя части представлены чистыми доломитами, в средней же они переслаиваются с известняками; в третьем преобладают глинисто-доломитовые органогенные известняки.

Общая мощность отложений среднего и верхнего девона составляет около 1650 м, т. е. значительно меньше, чем на смежном участке гор Барактынтау (свыше 2000 м). Последнее объясняется выпадением из разреза отдельных его частей в связи с разрывной тектоникой и ассилияцией низов отложений среднего девона Алмабулакским интрузивом.

Разрез турнейского яруса имеет мощность до 820 м. Он подразделяется на три горизонта — циртоспирiferовый, представленный

(учитывая). Элементы тектонической структуры: 23 — элементы залегания стратифицированных толщ и контактов; 24 — оси складок; 25 — сколовые нарушения. Последнемагматические образования: 26 — арсенопиритовые тела; 27 — полиметаллические тела; 28 — кварцевые жилы. Рудные участки: I — Учотак; II — Южная Кантархана; III — Западная Кантархана; IV — Восточная Кантархана; V — Западное Такели; VI — Среднее Такели; VII — Сассыксай; VIII — Западный Гайнаккан; IX — Средний Гайнаккан; X — Восточный Гайнаккан.

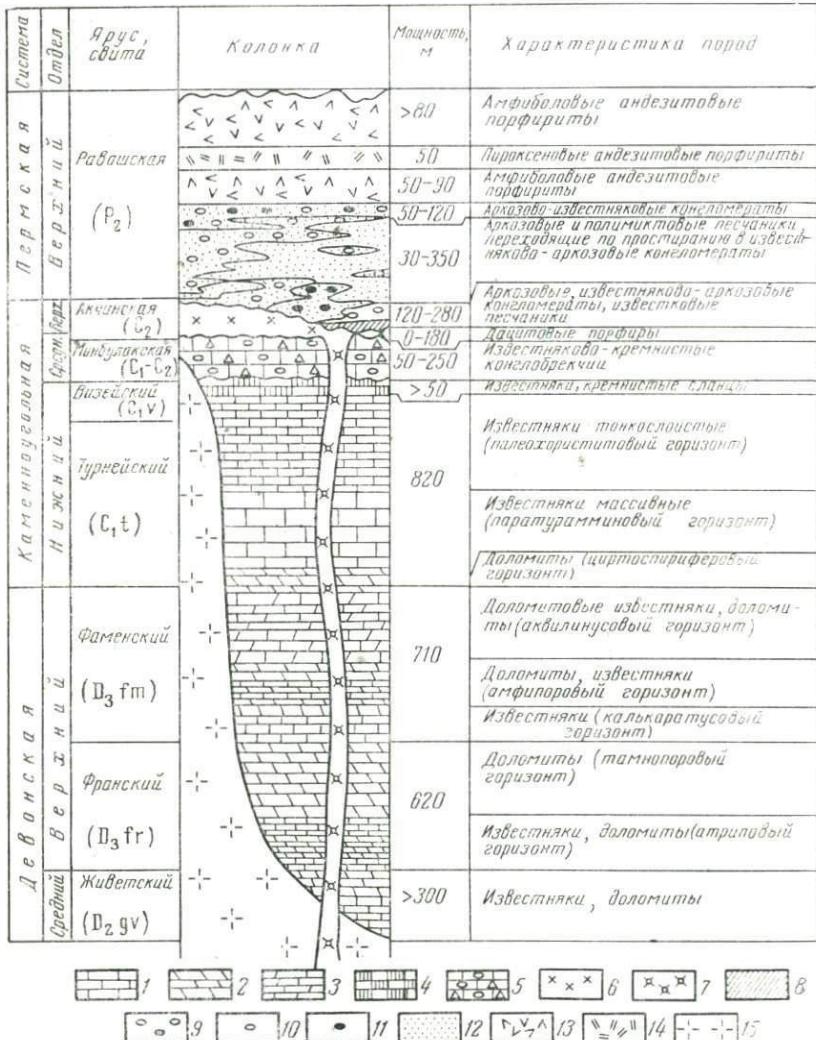


Рис. 70. Нормальный стратиграфический разрез отложений среднего палеозоя Такелийского рудного поля

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — доломитовые известняки; 4 — кремнистые сланцы; 5 — известняково-кремнистые конглобрекчи; 6 — дацитовые порфириты излившейся фации; 7 — известковые песчаники суббулканской фации; 8 — известковые песчаники; 9 — конгломераты; 10 — галька известняков; 11 — галька интрузивных и эфузивных пород; 12 — аркозовые и полимиктовые песчаники; 13 — амфиболовые андезитовые порфириты; 14 — пироксеновые андезитовые порфириты; 15 — гранитоиды Алмабулакского интрузива

лишь нижними слоями доломитов мощностью около 20 м, паратурамминовый (350 м) и палеохориститовый (450 м), целиком сложенные однородными серыми известняками. Визейский ярус выражен чистыми известняками с многочисленными кремнистыми прослойями. Вверх по разрезу последние постепенно вытесняют вмещающий карбонатный материал и переходят в тонкослоистые кремнистые сланцы, которые, по-видимому, принадлежат уже к нижней части слоев Уя. Эта часть разреза почти полностью перекрыта более молодыми отложениями, мощность ее в обнаженной части не превышает 40 м. Общая мощность нижнекаменноугольных отложений Такели около 900 м является здесь также неполной.

Суммарная мощность карбонатной толщи среднего девона — нижнего карбона в рудном поле достигает 2500 м.

Известняково-кремнистые конглобрекции минбулакской свиты (сассыксайская толща) обнажаются на юго-западных склонах карбонатной гряды и в крайней северо-западной части площади. Они целиком сложены материалом размыва подстилающих карбонатных пород и кремнистых сланцев слоев Уя. Средняя их мощность 150—160 м.

Дацитовые порфиры акчинской свиты (джанбулакская толща) ранее относились к субвулканическим образованиям (Вольфсон, 1936, 1951). В последующем наряду с секущими телами были выделены пространственно связанные с ними эфузивы излившейся фации. Они слагают останцы некогда существовавшего единого покрова, залегающие на карбонатных породах среднего палеозоя и конглобрекциях минбулакской свиты. Максимальная сохранившаяся их мощность не превышает 180 м.

Нижнюю подсвиту равашской свиты составляют терригенные отложения такелийской толщи, трангрессивно перекрывающие описанные выше образования среднего и верхнего палеозоя и гранитоиды Алмабулакского интрузива. В ее основании повсеместно прослеживаются базальные слои характерного фиолетового цвета, в которых галька известняков и дацитовых порфиров цементируется дацитовым туфопесчаником, возникшим вследствие размыва подстилающих пород акчинской свиты, и внешне почти неотличимы от последних. В центральной части рудного поля на них залегают известняково-аркозовые конгломераты мощностью до 120 м; по простирации в направлении к юго-востоку (см. рис. 69) они быстро сменяются аркозовыми конгломератами, которые к северо-востоку, вверх по склону карбонатной гряды, так же резко переходят в известняковые; в северо-западной части площади мощность известняково-аркозовых конгломератов возрастает до 280 м и они составляют здесь подавляющую часть толщи. Вверх по разрезу конгломераты постепенно сменяются аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, мощность которых колеблется от 30 до 350 м. Разрез завершается горизонтом аркозово-известняковых конгломератов мощностью от 50 до 120 м.

К верхней подсвите равашской свиты относятся эфузивы уочакской толщи, согласно залегающие на конгломератах и песчаниках. Они подразделяются на три горизонта, из которых нижний (50—90 м) и верхний (более 80 м) сложены амфиболовыми андезитовыми порфиритами, а средний (50 м) — пироксеновыми. Более подробное описание отложений верхнего палеозоя Такели и обоснование их относительного возраста приведены в общем геологическом очерке.

Главной складчатой структурой рудного поля является Такелийская мульда. Ось ее полого погружается к юго-востоку, в северо-восточном крыле на поверхность выходят среднепалеозойские карбонатные породы, а к юго-западу от них, в направлении ядра синклинали, последовательно обнажаются все более молодые отложения верхнепалеозойского комплекса. На северо-западе мульда срезается зоной Железного разлома, на юго-западе и юго-востоке — перекрываются четвертичными отложениями Мирзарабатской депрессии. Углы падения крыльев мульды в карбонатных породах среднего палеозоя 50—65°, в известняково-кремнистых конглобрекциях минбулакской свиты 45—50°, в осадочно-вулканогенной толще равашской свиты не более 25—30°. В центральной части мульда осложнена продольными складками низших порядков — одной антиклиналью и двумя синклиналями. В ядрах синклиналей залегают наиболее молодые палеозойские образования Такели — порфириты равашской свиты.

Среди разрывных нарушений наблюдаются как сколы, так и трещины отрыва. Сколы принадлежат к шести системам — тутлинской, сараймарданской, алтынтопканской, такелийской, кизылтурской и туранглинской.

Тутлинская система представлена одним сколом — южной ветвию Тутлинского разлома, смещенней по Железному разлому. Это нарушение выявляется по косвенным признакам под четвертичными отложениями в западной части площади и недостаточно изучено.

К сараймарданской системе относятся небольшие взбросы северо-западного простирания — Сараймарданский, Тайлаксайский и Каптарханинский разломы, развитые в пределах известняковой гряды. Первый из них со смещением около 50 м прослеживается у северных подножий массива Западное Такели, круто падает к югу; второй, расположенный на юго-западном склоне того же массива, отличается несколько большим вертикальным смещением, достигающим 100 м, и наличием горизонтальной составляющей величиной до 25 м; третий, протягивающийся вдоль юго-западного подножия массива Восточное Такели, падает к северо-востоку и имеет амплитуду взбросового перемещения около 60 м.

Группа небольших правых сдвигово-взбросов алтынтопканской системы развита на юго-западном склоне массива Восточное Такели. Они имеют северо-восточное простижение, падают к северу под углами около 60° и перемещают сколы сараймарданской си-

стемы на величину по горизонтали и вертикали в пределах 10—15 м.

К такелийской системе принадлежит одноименный разлом в центральной части рудного поля — взбросо-сдвиг близширотного простирания, падающий под углом 60° на север, с амплитудой горизонтального смещения 1500 м, вертикального 400 м. Этот разлом смещает известняковую гряду и делит ее на две разобщенные части, а также срезает контакт Алмабулакского интрузива, отложения минбулакской и акчинской свит, но перекрываются аркозово-конгломератовой толщей равашской свиты; последняя смещается им не более чем на 25—30 м вследствие поздних движений взбросового типа.

Кизылтурская система включает крутопадающие сколы типа левых сдвигов северо-восточного простирания — Железный разлом (амплитуда 4,5 км), ограничивающий рудное поле на северо-западе, Редкометальный (0,4 км) и Сассыксайский (0,1 км) разломы, протягивающиеся внутри него.

Сколы туранглинской системы — крутопадающие правые сдвиги субмеридионального простирания — встречаются на разных участках; они обычно невелики по длине и величине смещений. Ранее ошибочно считалось, что этими сколами смещаются жилы послекизылнурийских порфиритов, вследствие чего они выделялись в составе самостоятельной «учочакской» тектонической фазы (Нечелюстов, Шехтман, Шихин, 1958). Впоследствии была установлена их одновозрастность со сколами кизылтурской системы и более древний возраст относительно порфиритовых жил.

В аркозово-конгломератовой толще равашской свиты на участке Учочак широко развиты также мелкие пластовые нарушения северо-западного простирания типа левых сдвигов-взбросов, не отнесенные к какой-либо системе. Отдельную группу нарушений составляют небольшие крутопадающие трещины северо-восточного простирания, прослеживающиеся в центральной части площади. Они имеют небольшую длину, не всегда достаточно четко выражены и располагаются группами, субпараллельно, иногда кулисообразно. Морфологические особенности и пространственные соотношения этих трещин позволяют считать их первичными поверхностями склонования, отвечающими начальной стадии образования разломов типа левых сдвигов, подобных Сассыксайскому, но еще не сформировавшихся в виде единой структуры. Некоторые из этих трещин в последующем испытали нормальные приоткрывания и сходны по внешним признакам с обычными трещинами отрыва.

Секущие магматические тела в рудном поле сравнительно широко распространены. Выделяются как собственно интрузивные, так и субвулканические образования.

Самое крупное интрузивное тело — Алмабулакский гранитондный массив предакчинского (среднекарбонового) возраста, срезающий известняковую гряду с северо-востока. В пределы рудного поля входит только его приконтактовая часть, сложенная гранодио-

ритами, кварцевыми диоритами переходной фации, и многочисленные штоки-сателлиты гибридных диоритов краевой фации, размещающиеся в карбонатных породах. Внутри массива встречаются небольшие тела дополнительных интрузий мелкозернистых гранодиоритов, а также его жильных аналогов — микрогранитов, аplitов и пегматитов.

К комплексу верхнепалеозойских малых интрузий относятся небольшие штокообразные и дайкообразные тела послеакчинских диоритовых порфиритов, жилы послекизылнуринских фельзит-порфиров, диабазов, диабазовых, лабрадоровых и авгит-плагиоклазовых порфиритов, дайки лампрофиров пироксен-биотитовых (учититов). Наиболее распространены послекизылнуринские порфириты. Они образуют протяженные жилы северо-восточного простирания мощностью от 5—10 до 25—30 м, которые группируются в пределах так называемого Такелийского дайкового пояса. Последний на площади рудного поля делится на две ветви — северную, Джанбулакскую, и южную, Уочакскую.

Большинство субвулканических тел залегает в среднепалеозойских известняках и представлено дацитовыми порфирами. Они образуют небольшие некки удлиненной или изометрической формы, размещающиеся в разломах сараймарданской и алтынтопканской систем. Для одного из них, залегающего в Каптарханинском разломе, установлен непосредственный переход в покровные отложения акчинской свиты. В том же разломе размещается тело флюидальных липаритовых порфиров, сходных по внешним признакам с отложениями ояскойской свиты Восточного Карамазара.

Особое место среди магматических пород рудного поля занимают диоритовые порфириты «андезитовидные». Эти тела сложной формы, распространенные в краевой части Алмабулакского интрузива и в карбонатных породах, обладают рядом особенностей, сближающих их с вулканогенными образованиями. Они условно отнесены к субвулканическим аналогам пород акчинской свиты, не представленных в разрезе верхнепалеозойских отложений рассматриваемой площади.

### Послемагматические процессы

Вопросы минералогии Такели освещены Ф. И. Вольфсоном (1936), З. А. Королевой (1941), М. И. Моисеевой, Е. М. Некрасовым. Они наметили схемы последовательности послемагматического процесса для отдельных месторождений и приводят обширный фактический материал по характеристике состава и парагенезиса минеральных образований. Эти данные положены ниже в основу обобщения некоторых закономерностей размещения минерализации с точки зрения стадийности ее отложения и геохимической роли состава вмещающих пород для рудного поля в целом.

В связи с тем что главные понятия и термины, касающиеся процессов минералообразования и парагенетических сообществ мине-

ралов, в последнее время являются предметом обсуждения (Образцова, 1962; Петровская, 1965 и др.), необходимо хотя бы кратко определить их содержание, принятое в дальнейшем изложении.

Под фазами минералообразования подразумеваются значительно разобщенные во времени проявления послемагматических процессов, не связанные единством источника и разделенные крупными периодами формирования тектоно-магматических комплексов. Внутри отдельных фаз выделяются этапы — длительные периоды единого процесса минералообразования, каждый из которых характеризуется «... своими весьма существенно отличающимися друг от друга физико-химическими условиями отложения минеральных масс» (Бетехтин и др., 1958, стр. 330). А. В. Королевым (1948) это понятие тесно увязывается с представлениями о пневматолитовом, гипотермальном, мезотермальном и эптермальном процессах; каждому этапу отвечает свой ведущий тип послемагматической минерализации (силикаты, окислы, сульфиды и др.). Этапы подразделяются на стадии, разграниченные тектоническими подвижками и характеризующиеся относительной непрерывностью отложения минералов, обусловленной сохранением единства общих структурных и физико-химических условий процесса. Совокупность минеральных видов, образовавшихся в течение одной стадии и вследствие этого чаще всего встречающихся совместно, определяется как парагенетический минеральный комплекс. Подразделение стадий производится по признаку проявления более слабых внутристадийных подвижек на подстадии и отвечающие им парагенетические группы минералов.

Парагенетические минеральные комплексы обладают фациальной изменчивостью. На отдельных месторождениях и в разных геологических позициях они нередко представлены в неполном составе или с различным количественным соотношением входящих в них парагенетических групп и отдельных минералов: проявляются с разной интенсивностью и в неодинаковом объеме по отношению к другим комплексам; могут отличаться по форме минеральных выделений (массивные, вкрашенные, прожилковые), степени их кристалличности и др. Эти особенности характера проявления минеральных комплексов зависят как от степени развития здесь тектонических подвижек данной стадии, так и от влияния состава вмещающих пород, благоприятного или неблагоприятного для образования того или иного минерала. Для того чтобы отразить зависимость характера и полноты проявления минеральных комплексов от этих условий, из существующего понятия минеральной фации необходимо выделить частные определения структурной минеральной фации и минеральной фации среды. Под структурной минеральной фацией понимается совокупность особенностей состава и характера проявления парагенетического комплекса, обусловленная степенью развития межстадийных и

внутристадийных тектонических подвижек; под фацией среды — совокупность тех же особенностей, обусловленная составом вмещающих пород.

В результате межстадийных тектонических подвижек, вызывающих повторные обновления контролирующих структур, отдельные комплексы накладываются друг на друга. При взаимном наложении минеральных фаций, принадлежащих к разным стадиям, но сходных по условиям проявления, они могут образовывать закономерные сочетания минеральных видов и генераций, присущие данному типу структур или вмещающих пород. К таким устойчивым сочетаниям разновозрастных парагенетических комплексов и их фаций применяется термин «минеральная ассоциация».

В Такелийском рудном поле представлена минерализация двух фаз — ранне- и позднегерцинской. Характеристика первой фазы приведена в общем геологическом очерке; в пределах месторождений она не проявлена и поэтому здесь не рассматривается.

В табл. 27 приведена схема стадийности процесса позднегерцинского минералообразования. Список минералов дан по порядку номеров, отвечающему последовательности их отложения. Перечень и характеристика видов, разновозрастных генераций минералов целиком приводятся по данным З. А. Королевой и И. М. Монсеевой. Парагенетическая диаграмма отличается от общепринятой только тем, что генерации минералов, относящихся к разным стадиям, приведены не в одну строку, а разнесены в соответствующие парагенетические комплексы. Правая верхняя часть схемы построена по принципу «шахматной» таблицы и дает возможность установить наличие и характер фактических взаимоотношений любой пары минеральных видов. Для каждого минерала указаны все случаи наблюдавшихся парагенетических взаимоотношений, подтверждающих их более древний возраст по отношению к последующим минералам или его более молодой возраст по отношению к предшествующим минералам. Буквенные обозначения указывают на критерии, по которым установлено данное взаимоотношение.

Роль среды минералообразования рассматривается для пяти литолого-петрографических типов вмещающих пород, представленных на месторождениях,— кислых алюмосиликатных гранитоидного (породы Алмабулакского интрузива, арковые конгломераты с галькой гранитоидов) и дацитового состава (покровы и суббулканические тела акчинской свиты), алюмосиликатных основных (тела диабазовых и лабрадоровых порфиритов), карбонатных (известняки и доломиты среднего девона — нижнего карбона, известняково-кремнистые конглобекции минбулакской свиты) и смешанных алюмосиликатно-карбонатных (известково-арковые песчаники, известняковые конгломераты с туффитовым цементом). Для каждого минерала отражена сравнительная степень его распространения в породах данного типа. Указаны пределы развития

Таблица 27

Геолого-минералогическая схема постмагматического процесса в Такелийском рудном поле.  
Составил Ю. С. Шихин по материалам Ф. И. Вольфсона, З. А. Королевой, М. И. Моисеевой, Е. М. Некрасова

Форма отложения минералов: 1 — жильные; 2 — рудные; 3 — окорудорудных изменений. Критерий парагенетических взаимоотношений минералов: 4 — разъединение, корродирование по границам зерен; 5 — замещение, псевдоморфозы; 6 — цементация раздробленных зерен; 7 — включения, реликты замещения; 8 — пересечения жилами, прожилками; 9 — обратстание по границам зерен; 10 — наличие признаков одновременного отложения; 11 — выводы о более раннем отложении минерала без указания критериев. Литолого-петрографические типы вмещающих пород: 12—13 — алюмосиликатные кислые и умеренно кислые (12 — гранитондного состава — гранодиориты, аркозовые конгломераты с галькой гранитондов, 13 — вулканоген-

ные дацитового состава); 14—алюмосиликатные основные (диабазовые, лабрадоровые порфириты); 15—карбонатные (известняково-кремнистые конглобрекции); 16—смешианные алюмосиликатно-карбонатные (известково-аркозовые конгломераты, песчаники); 17—относительная степень развития минералов в породах различных типов. Сравнительное распространение минералов на месторождениях: 18—широко распространенные в преобладающем количестве; 19—широко распространенные в подчиненном количестве; 20—распространенные в ограниченном количестве; 21—встречающиеся в небольшом количестве; 22—встречающиеся в единичных случаях. Внутриуричные дробления: 23—сквозные; 24—локальные однофазные; 25—локальные многофазные

в перечисленных типах пород рудной минерализации пяти ведущих месторождений рудного поля, а также относительное распространение каждого минерала.

### *Силикатный этап*

*Стадия водных силикатов* (комплекс предрудных изменений). Делится на две подстадии, разграниченные небольшими внутриминерализационными подвижками. К первой относятся плотный мелкочешуйчатый серицит I, альбит, клиноцизит и эпидот. Серицит и альбит отлагаются одновременно и наиболее распространены в гранитоидах, где замещают сначала плагиоклаз, затем калиевый полевой шпат, а серицит — также и темноцветные минералы. За ними почти одновременно выделяются клиноцизит и эпидот. Первый из них тяготеет к известнякам, реже к пересекающим их дайкам порфиритов, где замещает полевые шпаты. Для отложения эпидота особенно благоприятно сочетание алюмосиликатных и карбонатных пород. Он широко развит близ контактов известняков с интрузивными породами и в дацитовых порфирах акчинской свиты, по-видимому, в связи с привносом кальция из подстилающей карбонатной толщи.

Ведущими образованиями второй подстадии являются серпентин, хлорит I, тальк и каолин. Тальк, отлагающийся первым, встречается только в известняках. Хлорит и серпентин образуются почти одновременно, но по условиям размещения проявляют резкий антагонизм. Хлорит (пеннин) развивается в изверженных породах, аркозовых песчаниках и конгломератах, где замещает темноцветные минералы, полевые шпаты. Серпентин (антигорит) распространен в известняках, преимущественно имеющих примесь первичного доломитового материала. В чистых известняках он отчетливо тяготеет к kontaktам изверженных пород, которые, по-видимому, обеспечивают необходимый для его образования привнос растворами магния. Каолин встречается только в гранитоидах, где очень интенсивно развивается по калиевым полевым шпатам и новообразованному альбиту.

### *Окисный этап*

*Первая окисная стадия* (кварц-гематитовый комплекс). Появляется в виде немногочисленных жил и прожилков, обычно обособленных от других минеральных комплексов. Намечается очень простая схема отложения минералов. Первым выделяется кварц I, слагающий основной объем жильных тел, а вслед за ним совместно отлагаются гематит и хлорит II.

### *Сульфидный этап*

*Первая сульфидная стадия* (кварц-пирит-арсенопиритовый комплекс). Начинается с отложения жильных карбоната I (белый и розовый мanganокальцит) и кварца II (грубозернистый, стекловат-

тый, иногда гребенчатый), сопровождающегося карбонатизацией и окварцеванием оклозильных пород, в частности массовой перекристаллизацией известняков. Кварц наиболее интенсивно развивается в гранитоидах и аркозовых песчаниках. В первом случае преобладают зоны окварцевания, во втором — кварцевые жилы. Непосредственно вслед за кварцем отлагается пирит. Он образует мелкую вкрапленность в кварцевых жилах и измененных вмещающих породах, особенно в гранитоидах, подвергшихся предрудным изменениям. После небольшого дробления пород происходит отложение арсенопирита I, которому сопутствуют очень интенсивные серicitизация (серебристо-белый мусковит-серicit I) и ортоклазизация вмещающих пород. Одновременно продолжается отложение кварца и карбоната, а первоначально — также и пирита. Наиболее отчетливо эта парагенетическая группа минералов обособляется в гранитоидах и аркозовых конгломератах, где плагиоклазы и частьюカリевые полевые шпаты замещаются серicitом и карбонатом, альбит — ортоклазом, биотит и другие темноцветные минералы — мусковитом. Арсенопирит и пирит тяготеют к темноцветным минералам, где при мусковитизации высвобождается необходимое для них железо, а также образуют вкрапленность в жильном кварце.

*Вторая сульфидная стадия* (галенит-сфалеритовый комплекс). Этой стадии предшествуют существенные тектонические подвижки, вследствие чего новообразованные сульфиды часто цементируют и пересекают дробленые зерна пирита, арсенопирита и других более ранних минералов. Намечается следующая общая последовательность выделения: блеклые руды I (джемсонит, буронит, тетраэдрит, буланжерит), сфалерит I (марматит), галенит I и халькопирит I. Однако в целом эти минералы накладываются друг на друга и в рудах тесно ассоциируют. Их образование сопровождается незначительным выделением кварца и развитием хлорита III (афросидерит) во вмещающих породах.

Для галенита и сфалерита характерна несколько иная среда отложения, чем для пирита и арсенопирита. Они размещаются преимущественно в известняково-аркозовых песчаниках и конгломератах со значительным содержанием карбонатного материала, в зонах контактов известняков с изверженными породами, в меньшей степени — непосредственно в этих породах. Сфалериту свойственна более отчетливая приуроченность к карбонатным породам, чем галениту; последний тяготеет скорее к сочетанию пород карбонатного и алюмосиликатного состава. Благоприятный состав пород для блеклых руд, по-видимому, аналогичен галениту, для халькопирита — пириту. Однако эти различия оптимальных условий среды отложения не приводят к резкому пространственному обособлению минеральных видов, а отражаются лишь на их количественных соотношениях внутри рудных зон. Галенит и сфалерит чаще всего пространственно совмещаются с пирит-арсенопиритовой минерализацией и образуют смешанные мышьяково-полиметаллические руды, где минералы двух рассмотренных комплексов могут

быть представлены в разных количествах, но присутствуют совместно.

Третья сульфидная стадия (комплекс поздних сульфидов). Делится на три подстадии, в первой из которых ведущим является арсенопирит, во второй — сфалерит и в третьей — галенит. Они разграничены слабыми тектоническими подвижками и поэтому в значительной степени перекрываются во времени. Преобладает параллельное отложение минералов, из-за чего очередность их выделения устанавливается с трудом.

В начале первой подстадии отлагаются кварц III, образующий хорошо выраженные кристаллические формы, и карбонат II. После небольших подвижек, вызывающих дробление жильного материала, выпадает арсенопирит II. Он тесно ассоциирует с кварцем и сопровождается серицитизацией вмещающих пород (серицит III). Несколько позже выделяется небольшое количество пирита. Одновременно продолжается формирование карбонатных и кварц-карбонатных жил; в значительных количествах отлагаются анкерит, халькопирит и хлорит.

Вторая подстадия отмечается очередным тектоническим импульсом, после которого постепенно затухают выделение арсенопирита и связанная с ним серицитизация, а ведущую роль приобретает сфалерит II (клейофан) с сопровождающим его хлоритом IV (рипидолит). Параллельно идет образование анкерита I, пирита II, халькопирита II и блеклых руд II (преимущественно тетраэдрит), продолжается отложение карбоната и кварца, но в значительно меньших количествах, чем в начале стадии.

Третий подстадии отвечают свои тектонические подвижки, выражающиеся в небольшом дроблении минеральных зерен, слагающих уже сформировавшиеся жилы, в цементации их галенитом II, отличающимся повышенным содержанием серебра, и кварцем. Увеличивается интенсивность хлоритизации вмещающих пород и продолжается, с постепенным затуханием, отложение всех минералов кварц-пирит-сфалеритовой группы. Вместе с галенитом выделяется наибольшее количество прустита. Подстадия заканчивается новым импульсом тектонических подвижек, в связи с которым отмечается увеличение количества кальцита и появление позднего аметистовидного кварца IV. Они цементируют и разъедают ранее образовавшиеся минералы, но нередко и сами содержат редкую вкрапленность пирита, халькопирита и светлого сфалерита.

В целом третья сульфидная стадия включает почти те же минеральные виды, что первая и вторая совместно. Сохраняется также общая схема последовательности процесса с переходом от арсенопиритовой минерализации к полиметаллической. Вместе с тем условия и характер минералообразования имеют существенные отличия от рассмотренных выше. Процесс идет на фоне значительно более частых, почти непрерывных внутристадийных подвижек, а большинство минералов выделяется в течение длительного времени, охватывающего нередко почти всю стадию. Поэтому мине-

ралы образуют здесь особенно тесный парагенетический комплекс. В отдельных частях намечается иной порядок отложения минералов, чем в более ранних стадиях. Так, основная масса пирита здесь выделяется позже арсенопирита и чаще ассоциирует не с ним, а со сфалеритом. Отложение сфалерита и галенита не совпадает во времени, как во второй сульфидной стадии; главная часть сфалерита выпадает значительно раньше, и он повсеместно замещается галенитом.

Неодинакова также сравнительная роль отдельных минералов. Среди ранних сульфидов количественно преобладает арсенопиритовая минерализация, у поздних же она имеет подчиненное значение по отношению к полиметаллам; соответственно снижается значение окварцевания и серицитизации, связанных с отложением арсенопирита, но более широко проявляются отложения карбоната и хлоритизация. Совсем отсутствует сопровождающая ранние сульфиды ортоклазизация, но появляется новый тип изменения — анкеритизация. Наконец, отмечается более резкое преобладание галенита и сфалерита над пиритом, халькопиритом и блеклыми рудами, количество которых в третьей сульфидной стадии существенно не увеличивается.

Характерной особенностью стадии является также относительное снижение роли метасоматического замещения вмещающих пород и смена его жильной формой отложения рудных минералов, чаще всего с кальцитом, реже с кварцем, а иногда и почти без жильных минералов. Хотя влияние состава вмещающих пород на размещение отдельных минеральных видов в целом аналогично первой и второй сульфидным стадиям, оно оказывается здесь менее отчетливо. Отличительной чертой стадии является более интенсивное развитие хлоритизации в известняково-аркозовых песчаниках, конгломератах и дайках порфиритов и менее интенсивное — в гранитоидах. Следует отметить также, что анкеритизация особенно успешно развивается в богатых железом дайках порфиритов, очень редко — в известняках, а в других породах практически отсутствует.

*Стадия сульфатов, кремнезема и карбонатов* (послерудный жильный комплекс). Проявляется в виде комплекса послерудных жильных минералов — барита, анкерита II, кварца, флюорита и карбоната III (кальцит). Отложение наиболее ранних минералов стадии — барита и анкерита — нередко вначале сопровождается кристаллизацией остаточного аметистовидного кварца IV. Отмечаются случаи, когда в прожилках этого кварца, барита и анкерита содержится редкая вкрапленность сульфидов. К середине стадии аметистовидный кварц исчезает и сменяется послерудным сахаровидным кварцем V, иногда с редкими вкраплениями флюорита. Послемагматический процесс завершается формированием безрудных кальцитовых жил.

Рассмотренный порядок выделения минералов по стадиям подтверждает, что в образовании минеральных комплексов важную

роль играют периодические тектонические движения, придающие процессу прерывистый характер и тем самым определяющие подразделение его на стадии и подстадии. От количества периодов, структурного плана, интенсивности и длительности этих движений зависит общий состав каждого минерального комплекса, та или иная степень обособления внутри него парагенетических групп, условия его размещения и сочетания с другими комплексами.

Наряду с тектоническими движениями очень существенное влияние на условия формирования комплексов оказывает среда минералообразования. Ее роль заключается не только в создании общей геохимической обстановки, в той или иной мере благоприятной для выпадения из раствора тех или иных типов минерализации, но и в непосредственном участии в минералообразовании компонентов вмещающих пород. Охарактеризованная выше приуроченность минерализации к определенным типам пород или их сочетаний в большинстве случаев связана с наличием в их составе тех компонентов, которые наиболее отвечают химической природе возникающих минералов и могут быть ими заимствованы на месте. Избирательный характер размещения минералов особенно отчетливо выявляется на ранних стадиях процесса, когда метасоматическое замещение преобладает над жильной формой их отложения. Последнее существенно влияет на изменение состава минеральных комплексов и вызывает в них резкую фациальную изменчивость.

При образовании новых минералов очень широкое развитие получает метасоматическое замещение ими ранее отложившихся видов. Особенно часто наблюдается такая преемственность между разными генерациями одного и того же минерала или же между минералами, принадлежащими к одному типу химических соединений. Поэтому состав предшествующих парагенетических комплексов в значительной мере определяет собой геохимическую обстановку отложения последующих и служит важным фактором среды минералообразования.

В целом влияние состава вмещающих пород на состав минеральных комплексов создает очень пеструю, но закономерную и вполне обоснованную схему их фациальной изменчивости. Сочетания парагенетических фаций среди нескольких разновозрастных комплексов образуют минеральные ассоциации, характерные для данного литологического типа вмещающих пород. В каждой из этих ассоциаций выделяется свой ведущий тип рудной минерализации и парагенетически тесно связанные с ним типы околоврудных изменений.

### Структурно-литологические условия размещения месторождений

В рудном поле известны мышьяковые, мышьяково-полиметаллические и полиметаллические месторождения и рудопроявления. Характеристика их геологических особенностей, условий размещения

и состава минеральных комплексов приводится в порядке приуроченности минерализации ко все более высоким частям стратиграфического разреза — от гранитоидов, прорезающих низы карбонатной толщи среднего девона — нижнего карбона, до аркозово-конгломератовой толщи равашской свиты, слагающей верхний структурный ярус рудного поля.

Месторождение Гайнаккан расположено в гранитоидах краевой части Алмабулакского интрузива и частично в аркозовых конгломератах равашской свиты. Размещение оруденения контролируется системой трещин северо-восточного простирания, по-видимому, принадлежащих к типу первичных сколовых поверхностей. Они группируются на трех участках — Западном, Среднем и Восточном.

В составе жильных тел ведущую роль играют мышьяковые руды, полиметаллические имеют подчиненное значение. Наиболее широко распространены минералы комплекса предрудных изменений и ранние сульфиды — арсенопирит и пирит первой сульфидной стадии. Галенит, халькопирит и блеклые руды второй сульфидной стадии встречаются в меньших количествах, но также преобладают над теми же минералами третьей сульфидной стадии. Околоэжильные изменения гранитоидов — серицитизация, ортоклазизация и каолинизация, в меньшей мере развиты окварцевание, эпидотизация, хлоритизация и карбонатизация. Послерудный комплекс представлен немногочисленными прожилками кварца, барита, анкерита и кальцита, иногда с редкой вкрапленностью поздних сульфидов.

В жилах руды имеют неравномерное распределение и образуют столбы, разделенные интервалами с убогой минерализацией. Положение обогащенных участков связано с влиянием нескольких структурных факторов. Наибольшее количество рудных столбов находится в местах пересечений жильных трещин со сколовым нарушением северо-западного простирания, которое само несет сульфидную минерализацию и известно под названием Поперечной жилы. Часть рудных тел контролируется структурами бокового приоткрывания, образующихся на искривленной поверхности трещин при вертикальных подвижках. Отмечается также приуроченность обогащенных участков к интервалам наибольшего дробления пород, связанного с пересечениями и сопряжениями трещинных структур.

Первичный состав вмещающих оруденение гранитоидов на месторождении везде одинаков и поэтому не оказывает влияния на размещение рудных тел. Существенных различий состава не отмечается также и в аркозовых конгломератах. Важным фактором литологического контроля оруденения является степень развития в гранитоидах серицитизации, изменяющей физические свойства среды рудоотложения. В местах повышенной серицитизации степень рудоносности заметно возрастает.

Месторождение Сассыкской размещается в зоне Такейского разлома на контакте известняков паратураммивого горизонта турнейского яруса с гранитоидами Алмабулакского интрузива (рис. 71).

В разломе залегают две параллельные, тесно сближенные интрузивные жилы — диабазовых порфиритов в висячем его боку и лабрадоровых — в лежачем. Оруденение локализуется со стороны контакта лабрадоровых порфиритов с известняками. До некоторой глубины оно размещается в известняках, а ниже — непосредственно в контакте сильно рассланцеванных и измененных порфиритов. Рудная залежь имеет форму трубы несколько удлиненного сечения, круто падающей к северо-востоку. Ее положение на глубине контролируется сочленением апофизы лабрадоровых порфиритов с главным их телом.

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

На месторождении проявляются, хотя и в неодинаковой степени, все стадии минерализации, характерные для рудного поля. Тальк, серпентин, эпидот и значительная часть хлорита (пеннин) относятся к комплексу предрудных изменений. Арсенопирит, сфалерит, галенит и пирит встречаются на месторождении в двух генерациях, но более поздние количественно преобладают, а пирит обычно выделяется после арсенопирита, что указывает на преимущественное развитие здесь проявлений третьей сульфидной стадии. Послерудный комплекс представлен прожилками кварца, анкерита и позднего кальцита.

Влияние среды на состав минеральных комплексов устанавливается достаточно отчетливо. Оно выражается главным образом в изменении количественных соотношений ведущих сульфидных минералов в рудах, приуроченных к разным вмещающим породам. В известняках преобладание арсенопирита над галенитом и сфалеритом является сравнительно небольшим или даже не проявляется, но резко возрастает на контакте и внутри рассланцеванных пор-

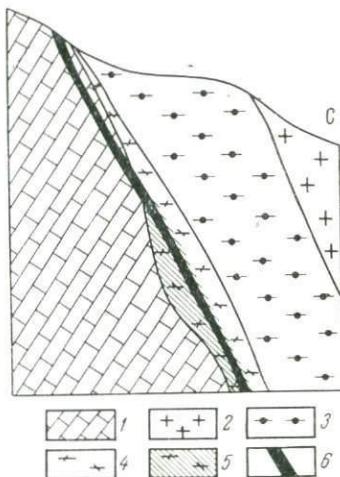


Рис. 71. Схематический разрез месторождения Сассыкской

1 — известняки нижнего карбона; 2 — гранитоиды Алмабулакского интрузива; 3 — диабазовые порфириты; 4 — лабрадоровые порфириты; 5 — то же, измененные; 6 — сульфидная минерализация

фиритов. Непостоянно также соотношение галенита и сфалерита: в известняках количество последнего относительно увеличивается.

Месторождение Западное Такели приурочено к доломитовым известнякам аквилинусового горизонта фаменского яруса. Рудные тела размещаются в серии субпараллельных трещин от северо-западного до широтного простирания, развитых в висячем блоке Тайпаксайского разлома, который имеет здесь западное — северо-западное простирание и южное падение под углами 80—85°. Трещины располагаются на расстоянии до 80—100 м от разлома и падают на юг под углами 75—80°; возможно, что по отношению к разлому они являются оперяющими. Трубообразные рудные тела вытягиваются по падению субширотных трещин и обладают очень сложной конфигурацией. Их размещение контролируется в основном сочетанием этих трещин с небольшими, нечетко выраженнымми трещинами северо-восточного простирания, по морфологическому типу сходными сrudовмещающими структурами Гайнаккана. По-видимому, сложная форма рудных тел, наличие в них резких изгибов, раздузов и пережимов по падению связаны с местным участием в структурном контроле оруденения трещин и других типов, принадлежащих к зоне Тайпаксайского разлома, в том числе развитых по напластованию известняков.

Лучше других изучено рудное тело, приуроченное к наиболее крупной трещине, известной под названием Главного тектонического шва. На глубину оно сначала идет по известнякам и имеет обычную ветвящуюся трубообразную форму, а затем растекается вдоль лежачего бока слепого тела порfirитов, залегающего в трещине, и приобретает очертания линзы. На всю изученную глубину руды окислены, в их составе преобладают вторичные минералы. Наиболее распространены гидроокислы железа, второе место занимают минералы цинка (каламин, гидроцинкит, церуссит, смитсонит) и свинца (англезит, вульфенит, пиromорфит и др.), третье — минералы, содержащие мышьяк (миметезит, оливенит и др.). По данным химических анализов, в зоне окисления присутствует много железа; содержания свинца, цинка и мышьяка варьируют, но в целом соотношение двух первых приближается к равному, а мышьяк в количественном отношении уступает им почти вдвое. Устанавливаются довольно высокие содержания серебра и очень незначительные меди. Среди остаточных первичных минералов встречаются галенит, сфалерит, арсенопирит, блеклые руды и прустит. Судя по составу зоны окисления, в рудах содержалось много пирита, но мало халькопирита. Сопутствующими минералами являются карбонат, кварц и хлорит. Состав руд и их высокая серебристость дают основание предполагать, что минерализация относится к третьей сульфидной стадии.

Сравнительный минеральный и химический состав руд в известняках и в контакте с порfirитами не изучен, но отмечено, что с глубиной содержания мышьяка возрастают. Возможно, последнее обусловлено его миграцией в зоне окисления, но более вероятно,

что в этом проявляется роль меняющегося состава среды минералообразования.

Месторождение Среднее Такели залегает в известняках паратураммивого горизонта турнейского яруса. Размещение минерализации контролируется субширотной трещиной скальвания, принадлежащей к зоне Такелийского разлома. Она проходит на расстоянии 50—60 м южнее его сместителя, падает на юг под углом 70—75° и, по-видимому, является по отношению к разлому оперяющей. Вдоль сколовой поверхности располагается серия трубообразных рудных тел, приуроченных к сочленению с ней поперечных крутопадающих трещин преобладающего северо-восточного простириания, которые также содержат оруденение. Эти трещины находятся на продолжении зоны рудоконтролирующих структур Восточного Гайнаккана и, по-видимому, принадлежат к их системе.

Рудные тела изучены только в пределах зоны окисления, где развиты преимущественно супергенные минералы. Среди них преобладают церуссит, англезит, ковеллин, аргентит и ячеистый лимонит. Встречаются остаточные зерна сфалерита и более позднего по отношению к нему галенита, но полностью отсутствуют арсенопирит и его вторичные минералы. В результате миграции цинка в сторону висячего бока рудных тел на значительном расстоянии к югу от них в известняках размещается смитсонитовая залежь неправильной формы.

Вмещающие оруденение известняки слегка перекристаллизованы, встречается некоторое количество кварца, а тектоническая глиника трения вдоль главной рудоконтролирующей трещины хлоритизирована. По данным химического опробования выходов, в рудах преобладает цинк, содержание свинца уступает ему в несколько раз, но устанавливаются высокие содержания серебра. По таким признакам, как отсутствие арсенопирита, высокое содержание серебра и проявление хлоритизации даже в неблагоприятной для нее карбонатной среде, можно предполагать, что первичные руды относятся к третьей сульфидной стадии. Несомненно, что в них сфалерит должен решительно преобладать над галенитом, так как даже в окисленных рудах содержания цинка, более подверженного миграции в зоне выщелачивания, значительно превышают содержания свинца.

Месторождение Южная Каптархана находится у южных подножий известнякового массива Восточное Такели. Известно оно также под названием Морозовской жилы по имени его первооткрывателя И. П. Морозова. Оруденение контролируется крутопадающей трещиной северо-восточного простириания, которая на юго-западе проходит в аркозовых конгломератах равашской свиты, а на северо-востоке — в известняково-кремнистых конглобекциях минбулакской.

В аркозовых конгломератах развито преимущественно мышьяково-полиметаллическое оруденение. Его состав и условия разме-

щения аналогичны месторождению Гайнаккан. Локализация обогащенных участков рудных тел в главной трещинной структуре контролируется серией субпараллельных сближенных трещин, из которых многие, очевидно, являются по отношению к ней оперяющими, а также пересечением ее с поперечным нарушением, проходящим по контакту двух обломочных толщ. В известняково-кремнистых конглобрекциях минерализация метасоматически замещает карбонатные гальку и цемент. Здесь преобладает свинцово-цинковое оруденение.

Месторождение Восточная Каптархана расположено к северо-востоку от предыдущего в известняках палеохориститового горизонта визейского яруса. Оруденение приурочено к контактам штокообразного тела диоритовых порфиритов «андезитовидных», размещающегося в зоне массового дробления известняков, со стороны висячего бока небольшого сколового нарушения алтынтопканской системы. С поверхности руды полностью окислены и представлены главным образом гидроокислами железа и вторичными минералами цинка. Судя по составу зоны окисления, в первичных рудах главное значение должны иметь сфалерит и пирит, подчиненное — галенит и совсем незначительное — арсенопирит.

Месторождение Западная Каптархана находится на том же участке, несколько западнее предыдущего. Отличается сложными условиями структурно-литологического контроля оруденения. В нижней части разреза залегают известняково-кремнистые конглобрекции минбулакской свиты, моноклинально падающие к юго-западу под углами 25—30°. По простирианию их рассекает Каптарханинский разлом, вдоль которого размещается некк дацитовых порфиров акчинской свиты. В направлении к юго-западу он непосредственно переходит в покров, полого залегающий на конглобрекциях. Размытая поверхность покрова вместе с жерловиной некка перекрыта конгломератами равашской свиты. Состав конгломератов по падению резко меняется. Непосредственно над некком это известняковые конгломераты, а далее к юго-западу — известняково-аркозовые и аркозовые. Повторные сбросовые движения по разлому реализовались вдоль южного контакта некка; в результате этого северо-восточный блок разлома несколько опущен вместе с некком относительно покрова дацитовых порфиров.

На поперечном разрезе месторождения (рис. 72) наглядно видна его структура. В висячем, северо-восточном блоке разлома известняковые конгломераты целиком перекрывают жерловину некка. В лежачем блоке покровная часть излияния отсечена от некка и поднята вверх таким образом, что конгломераты с нее смыты, на глубине она соприкасается с жерловиной по разлому лишь своей нижней частью, а вверху контактирует уже с известняковыми конгломератами висячего блока. Дополнительным тектоническим элементом, осложняющим структуру участка, является крутопадающая трещина северо-восточного простириания, просле-

живающаяся в дакитовых порфирах параллельно плоскости разреза и упирающаяся в поверхность смеcителя разлома.

Оруденение размещается в следующих шести структурно-полиметаллических позициях: вдоль трещины северо-восточного простириания в покрове дакитовых порфиров (жила I), в зоне дробления на тектоническом контакте покрова с известняковыми конгломератами (жила II), в зоне секущей метасоматической залежи (жила III), в зоне пологой части нижней метасоматической залежи (жила IV), в зоне крутопадающей части нижней метасоматической залежи (жила V), в зоне верхней метасоматической залежи (жила VI).

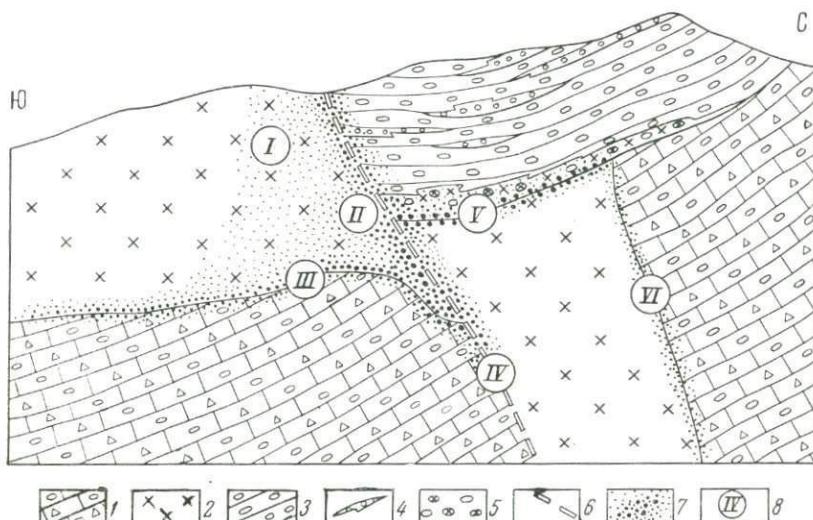


Рис. 72. Схематический разрез месторождения Западная Кантархана. По материалам Ф. И. Вольфсона и М. С. Лизунова, в интерпретации автора  
 1 — известняково-кремнистые конглобрекции минбулакской свиты; 2 — дакитовые порфирь акчинской свиты; 3 — известняковые конгломераты равашской свиты; 4 — прослои и линзы известняковых песчаников; 5 — базальные конгломераты с галькой известняка и дакитового порфира; 6 — линия смеcителя Кантарханинского разлома; 7 — сульфидная минерализация; 8 — структурно-литологические позиции: I — жила I (в плоскости разреза), II — секущая метасоматическая залежь, III — пологая часть нижней метасоматической залежи, IV — то же, крутопадающая часть, V — верхняя метасоматическая залежь, VI — лобовая залежь

мератами и внутри дакитовых порфиров (секущая метасоматическая залежь), на поверхностях несогласного налегания покрова на известняково-кремнистые конглобрекции (пологая часть нижней метасоматической залежи) и известняковых конгломератов на жерловину некка (верхняя метасоматическая залежь), в секущих контактах некка с конглобрекциями, в его лежачем (крутопадающая часть нижней метасоматической залежи) и висячем (лобовая залежь) боках.

В рудах имеются арсенопирит и пирит двух генераций, из которых преобладает вторая, сфалерит и галенит двух генераций, но, по-видимому, с наибольшим развитием первой, а также в малом количестве блеклые руды (преимущественно тетраэдрит) и редкие выделения халькопирита. Широко развиты карбонат и кварц. Из

минералов предрудных изменений в дацитовых порфирах распространены эпидот и хлорит (пеннин), в карбонатных породах — клиноцизит, тальк и серпентин. Отложение арсенопирита сопровождается серицитизацией и незначительной ортоклазацией, полиметаллов — хлоритизацией (афросидерит). Послерудный этап, как и на других участках, проявился в виде редких баритовых и анкеритовых прожилков, поздних кварца и кальцита. Таким образом, на участке представлена минерализация всех главных стадий по-слемагматического процесса, но, по-видимому, основная масса арсенопиритовых руд относится к третьей сульфидной, а полиметаллических — ко второй.

В целом на участке мышьяковые и полиметаллические руды находятся примерно в равном соотношении, но в отдельных позициях относительные количества мышьяка, свинца и цинка изменяются в очень значительных пределах. Эти изменения отвечают количественным соотношениям в соответствующих рудных залежах ведущих сульфидных минералов — арсенопирита, галенита и сфалерита.

Жила 1, рассекающая покров дацитовых порфиров, ограничивается на глубине поверхностью его налегания на известняково-кремнистые конглобрекции, а по простианию на северо-востоке — Каптарханинским разломом. Рудная минерализация распределена в жиле неравномерно и образует разобщенные столбы и гнезда. Характерно отчетливое увеличение интенсивности оруденения по направлению к ограничивающим жилу поверхностям, где наблюдаются рудные раздувы. В целом по жиле наиболее высокими являются содержания мышьяка, которые примерно равны сумме содержаний свинца и цинка. Последние находятся в равном соотношении, но на глубину и по простианию жилы, по мере приближения к карбонатным породам, количество цинка относительно возрастает.

Секущая метасоматическая залежь выполняет зону дробления Каптарханинского разлома по контакту известняковых конгломератов с дацитовыми порфирами и внутри последних. Пространственно она тесно взаимосвязана с рудным раздувом в месте прикрепления жилы 1, а также с верхней и нижней метасоматическими залежами. Секущая залежь характеризуется высокими содержаниями мышьяка, свинца и цинка, но соотношения их непостоянны. По направлению к дацитовым порфирам увеличивается содержание мышьяка, а к карбонатным породам — цинка и свинца. Содержания цинка повсеместно являются несколько более высокими, чем свинца.

Оруденение верхней метасоматической залежи размещается главным образом в базальных слоях толщи известняковых конгломератов. Они представлены мелкогалечниковыми конгломератами, в которых обломки известняков и дацитовых порфиров цементируются мелкозернистым туффитовым материалом, возникшим в основном за счет размыва подстилающих дацитовых порфиров, со

значительной примесью карбонатного вещества. Сульфиды и кварц развиваются как по гальке, так и по цементу. Сфалерит и в меньшей степени галенит замещают преимущественно известняковую гальку, а арсенопирит и пирит — гальку дацитовых порфиров и туффитовый цемент. Эта избирательность метасоматоза местами выражена настолько четко, что приводит к возникновению своеобразных псевдообломочных пятнистых текстур замещения, когда даже сплошные сульфидные руды сохраняют облик первичной обломочной породы.

Состав руд метасоматической залежи изменяется к ее кровле, где в известняковых конгломератах резко возрастает значение сфалерита, и в направлении подстилающих дацитовых порфиров, где преобладает арсенопирит. Непостоянство состава руд наблюдается также и по простиранию залежи в связи с меняющимся соотношением карбонатного и алюмосиликатного материала в исходных конгломератах. В целом верхняя метасоматическая залежь характеризуется некоторым преобладанием свинца над цинком и подчиненным значением по отношению к ним мышьяка.

Нижняя метасоматическая залежь объединяет две различные структурно-литологические позиции. К первой относится оруденение на полого падающей к юго-западу поверхности несогласного стратиграфического контакта покрова дацитовых порфиров с подстилающими известняково-кремнистыми конглобрекчиями; ко второй — оруденение в крутом секущем контакте некка дацитовых порфиров с конглобрекчиями, падающем к северо-востоку и обновленном повторными подвижками по разлому. В пологой части залежи преобладает цинк; мышьяк уступает ему по содержаниям в 1,5 раза, а свинец — в 2 раза. В крутопадающей части ведущим компонентом является мышьяк, содержание которого в 1,5 раза выше цинка и в 5 раз — свинца. Это различие в соотношениях рудных компонентов можно объяснить тем, что в условиях восходящего движения растворов влияние подстилающей карбонатной среды, благоприятствующей отложению полиметаллов, при пологом залегании контакта оказывается более значительным, чем при крутом.

Лобовая залежь размещается в висячем боку некка, где, по-видимому, не проявилось существенных тектонических подвижек и интрузивный контакт почти не нарушен. Содержание мышьяка здесь вдвое выше, чем в лежачем боку некка, но содержания цинка уступают ему в 4 раза, а свинца — более чем в 15 раз. Это еще более резкое различие содержаний можно объяснить, исходя из приведенных выше соображений о том, что здесь влияние карбонатной среды на рудоотложение более ограничено, так как известняково-кремнистые конглобрекции залегают в висячем боку рудоконтролирующей поверхности.

Месторождение Учочак располагается в пределах межгорной лощины, сложенной известняково-аркозовыми песчаниками и конгломератами равашской свиты, полого ( $20$ — $25^\circ$ ) падающими к юго-западу. Толща рассекается почти вкрест простирания серией

сближенных порфиритовых жил, образующих Учочакскую ветвь Такелийского пояса. Оруденение локализуется вдоль трещин северо-восточного простириания, круто падающих к северо-западу в виде линзообразных тел, которые группируются в три обособлен-

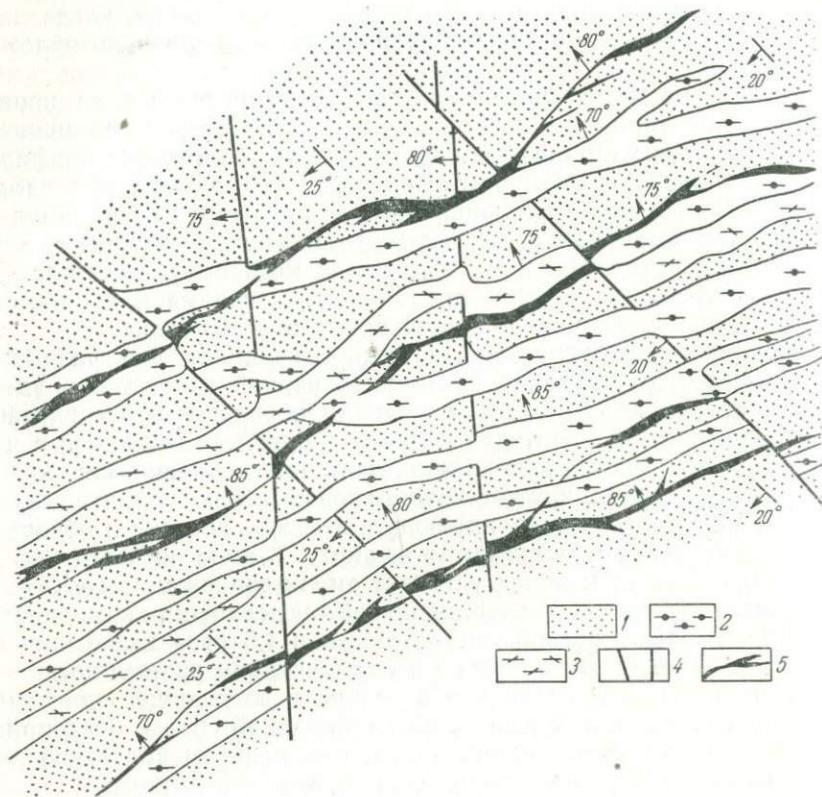


Рис. 73. Схема геологического строения месторождения Учочак (план)  
1 — известняково-аркозовые конгломераты и песчаники равашской свиты; 2 — диабазовые порфириты; 3 — лабрадоровые порфириты; 4 — сколовые нарушения; 5 — рудо-контролирующие трещины с сульфидной минерализацией

ные рудные зоны — Северную, Центральную и Южную. Строение месторождения осложняется системой небольших сколов — круто падающих близмеридионального (туранглинская система) и пластовых северо-западного простириания. Рудные тела вытягиваются субпараллельно жилам порфиритов, местами локализуются вдоль их контактов, взаимно переплетаются и вместе с ними часто ограничиваются по простирианию более древними сколами, образуя характерные ступенчатые структуры (рис. 73).

На месторождении в разной мере представлены все стадии минерализации. В наименьшей степени проявляется комплекс предрудных изменений: наблюдаются, главным образом в жилах порфиритов, слабые эпидотизация и ранняя хлоритизация (пенин), замаскированные поздними изменениями. Все последующие минеральные комплексы выражены преимущественно в жильной форме и в большей степени обособлены друг от друга, чем на других месторождениях. Выделяются кварц-гематитовые, кварц-пирит-арсенопиритовые жилы с полиметаллами и карбонат-кварц-галенитовые, а также прожилковая послерудная минерализация. Кварц-гематитовые жилы, в которых присутствует также хлорит, очень невелики по размерам, встречаются редко и существенной роли в строении рудных зон не играют. В составе кварц-пирит-арсенопиритовых жил участвует минерализация двух первых сульфидных стадий. Кварц с пиритом, арсенопиритом и небольшим количеством кальцита цементируются галенитом и сфалеритом; околовильные изменения представлены серicitизацией и, по-видимому, очень слабой хлоритизацией (афросидерит). Этот комплекс ограничен распространен и установлен лишь на отдельных участках Центральной и Южной рудных зон.

Главная часть минерализации относится к третьей сульфидной стадии. Ведущим рудным минералом является галенит, подчиненное значение имеют сфалерит, халькопирит и блеклые руды, в небольших количествах встречаются пирит, арсенопирит и прустит. Среди жильного выполнения первое место занимает кальцит, развиты также кварц и анкерит. Вдоль рудоконтролирующих трещин интенсивно развиваются хлоритизация (рипидолит), в меньшей степени окварцевание, анкеритизация, а также серicitизация. Безрудные прожилки барита, анкерита, кварца и кальцита, секущие рудные тела, встречаются повсеместно.

В рудах преобладает свинец; цинк уступает ему по содержанию более чем в 5 раз, а количество мышьяка совершенно незначительно. Характерна высокая серебристость руд.

Оруденение в жилах распределется неравномерно и локализуется в виде рудных столбов, гнезд, линз и обогащенных участков сложной формы. Оптимальные условия для рудоотложения возникают на участках близширотного простирания и крутого падения главных рудоконтролирующих поверхностей. Существенное влияние на локализацию руд оказывают также случаи пересечения и экранирования этих поверхностей поперечными сколами и контактами порфиритовых жил, отщепления сопряженных и оперяющих трещин. Наиболее благоприятны для оруденения песчаники и конгломераты с содержанием карбонатного материала от 40 до 60%; при других соотношениях карбонатных и алюмосиликатных составляющих во вмещающих обломочных породах интенсивность рудной минерализации резко падает. Каждое из рудных тел контролируется сочетанием нескольких взаимно наложенных факторов, чем обусловлены их сложные формы и характер распределения руд.

## Рудоконтролирующие факторы

Приведенные характеристики геологического строения, состава минеральных комплексов и закономерностей локализации рудных тел отдельных месторождений позволяют сделать некоторые выводы о структурно-литологических условиях размещения оруденения для рудного поля в целом.

Все месторождения размещаются в зонах секущих нарушений. Руды в большинстве случаев непосредственно выполняют тектонические трещины (Учочак, Южная Кантархана, жила I Западной Кантарханы и др.) или размещаются в контактах секущих магматических тел, контролируемых разрывными нарушениями (Восточная Кантархана, нижние горизонты Западной Кантарханы, Западное Такели, Сассыксай), и на стратиграфических контактах в пределах их зон (нижняя и верхняя метасоматические залежи Западной Кантарханы). Там, где нет разрывных нарушений, отсутствуют какие-либо проявления постмагматической минерализации. Таким образом, разрывная тектоника является определяющим фактором в размещении месторождений.

В подавляющем большинстве случаев распределение оруденения контролируется сочетанием разрывных структур субширотного или северо-западного простирания и поперечных к ним структур северо-восточного простирания. Первые относятся к сколовым нарушениям сараймарданской и такелийской систем с более или менее значительными боковыми смещениями, вторые представляют собой начальные формы образования сколов, по-видимому, кызылтурской системы, впоследствии в той или иной мере подвергшиеся боковому или нормальному приоткрыванию. К местам сочетания этих структур приурочено или почти все оруденение, как это имеет место в трубообразных телах Западного и Среднего Такели, или наиболее значительные рудные тела. При этом наблюдаются два типовых случая контроля оруденения. В первом случае оно размещается в зоне скола субширотного или северо-западного простирания, но главные концентрации его приурочены к местам пересечения или сопряжения с трещинами северо-восточного простирания (Среднее и Западное Такели, секущая метасоматическая залежь Западной Кантарханы, Сассыксай). Во втором случае наблюдаются обратные соотношения — рудовмещающими являются тре-

шины северо-восточного простирания, а положение обогащенных участков контролируется блокированием этих трещин поперечными сколами (Гайнаккан, Учочак, Южная Кантархана, жила I Западной Кантарханы).

Состав и интенсивность оруденения на отдельных месторождениях и участках определяются степенью проявления в них тех или иных стадий постмагматического процесса и свойствами среди минералоотложения. Ведущие сульфидные минералы, состав и количество которых определяет собой тип рудной минерализации, тесно взаимосвязаны с соответствующими парагенетическими комплексами и последовательно отлагаются вместе с ними по стадиям. Относительное значение каждого из них в отдельных стадиях неравнозначно. В целом для первой сульфидной стадии преобладает отложение арсенопирита и пирита, а для второй и третьей — галенита, сфалерита, халькопирита и серебросодержащих минералов.

Различие на отдельных месторождениях условий совместного контроля рудной минерализации тектоническими нарушениями двух типов, охарактеризованное выше, является отражением неодинаковых характера и последовательности деформаций, происходивших в процессе внутриминерализованных подвижек. Поэтому естественно было бы ожидать, что каждому из этих двух случаев будет отвечать преимущественное развитие и определенных стадий минерализации. Однако фактически такой закономерности не наблюдается. Так, из четырех месторождений, в которых главное рудоконтролирующее значение имеют сколы субширотного и северо-западного простираций, в Западном и Среднем Такели представлена лишь третья сульфидная стадия, на Западной Кантархане ее проявления имеют преобладающее, а на Сассыкае — подчиненное развитие по отношению к первым двум сульфидным стадиям; месторождения Гайнаккан и Учочак, связанные с трещинами северо-восточного простирания и обладающие наибольшим единством структурных условий размещения, отличаются противоположной степенью развития минерализации этих стадий. Таким образом, в общем структурном плане формирования рудного поля закономерной приуроченности отдельных минеральных комплексов к различным типам разрывных нарушений не наблюдается. Понятному, в распределении минерализации более значительную роль здесь играют местные условия тектонических деформаций внутри каждого месторождения.

Влияние на размещение минеральных комплексов состава вмещающих пород выявляется особенно четко. Выше было показано, что для большинства минеральных видов устанавливаются свои оптимальные условия среди отложений, вследствие чего в различных по составу породах парагенетические комплексы подразделяются на характерные минеральные фации. Последнее целиком относится и к ведущим рудным минералам — арсенопириту, пириту, сфалериту и галениту. Арсенопирит и пирит образуют наиболее высокие концентрации в алюмосиликатных породах (гранитоиды

Гайнаккана, аркозовые конгломераты Южной Каптарханы, дациевые порфиры Западной Каптарханы, диабазовые порфириты нижних горизонтов Сассыкская и частично Западного Такели), причем, по общему впечатлению, арсенопирит тяготеет скорее к кислым, а пирит — к более основным породам. Сфалерит обладает наибольшим сродством с карбонатной средой; он отлагается как внутри карбонатных пород (известники Среднего Такели и верхних горизонтов Сассыкская), так и на контактах их с алюмосиликатными, но со стороны первых (известняково-кремнистые конглобекции и известняковые конгломераты на контактах с дациевыми порфирами Западной Каптарханы, по-видимому, известники на контакте с гранодиорит-порфирами Восточной Каптарханы). Для отложения галенита особенно благоприятной оказывается смешанная карбонатно-алюмосиликатная среда (известняково-аркозовые песчаники Учочака, известково-дациевые туффины и конгломераты верхней метасоматической залежи Западной Каптарханы).

Избирательность рудоотложения проявляется повсеместно и в разных масштабах. Очень показательно сопоставление трех месторождений, связанных единствою системы рудоконтролирующих структур — Гайнаккана, Среднего Такели и Учочака. Первое из них размещается в алюмосиликатной среде и является преимущественно мышьяковым, второе — в карбонатной среде — цинковым, и третье — в смешанной карбонатно-алюмосиликатной среде — преимущественно свинцовым. Таким образом, упоминавшийся выше пример избирательного замещения сульфидами цемента и галек конгломератов как бы отражает в миниатюре общие закономерности литологического контроля оруденения в рудном поле.

Большое влияние на состав минеральных комплексов оказывает привнос растворами отдельных компонентов из подстилающих и боковых пород. Так, серпентинизация, обычно свойственная доломитовым породам, на месторождении Сассыкрай широко проявляется в чистых известняках турнейского яруса, что объясняется привносом магния растворами из залегающей неглубоко девонской толщи. Наиболее интенсивное развитие эпидотизации и карбонатизации изверженных пород наблюдается в условиях облегченного привноса окиси кальция — вблизи контактов с известняками в гранитоидах (Гайнаккан) и в порфиритах (Сассыкрай), в дациевых порфирах, залегающих на известняково-кремнистых конглобекциях (Западная Каптархана). Развитию окварцевания способствует вынос кремнезема из боковых (Гайнаккан) или из подстилающих пород (верхняя метасоматическая залежь Западной Каптарханы).

Состав подстилающих пород влияет и на изменение общего характера среды рудоотложения, способствуя развитию того или иного типа рудной минерализации. Так, отдельные случаи повышенных содержаний мышьяка в не свойственной ему карбонатной среде

можно объяснить, учитывая наличие внизу алюмосиликатных пород — порфиритов на нижних горизонтах рудных труб Сассыкская и Западного Такели, дацитовых порфиров под верхней метасоматической залежью Западной Каптарханы и др. Очень показательно также преобладание цинка над свинцом и мышьяком в пологой части нижней метасоматической залежи Западной Каптарханы, которая подстилается карбонатными породами. Приведенные для этого месторождения соотношения рудных компонентов в залежах висячего и лежачего боков некка дацитовых порфиров также показывают, что значение рассматриваемого фактора в рудоразмещении может быть весьма существенным.

Очень важный фактор размещения минеральных комплексов — состав и интенсивность предшествующих стадий послемагматического процесса, влияющих на характер среды минералообразования. Показателем роли этого фактора служит охарактеризованная выше взаимная преемственность рудных образований, выражющаяся в преобладающем замещении сходных по химическому типу более ранних минералов. С другой стороны, происходит изменение физических свойств вмещающих пород в результате развития в них послемагматических минералов. Исследованиями Е. М. Некрасова и С. В. Николаева (1961) на месторождении Замбарак показано, что развитие серицитизации в эфузивных порфирах значительно повышает пористость пород и создает благоприятные условия для размещения сульфидной минерализации. На месторождениях Учочак и Гайнаккан отмечено, что интенсивность вкрапленного сульфидного оруденения находится в прямой зависимости от степени серицитизации вмещающих пород. Не вызывает сомнений, что и другие типы околоврудных изменений (карбонатизация, окварцевание, хлоритизация и др.) оказывают существенное влияние на условия рудоотложения, но вопрос этот остается пока мало изученным.

Охарактеризованные закономерности структурно-литологических условий размещения оруденения приводят к выводу, что оно контролируется рядом взаимосвязанных геологических факторов. Состав и размещение месторождений и рудных участков определяются сочетанием последовательного развития тектонических структур со стадиями послемагматического процесса и по-разному проявляются в различных условиях среды минералообразования, в понятие которой включаются состав вмещающих, боковых и подстилающих пород, а также состав, предшествующий послемагматической минерализации. К факторам локализации отдельных рудных тел относятся морфологические особенности рудовмещающих структур, сочетания их с поперечными трещинами и интрузивными телами, развитие сопряженных, оперяющих и параллельных трещин, местные особенности литологического состава вмещающих пород.

## *Структурные особенности свинцово-цинкового месторождения Уочак*

В Такелийском рудном поле особенно подробно было изучено месторождение Уочак. Результаты детальных исследований в подземных эксплуатационных выработках, излагаемые ниже, позволяют более глубоко понять условия локализации руд во всех месторождениях рудного поля.

### *Строение рудоносных зон*

Рудные тела на месторождении представлены широко распространенными жилами и системами параллельных прожилков. Они приурочены к трещинам скальвания, сопровождающимся хлоритизированной глинкой трения. В редко встречающихся маломощных зонах тектонической брекции присутствуют, кроме того, небольшие гнезда, прожилки и вкрапленность рудных и сопровождающих их жильных минералов, которые могут рассматриваться в качестве минерализованных зон дробления. Во всех рудных телах столбообразные участки богатых свинцово-цинковых руд перемежаются с участками убогих руд.

Руды образовались в результате четырех последовательных стадий минерализации: кварц-пирит-арсенопиритовой, хлорит-гематитовой, кальцит-галенитовой и безрудной кварц-карбонатной. Хлорит-гематитовые прожилки распространены локально, к северу от рудных тел. Кварц-пиритовые с редкой вкрапленностью в них арсенопирита, кальцит-галенитовые жилы и послерудные кварцевые, кальцитовые и изредка баритовые прожилки обычно размещаются в одних и тех же трещинах. Эта последовательность подтверждается наблюдаемыми пересечениями ранних жил поздними.

Рудные зоны располагаются в пределах Уочакского пояса даек северо-восточного направления (рис. 74). Каждая зона представлена несколькими параллельными рудоносными нарушениями на расстоянии 0,1—0,5 м друг от друга. Нарушения прослеживаются на первые сотни метров, а на продолжении их начинаются новые разрывы.

Центральная минерализованная зона протягивается почти на 1 км, ограничиваясь на северо-востоке слаборудоносным разрывом близмеридионального профиля. В восточной части месторождения она приурочена к дайке лабрадорового порфирита, в западной — к нескольким сближенным дайкам диабазового порфирита, обрамляющим дайковый пояс с юга (см. рис. 69).

Северная минерализованная зона вытягивается вдоль северного обрамления дайкового пояса, тяготея к двум наиболее крайним дайкам диабазового порфирита. В отличие от Центральной, эта зона непротяжenna. Слагающие ее нарушения заканчиваются, ограничиваясь в центральной части месторождения разрывом субмеридионального профиля, вмещающим рудные жилы.

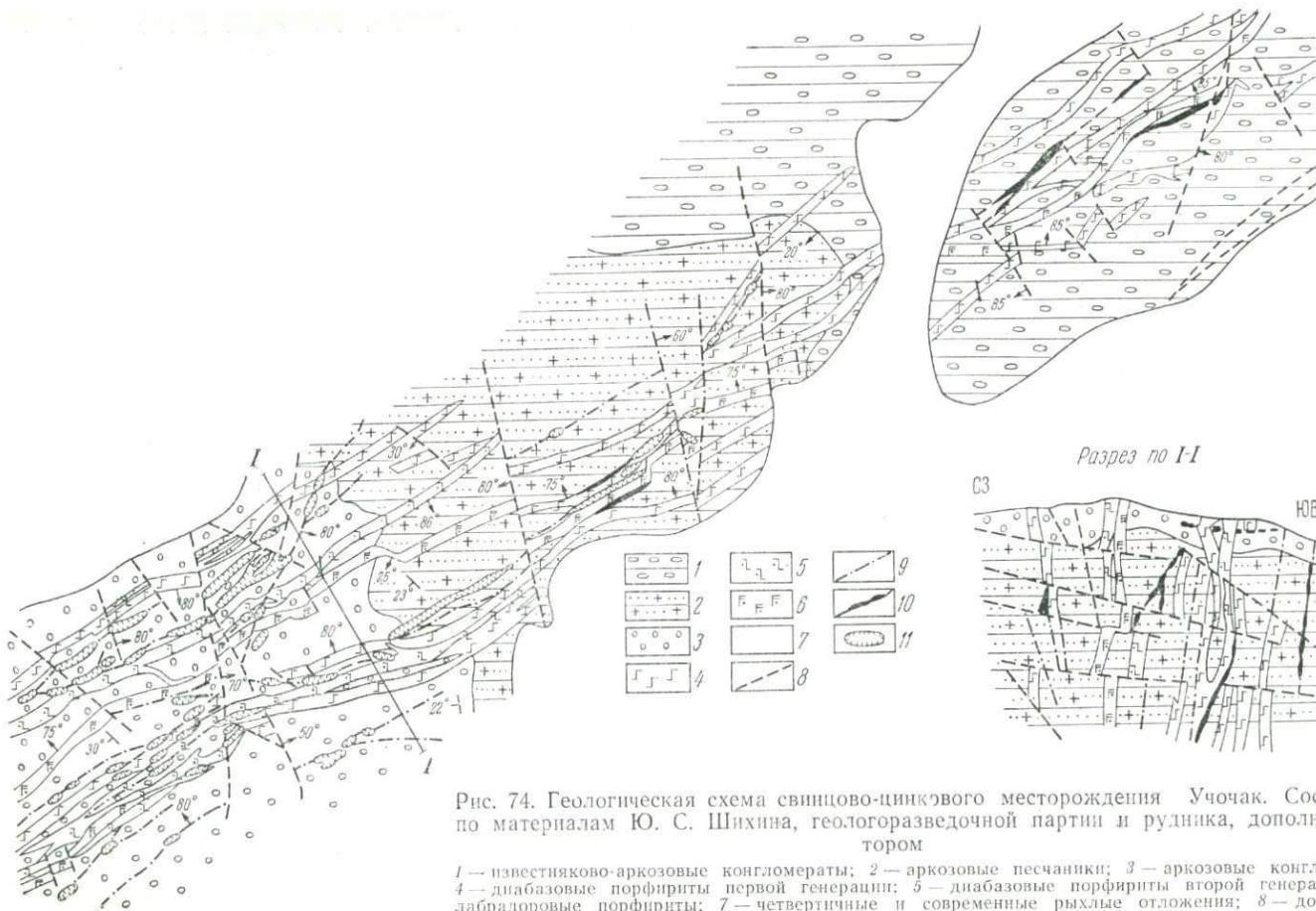


Рис. 74. Геологическая схема свинцово-цинкового месторождения Учок. Составлена по материалам Ю. С. Шихина, геологоразведочной партии и рудника, дополнена автором

1 — известняково-аркозовые конгломераты; 2 — аркозовые песчаники; 3 — аркозовые конгломераты; 4 — диабазовые порфириты первой генерации; 5 — диабазовые порфириты второй генерации; 6 — лабрадоровые порфириты; 7 — четвертичные и современные рыхлые отложения; 8 — додайковые разрывы; 9 — дорудные разрывы; 10 — рудные тела; 11 — контуры древних выработок

Южная минерализованная зона на западе рудоносной площади протягивается южнее пояса даек. Следуя в восточном направлении, она изгибается, отходит от даек и постепенно затухает. Помимо рудовмещающих разрывов северо-восточных простираций, на участке месторождения проявились почти поперечные крутопадающие трещины скальвания или зоны дробления небольшой мощности субмеридионального направления. Кроме них, в толще аркозовых конгломератов и песчаников наблюдаются согласные со слоистостью трещины с азимутом простирания  $290-300^\circ$  и падением на юго-запад под углами  $25-35^\circ$ .

Поперечные разрывы являются наиболее древними на участке месторождения. В пределах рудного поля вдоль них располагаются секущие тела экструзивов, сложенные андезитовыми и дацитовыми порфиритами верхнекаменоугольного возраста. Как было показано автором ранее (Некрасов, 1962<sub>2</sub>), развитие древних поперечных разрывов обусловило ограничение ими даек диабазовых и лабрадоровых порфиритов, рудовмещающих трещин и приуроченных к ним рудных тел. Поперечные разрывы расчленили весь участок месторождения на отдельные блоки, включающие различное количество неодинаково ориентированных даек и жил.

Развитые в пределах блоков рудоносные трещины восточного — северо-восточного простирания, как правило, приурочены к контактам даек диабазовых и лабрадоровых порфиритов. Вследствие слабой изогнутости контактов трещины выдерживаются по простиранию на всем расстоянии между двумя поперечными нарушениями. В ряде случаев аналогичные рудоносные трещины наблюдаются также непосредственно среди аркозовых песчаников и конгломератов.

Рудоносные разрывы сопровождаются хлоритизированной глинистой трещиной средней мощностью в несколько миллиметров. При этом характерно, что по зальбандам сравнительно мощных рудных линз и жил развит тонкий слой глиники трещин, в то время как слабооруденелые участки трещин иногда целиком выполнены глинистой трещиной мощностью в несколько сантиметров.

Разрывы, проявляющиеся в песчаниках и конгломератах, чаще представлены зонами дробления или системами параллельных трещин. Для последних характерна выдержанность лишь крайних ограничивающих трещин, обычно отделяющих зону разрыва от слабо нарушенной породы. Заключенные же между ними первоначально субпараллельные трещины затем резко изгибаются и соединяются с выдержанными трещинами. По контактам даек прослеживаются, как правило, единичные рудоносные трещины, хотя параллельно им нередко протягиваются другие рудоносные разрывы, располагающиеся на расстоянии нескольких метров от первых. Рудные жилы сопровождаются довольно многочисленными, однако непротяженными апофизами, развившимися по боковым оперяющим трещинам.

Таким образом, рудоносные разрывы на всех участках имеют сходные морфологические черты. Резкие изменения наблюдаются при сочленении с ними редких выдержаных крутопадающих трещин скальвания северного — северо-восточного простирания, а также при ограничении их поперечными разрывами и дайками. В первом случае это сочленение двух различно ориентированных

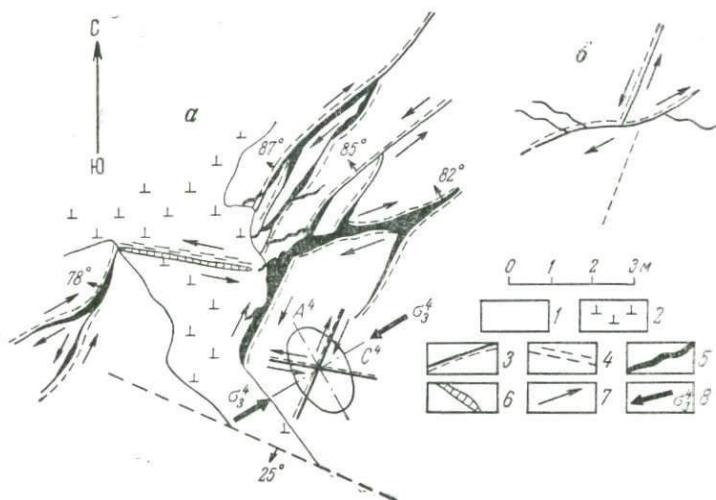


Рис. 75. Схема деформаций около дайки:

α — изменение направления разрыва на контакте поперечной дайки с вмещающей породой; β — обычные для Уочака соотношения главных и оперяющих нарушений  
 1 — аркозовые песчаники; 2 — лабрадоровые порфириты; 3 — трещины скальвания с хлоритизированной глинистой трещиной; 4 — зона рассланцевания; 5 — кальцит-галенитовые прожилки; 6 — прожилки кальцита с единичными вкраплениниками галенита; 7 — направление относительных смещений; 8 — направление частных скимающих усилий

систем параллельных трещин, возникновение тектонической брекции, а во втором — образование многочисленных боковых трещин и нередко разветвление главных.

Наиболее интересно изменение морфологии разрывов при пересечении ими поперечных даек или их апофиз. Как показано на рис. 75, рудоносный разрыв северо-восточного простирания при этом не смешает дайку, хотя в других породах он сопровождается глинистой трещиной, оперяющими трещинами и вмещает жильные тела с характерными для рудоносящих трещин скальвания раздувами и пережимами. В непосредственной близости от дайки руды имеют крастикационную текстуру, а жилы — контакты, припаянные к вмещающим аркозовым песчаникам. Это говорит о затухании перемещений по трещинам и их обычном раскрытии по типу трещин отрыва у самого контакта с дайкой. Жилы проникают в дайку на несколько сантиметров и выклиниваются.

Продолжение рудоносного разрыва в дайке представлено слаб проявленной маломощной зоной рассланцевания, имеющей, однако, западное — северо-западное простирание. На противоположном контакте дайки зона испытывает резкий перегиб и выходит в аркозовый песчаник в виде единичной трещины северного — северо-восточного простирания.

При анализе взаимоотношений даек и трещин было выяснено что дайки служили упором для надвигающегося на нее блока породы по трещине скальвания восточного — северо-восточного направления. В связи с этим вблизи границы двух сред — лабрадоровых порфиритов и песчаников — возникли дополнительные сжимающие усилия, ориентированные в направлении, поперечно к простиранию контакта (см. рис. 75). Эти усилия разрядились образованием в дайке трещин скальвания западного — северо-западного простирания, в то время как основное нарушение, раскрявившееся по типу трещины отрыва, проникло в нее всего на несколько сантиметров.

Очевидно, при пересечении даек разрывными нарушениями в жильных интрузивных телах наиболее легко образуются косо ориентированные трещины скальвания. Они возникают, как уже было сказано, в результате сжимающих усилий (это подтверждается физико-механическими свойствами лабрадоровых и диабазовых порфиритов). Из теории разрушения материалов (Беляев 1953) известно, что при сжатии образцов первоначально закладываются, а затем развиваются линии Чернова — Людерса, являющиеся сдвигами, ориентированными под углом  $45^\circ$  к направлению усилий. Лишь при особых условиях происходит разрушение материала, делящегося на отдельные части продольными (по отношению к направлению приложенного усилия) трещинами отрыва.

Как показали опыты С. В. Николаева, а также Б. П. Беликова (1961), прочность на сжатие лабрадоровых и диабазовых порфиритов составляет соответственно 3280 и 2900 кг, а временное сопротивление на сдвиг колеблется от 81 до 159 кг/см<sup>2</sup>. Прочности на сжатие резко преобладает над времененным сопротивлением дайковых пород на сдвиг. В связи с этим в дайках, служащих упором для развивающихся трещин скальвания, наиболее легко возникают косо ориентированные (по отношению к их простиранию) трещины скальвания, проявляющиеся, видимо, подобно линиям Чернова — Людерса в образце.

Прочностными свойствами дайковых пород, вероятно, во многих случаях могут быть объяснены нередко встречающиеся на других месторождениях резкие перегибы разрывов, наблюдающиеся при переходе их из вмещающих пород в дайки. Такие примеры приведены Мак-Кинстри (1941 г.), который, однако, не анализируя глубоко вопрос, считал причиной изгибов трещин в дайках предломление трещин наподобие луча света на границе вмещающих породы и жильного тела.

Как и рудоносные нарушения в пределах отдельных тектонических блоков, дайки являются в целом выдержаными телами со слабо изогнутыми контактовыми поверхностями. Все это подтверждает, что рудные жилы и дайки различных возрастов использовали при развитии одну и ту же ранее заложенную серию примолинейных трещин.

Дайки образуют узкий пояс, вытягивающийся на десятки километров на северо-восток, далеко за пределы Такелийского рудного поля. При изучении трещиноватости в Карамазарском рудном районе Л. И. Лукин (1955) показал, что прямолинейные трещины северо-восточного направления развились во всех породах района; это, как известно, не характерно для трещин отрыва. Проявление таких нарушений в виде узких пучков, локализовавших дайки диабазовых и лабрадоровых порфиритов, а также жильные тела более ранних кварцевых порфиров, сиенит-порфиров и фельзитов, указывает на значительную протяженность и глубину заложения разрывов, служивших каналами для подъема магмы. Вероятно, разрывы восточного — северо-восточного профиля заложились как трещины скальвания еще до формирования даек. Вместе с тем Учочакский пояс даек, как известно, пересекает различные породы, переходя на востоке из аркозовых конгломератов и песчаников в известняково-кремнистые брекчи, андезитовые и дацитовые порфириты, известники и гранодиориты. При этом, как указывает Ф. Н. Вольфеон (1936), каких-либо перемещений контактов пород дайками не наблюдается.

Детальное изучение непаруженных контактов даек показало, что они всегда как бы прина掸ы к вмещающим породам. В отдельных участках дайки при общей выдержанности жильных тел имеют сложную конфигурацию. Сами участки обладают резкими коленчатыми перегибами и раздувами, контакты которых приурочены к трещинам северного — северо-восточного и северо-западного профиляй. От даек отходят апофизы, вытягивающиеся вдоль трещин, полого падающие на юго-запад. При этом апофизы даек лабрадоровых порфиритов пересекают смешанные части даек диабазовых порфиритов (рис. 76). Апофизы в свою очередь имеют неровные контакты, от них отходят непротяженные тела восточного — северо-восточного профиля, которые иногда примыкают к контакту даек диабазовых порфиритов.

Из этих закономерностей следует, что дайки диабазовых порфиритов при формировании использовали главным образом дизъюнктивные нарушения восточного — северо-восточного направления, приоткрывавшиеся по типу трещин отрыва. Несмотря на за-

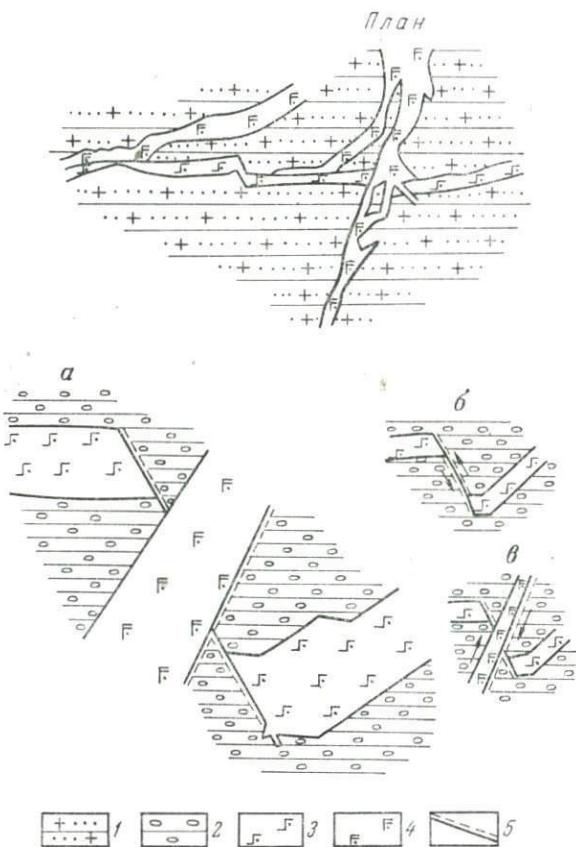


Рис. 76. Пересечение диабазового порфирита субмеридиональной дайкой лабрадорового порфирита:  
а — наблюдающиеся соотношения; б — раздвигание субширотных трещин в образование полостей; в — более поздний сдвиг-раздвиг по трещине субмеридионального простирання  
1 — аркозовые песчаники; 2 — известняково-аркозовые конгломераты; 3 — диабазовые порфириты; 4 — лабрадоровые порфириты; 5 — трещины скальвания

лечивание этих трещин двумя последовательными генерациями диабазовых порфиритов, в дальнейшем то же направление было унаследовано трещинами отрыва, раскрывавшимися при образовании лабрадоровых порфиритов.

По поперечным трещинам в периоды формирования даек проявлялись перемещения. При выяснении этого вопроса особый ин-

терес представляет анализ взаимоотношений даек и их ограничителей, вытягивающихся на северо-запад. Дайки упираются в такие поперечные трещины. С другого бока трещины, несколько в стороне, начинается как бы продолжение «оборванной» дайки. Подтверждением этого положения являются одинаковые мощности обеих «разобщенных» частей дайки. Поэтому в раннюю стадию изучения месторождения предполагалось, что дайки пересекаются и смешаются поздними поперечными трещинами северо-западного и субмеридионального простираций. Однако изучение шлифов, отобранных непосредственно из участков даек, примыкающих к ограничителям, показало, что для них характерна такая же закалка, как и для призальбандовых частей. Кроме того, было обнаружено, что коленообразные изгибы даек, вытягивающиеся вдоль поперечных разрывов, обладают значительно меньшей мощностью, чем их прямолинейные части.

При детальном изучении ряда даек, разобщенных поперечными трещинами с глинкой трения, было выяснено, что трещины не выходят за зальбанды даек, как бы соединяя их разобщенные части. Это объясняется тем, что приоткрывание трещин северо-восточного простирания происходило в результате сдвиговых перемещений по соединяющим их поперечным трещинам, вытягивающимся на северо-запад или субмеридионально (рис. 77). В этом случае поперечные трещины действительно не должны выходить за пределы зальбандов даек. Проявление же маломощных коленообразных изгибов их, видимо, связано с тем, что сдвиговые перемещения сопровождались также слабым приоткрыванием поперечных трещин.

Формирование даек диабазовых и лабрадоровых порфириитов в конце интрузивной деятельности в Карамазаре, по данным И. П. Кушнарева и А. Б. Каждана (1958), происходило в конце верхней перми — начале нижнего триаса. Таким образом, развивающиеся в это время трещины восточного — северо-восточного направления неоднократно приоткрывались по типу трещин отрыва. Однако в процессе оруденения, проявившегося несколько позднее, по трещинам восточного — северо-восточного простирания происходили небольшие движения. Вдоль них развилась хлоритизированная глинка трения и образовалась серия оперяющих трещин скальвания и отрыва. Формирующиеся при этом рудные жилы кварц-кальцит-сфалерит-галенитового состава, относящиеся в основном к третьей стадии минерализации, использовали полости, образующиеся при смешении блоков пород. Они выклинивались в притертых участках трещин. Следовательно, рудовмещающие трещины скальвания развивались, наследуя направления ранних трещин отрыва.

Рудовмещающие трещины формировались между поперечными разрывами, которые влияли на проявление внутрирудных движений. Во многих случаях рудные жилы не только заканчиваются, упираясь в поперечные разрывы, но и проникают в зоны этих на-

рушений. Так, например, при изучении жил одного из участков месторождения выяснилось, что перед поперечной зоной дробления сфалерит-галенитовая жила разветвляется на два прожилка, из которых один выклинивается, упираясь в дорудную глину трения поперечной зоны дробления, вытягивающейся по азимуту 322—330° и падающей на северо-восток под углами 85—87°. Однако

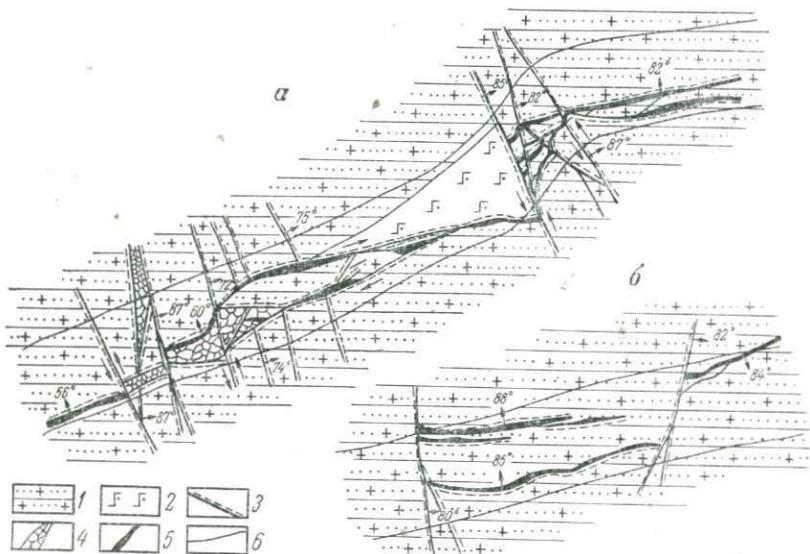


Рис. 77. Элементы внутрирудной тектоники:

*a* — проявление левых внутрирудных сдвигов по трещинам северо-западного простирания; *б* — развитие непротяженных боковых трещин скальвания и отрыва субмеридионального простирания, оперяющих главные поперечные нарушения  
1 — аркозовые песчаники; 2 — диабазовые порфириты; 3 — трещины скальвания; 4 — зоны дроблений; 5 — рудные прожилки; 6 — границы рудной зоны

другой прожилок проникает через глину трения, в свою очередь разветвляясь в зоне дробления и достигая ее лежачего бока, где все прожилки поворачивают влево (к юго-востоку). С лежачего бока рудный прожилок вновь прослеживается до новой поперечной зоны дробления, разветвляется, протягивается на 10—15 см по ее направлению и выходит за лежачий бок, также смещаюсь по правилу левого сдвига.

От поперечных разрывов отходят оперяющие их трещины скальвания северо-восточного простирания. Например, было выявлено, что от многочисленных поперечных разрывов отходят кварц-карбонат-сфалерит-галенитовые прожилки. Они приурочены к трещинам скальвания, простирющимся по азимуту 60—77°. Некоторые из этих трещин заканчиваются по мере удаления от поперечных разрывов, являющихся от отношению к ним главными нарушениями (см. рис. 77). Подобные взаимоотношения характерны

как для круто падающих, так и для полого падающих на юго-запад разрывов, согласных со слоистостью аркозовых песчаников и конгломератов.

Таким образом, движения в процессе минерализации по трещинам скальвания северо-восточного простирания были обусловлены перемещениями по поперечным разрывам. При этом, видимо, проявлялись левые сдвиги, хотя в настоящее время по некоторым из них в результате суммарных перемещений трещины смешены по правилу правого сдвига.

На Учочаке не удалось выяснить влияние поперечных трещин на формирование послерудных кварцевых, кальцитовых и редких баритовых прожилков. Эти прожилки, как и ранние трещины восточного — северо-восточного направления, залегают под очень острым углом к простирианию рудных жил. Нередко наблюдается, что они прослеживаются по контакту рудных жил и пересекают без смещения ранние кварц-кальцит-сфалерит-галенитовые жилы. Разрывы северо-восточного направления, развивавшиеся в процессе оруденения как трещины скальвания, в конце его вновь раскрываются по типу трещин отрыва.

Помимо внутрирудных смещений на месторождении Учочак были выявлены послерудные движения по трещинам, смещающим карбонатные и кварцевые прожилки. Нередко эти движения протекали по трещинам северо-восточного простирания, повторяя, таким образом, додайковые и дорудные направления. При этом послерудные карбонатные прожилки были смешены по правилу правого сдвига на десятки сантиметров.

Из вышеизложенного следует, что при формировании трещины одного направления неоднократно меняют свою генетическую характеристику. Развиваясь в одном из тектонических этапов как трещины отрыва, в другом они представляют собой трещины скальвания, и наоборот. Поперечные нарушения обусловливают как перемещения по трещинам скальвания, заключенным между ними, так и раскрытие их по типу трещин отрыва. В связи с этим в ряде случаев направления внутрирудных движений по трещинам, заключенным между различно ориентированными поперечными нарушениями, могут не совпадать.

### *Направления перемещений в процессе минерализации*

Ранее было показано (Некрасов, 1960<sub>2</sub>), что большинство рудовмещающих трещин северо-восточного простирания в период формирования кварц-кальцит-сфалерит-галенитовых жил являлись взбросо-сдвигами. Северо-западные блоки пород, примыкающие к трещинам, вздымались, одновременно смещаясь в плане к северо-востоку по отношению к юго-восточным блокам. Такие перемещения происходили по трещинам, заключенным между поперечными зонами дробления, вытягивающимися на северо-запад.

Однако в трещинах, начинающихся от редких субмеридиональных нарушений, наиболее мощные раздувы рудных жил оказались ориентированными, как правило, в северо-восточном направлении. Например, от лежачего бока одной слаборудоносной зоны дробления (азимут простирания 352–354°, угол падения около 60° на северо-восток) по азимуту 55–60° отходит серия трещин скальвания, сопровождающихся маломощными прожилками кальцит-галенитового состава. Эти трещины резко изгибаются и

соединяются в одну, вытягивающуюся по азимуту 25–42°. К ней приурочена жила мощностью до 10 см, увеличивающаяся при соединении с другой трещиной северо-восточного простирания. Образование жилы в данном случае могло сопровождаться лишь перемещениями пород по рудовмещающей трещине по типу левого сдвига в плане. В соответствии с указанными направлениями движений в период оруденения в висячем и лежачем боках ее образовались субширотные оперяющие трещины скальвания, по

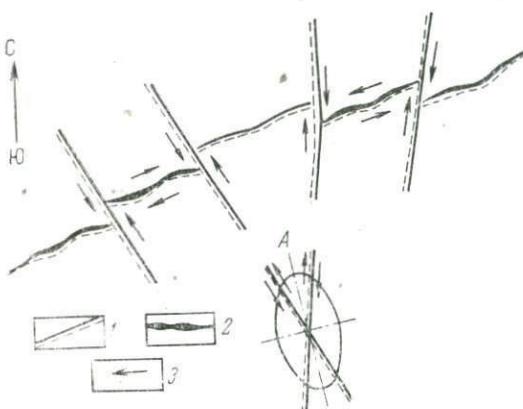


Рис. 78. Схема внутрирудных смещений по трещинам субмеридионального простирания, оперяющим сопряженные поперечные взбросо-сдвиги.  
1 — трещины скальвания; 2 — раздувы рудных жил; 3 — направления относительных смещений

которым развились прожилки кальцит-галенит-сфалеритового состава. Подобные направления движений в процессе минерализации являются противоположными в плане по отношению к ранее рассмотренным.

Рудовмещающие трещины, примыкающие к субмеридиональным нарушениям, начинаются вновь справа от места ограничения. Поскольку субмеридиональные нарушения сопровождаются жильными телами того же состава, что и рудовмещающие трещины, можно полагать, что по рассматриваемым поперечным разрывам в процессе формирования рудных тел проявлялись движения по типу правого сдвига.

Неодинаковые направления перемещений по дизъюнктивным нарушениям северо-западного и субмеридионального простираций привели к разнонаправленным движениям и по рудовмещающим трещинам, отходящим от поперечных нарушений (рис. 78). Очевидно, что на месторождении Учач, расщепленном поперечными нарушениями, происходили блоковые движения. При этом исходя из имеющихся данных можно считать, что тектонические блоки трехгранной формы, заключенные между разрывами, простираю-

щимися субмеридионально и на северо-запад (с вершиной, направленной к северу), выдвигались в южном направлении по отношению к соседним блокам; расположенные же между разрывами северо-западного простирания — ступенчато смешались к северу. Перемещения клинообразных блоков на месторождении Учочак по разрывам северо-западного и субмеридионального направлений служат показателем сопряженности последних нарушений, а следовательно, — тектонической напряженности в пределах рудоносного участка. Применяя понятие эллипсоида деформации, можно считать, что его длинная ось А была ориентирована в северном — северо-западном направлении.

В этом случае для рудоносного участка рассматривается сопряженность лишь рудоконтролирующих нарушений, находящихся в положении сопряженных сдвигов. Рудовмещающие же трещины северо-восточного простирания, которые заключены в отдельных блоках и характеризуются разнонаправленными в плане внутрирудными движениями, следует считать оперяющими трещинами скальвания второго порядка по отношению к главным разрывам, ограничивающим блоки.

Возможно, для месторождений типа Учочак, с блоковым строением, не следует устанавливать ориентировку эллипсоида деформации по взаимоотношению трещин в пределах какого-либо одного блока. В свое время это было показано нами на примере месторождения Тарыэкан (Некрасов, 1962).

Установление разнонаправленности перемещений по рудовмещающим трещинам способствует выявлению закономерностей локализации рудных столбов. Так, в частности, на Учочаке и на месторождении Тарыэкан рудные столбы в одних блоках приурочены к участкам трещин субширотного, а в других — северо-восточного простирания.

#### Условия локализации рудных столбов

При изучении рудных столбов необходимо учитывать, с одной стороны, условия локализации, размещения рудного столба или, по выражению В. М. Крейтера (1956), «структурную ловушку», а с другой — факторы, способствующие обособлению рудного вещества в пределах этой «ловушки». По условиям локализации или размещения рудных столбов на месторождении Учочак нами было выделено четыре типа рудных столбов, приуроченных к изгибам и сопряжениям рудоносных трещин, а также к ограничениям их поперечными разрывами и дайками (рис. 79).

Как указывалось, локализация первых двух типов обусловлена главным образом структурными факторами: образованием полостей в изогнутом участке трещины скальвания или между сочленяющимися трещинами, где полости образуются в результате дробления породы между трещинами. Размещение двух последних типов рудных столбов на границе различных сред (такой сре-

дой служила также тектоническая глиника трения поперечных разрывов) зависело от физико-механических свойств контактирующих пород. В локализации этих рудных столбов отчетливо вырисовывалось экранирующее влияние даек и глиники трения поперечных

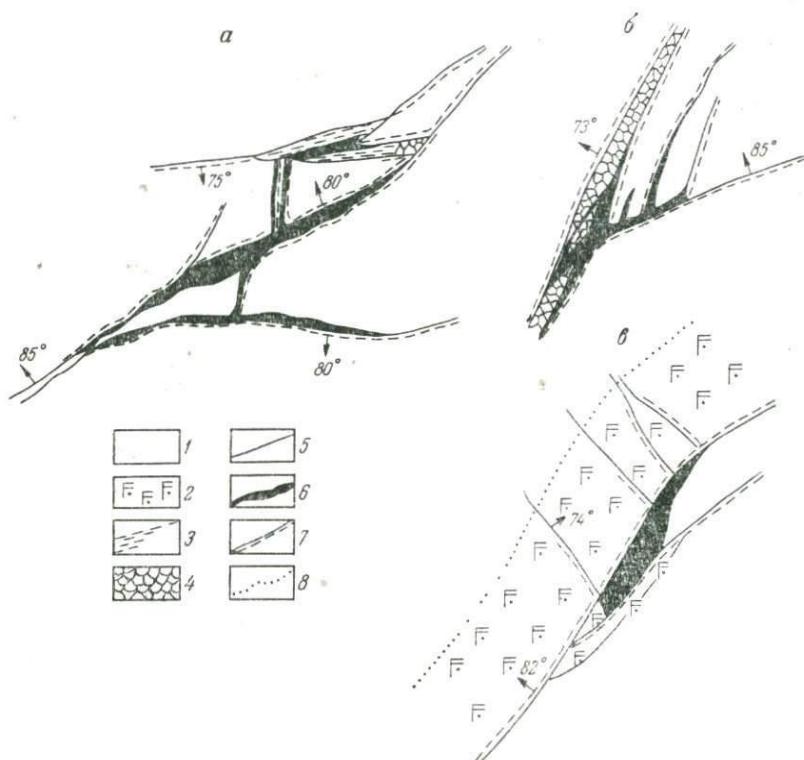


Рис. 79. Примеры обогащенных участков рудных тел на месторождении Учочак (план).

Рудные столбы: а — приуроченные к полостям в изогнутых участках трещин скальвания; б — сформировавшиеся в связи с проявлением полостей и тектонической брекции между сочленяющимися (сопряженными) трещинами; в — возникающие при экранировании рудоносных растворов поперечными дайками и развитии воллизи них дополнительной сети трещин

1 — аркозовые песчаники и конгломераты; 2 — лабрадоровые порфиры; 3 — хлоритизированная глина трения; 4 — дробленая порода; 5 — непротяженные трещины; 6 — кварц-кальцит-сфалерит-галенитовые прожилки и жилы; 7 — трещины скальвания; 8 — контакты пород

разрывов, хотя с поперечными дайками связывалось также проявление дополнительной системы рудоносных трещин. Таким образом, рудные столбы четырех типов приурочиваются только к тем участкам рудоносных разрывов, которые отличаются наиболее сложной морфологией и строением.

При изучении рудных столбов на Учочаке (а также на других жильных свинцово-цинковых месторождениях) было выяснено, что

в обособлении минерального вещества в рудных столбах тектоническая глиняка трения играет более существенную роль, чем предполагалось ранее. Она заполняет полости в разрывах, по которым происходят унаследованные перемещения пород. Первоначально это было установлено в послерудных нарушениях, сместивших на Учочаке два кварц-карбонатных прожилка более чем на 50 см

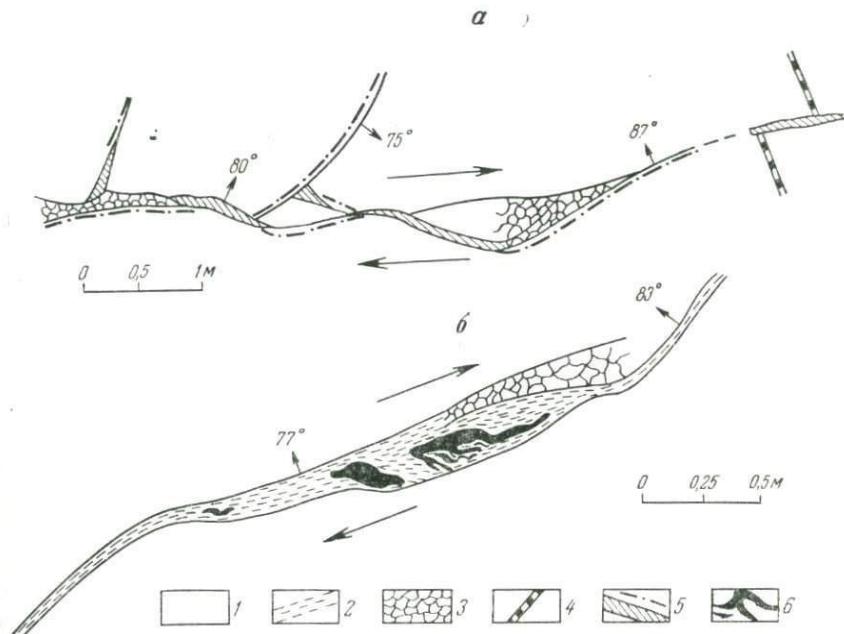


Рис. 80. Накопление неминерализованной глиники трения в приоткрытых участках послерудной трещины скальвания

1 — аркозовые конгломераты; 2 — хлоритизированная глиника трения; 3 — дробленая порода; 4 — кварц-карбонатные прожилки; 5 — неминерализованная вязкая глиника трения; 6 — гнезда галенита

в плане по правилу правого сдвига. При этом в субширотных участках трещины развиты линзы неминерализованной, пластичной, бурой глиники трения мощностью до 10—12 см (рис. 80). На северо-восточных участках трещины мощность слоя такой глиники составляла первые миллиметры.

Дальнейшее изучение показало, что в одной из рудоносных трещин скальвания на субширотном интервале вместо ожидаемого рудного столба была обнаружена протяженная линза хлоритизированной глиники трения. В ней заключены гнезда галенита с отходящими от них ветвящимися апофизами, которые как бы обволакиваются слоями дорудной глиники трения (см. рис. 80, б). По Рудоносной трещине, расположенной между поперечными разрывами северо-западного простирания, во время формирования руд-

ных жил происходили перемещения типа правого сдвига. В результате вдоль трещины произошло раскрытие субширотной полости, которая заполнилась не рудным веществом, как следовало бы ожидать, а уже существовавшей к тому времени дорудной глинкой трения. Она была, видимо, выжата в полость как пластичный материал.

Аналогичные линзы дорудной глиники трения в раскрывавшихся трещинных полостях были обнаружены также на месторождении Замбарак. Это явление, весьма редкое, встречается в том случае, когда вдоль трещины развит сравнительно мощный слой глиники трения, образовавшийся до проникновения в трещину рудоносных растворов. В рассмотренных примерах глинка трения выступает как своеобразная глинистая «пробка», барьер, экранирующий гидротермальный раствор. При этом возникает, как указывает Д. С. Коржинский (1947), фильтрационный эффект, заключающийся в том, что глинка трения не пропускает находящиеся в растворе металлические компоненты, являясь в то же время проницаемой для самого раствора.

Теми же свойствами обладает глинка трения в притертых участках трещин скальвания, между которыми на изгибе образуются полости, обусловливающие размещение рудных столбов. Трещинные полости оказываются как бы оконтуренными на флангах и по восстанию глинистым веществом. Этими особенностями, видимо, определяется столбообразная форма скоплений богатых руд, вытягивающихся на глубину или склоняющихся под каким-то углом в продольном разрезе (рис. 81). Развитие глинистых «пробок» на глубоких горизонтах рудовмещающих трещин, по-видимому, обуславливает выклинивание богатых руд по падению. При этом (при детальном оконтуривании скоплений богатых руд) почти всегда удается наблюдать, как от рудного столба отходят тонкие «ножки» сравнительно богатых руд. Выполненные ими участки разрывов могли служить каналами для гидротермальных растворов, попадающих в полости, экранированные глинистым веществом почти всюду как по простианию, так и по падению. Следовательно, образование богатых руд происходило из медленно просачивавшихся растворов, которые находились в термодинамической обстановке, резко отличной по сравнению с другими участками той же рудоносной трещины.

Действительно, в полостях, явившихся областями пониженного давления, происходило вскипание растворителя (Бетехтин, 1953), изменение температуры и концентрации компонентов в растворе, а также образование в нем конвекционных потоков, которые неминуемо возникали в результате резкого падения скорости просачивания раствора перед глинистым экраном.

Подобное экранирование на Учочаке характерно также для рудных столбов, размещающихся в участках сочленения сопряженных трещин скальвания. Эти трещины обычно служат границами рудных столбов и образуют в пространстве двугранный угол,

в вершине которого и отлагаются богатые руды. Сочленяющиеся трещины сопровождаются тонким слоем глины трения. В этом случае гидротермальные растворы, попавшие в пределы такого двугранного угла, видимо, также экранировались глинистым веществом. Наличие же полостей в тектонической брекции и мелкой тре-

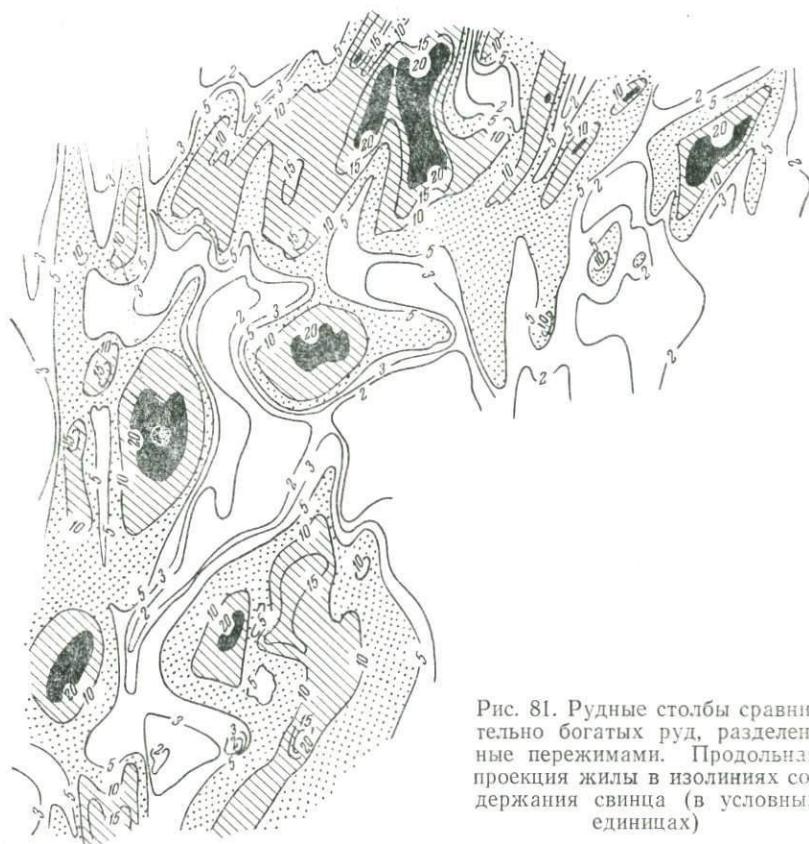


Рис. 81. Рудные столбы сравнительно богатых руд, разделенные пережимами. Продольная проекция жилы в изолиниях содержания свинца (в условных единицах)

щиноватости в участках сочленения сопрягающихся трещин приводило также к резкому изменению термодинамической обстановки. Экранирующая роль даек и глиники трения поперечных разрывов в настоящее время достаточно хорошо известна.

На месторождении Учоак рудовмещающие трещины при приближении к поперечным элементам структуры не испытывают каких-либо существенных морфологических изменений. Лишь непосредственно у ограничителей наблюдаются оперяющие трещины, а также дополнительная трещиноватость и увеличение мощности зоны рудовмещающего разрыва. Кроме того, как уже было показано, рудовмещающие трещины непосредственно на контакте с по-

перечной дайкой изгибаются и прослеживаются в ней в виде очень маломощной зоны рассланцевания западного — северо-западного простирия.

Таким образом, существенные морфологические изменения связываются с проявлением рудоносных разрывов на контакте двух сред, различающихся главным образом физико-механическими свойствами. Последние обусловливают резкое изменение параметров поступающих гидротермальных растворов, затормаживающих перед экраном, представляющим собой глинку трения поперечного нарушения или поперечную дайку. Это приводит к обособлению богатых руд.

### ТОКМАКСКАЯ МИНЕРАЛИЗОВАННАЯ ЗОНА

Первые исследования на Токмаке проводились А. В. Королевым (1928, 1935), С. Ф. Машковцевым (1935<sub>1</sub>) и А. С. Уклонским. Площадь сложена преимущественно гранодиоритами и эфузивными породами акчинской свиты. По их контакту с гранодиоритами прослеживается крупный Токмакский разлом, вдоль которого вытягиваются полосы известняков верхнего девона — нижнего карбона (рис. 82).

Кураминские гранодиориты, обнажающиеся в пределах рудоносной площади, меняют свой состав до гранитов и сиенитов. Они включают многочисленные шлиры аплитов и кварц-микроклин-мусковитовых пегматитов. Аплиты и пегматиты, кроме того, слагают в гранодиоритах маломощные жилы.

Из эфузивных пород в основном развиты андезито-дацитовые порфиры и их туфоловы, реже встречаются дацитовые порфиры. Андезито-дацитовые порфиры — это плотные серовато-зеленые породы с порфировидной структурой, состоящие из плагиоклаза (андезин № 38—44 во вкраепленниках и № 32—36 в основной массе), калиевого полевого шпата, биотита, роговой обманки и кварца. Аксессорные минералы — циркон, апатит, сфен, титаномагнетит, лейкоксен; вторичные — эпидот, хлорит, карбонат и серицит. Структура основной массы близка к офитовой, на отдельных же участках — к фельзитовой. Андезито-дацитовые порфиры распространены в основном в юго-западной части площади.

Туфоловы андезито-дацитовых порфириров включают многочисленные оплавленные зерна и обломки кварца, пород андезито-дацитового состава, кристаллы полевых шпатов, а также пластинки биотита и роговой обманки, нацело опацитизированные. Размер обломков от долей миллиметра до первых сантиметров. Мелкозернистая основная масса породы обогащена магнетитом, располагающимся тонкими полосками по флюидальности породы. Помимо обломков, туфоловы местами содержат вулканические бомбы размером до 0,7 м и вулканический песок.

Дацитовые порфиры имеют с гранодиоритами нормальный интрузивный контакт. К югу они постепенно переходят в андезито-

дацитовые порфириты и их туфолавы. По-видимому, дацитовые порфиры являются последними порциями магмы, заполнившими трещины, служившие каналом для излияния андезито-дацитовых порфиритов и их туфолов. Дацитовые порфиры имеют порфировую структуру и бурый цвет. Вкрапленники представлены андезином (№ 32—34) и калиевым полевым шпатом, реже кварцем, биотитом и роговой обманкой. Основная масса фельзитовой структуры со-

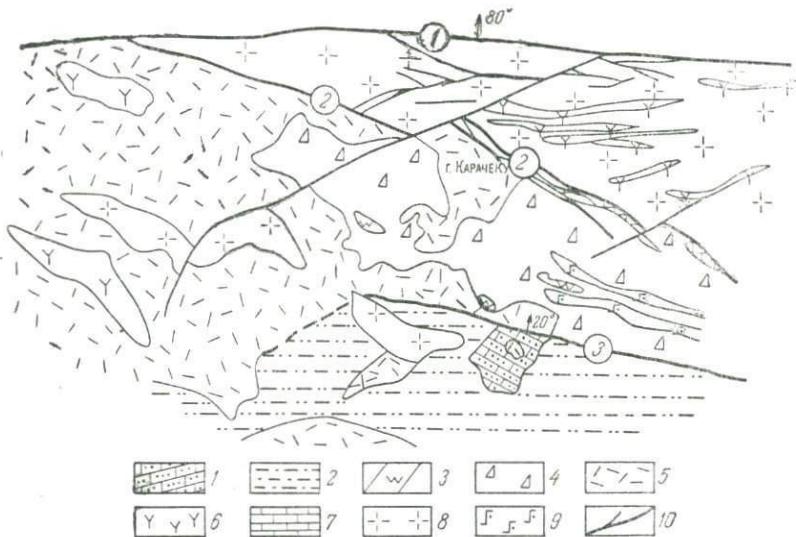


Рис. 82. Геологическая схема Токмакской минерализованной зоны  
1 — известняки, песчанистые известняки, известковистые песчаники палеогеновые; 2 — пески и глины меловые; 3 — вторичные кварциты; 4 — алунитизация; 5 — дацитовые порфириты Каракечу; 6 — андезитовые порфириты; 7 — известняки верхнего девона — нижнего карбона; 8 — кураминские гранодиориты; 9 — диабазовые порфириты; 10 — разломы (1 — Диагональный, 2 — Токмакский, 3 — Альпийский надвиг)

стоит из калиевого полевого шпата, олигоклаза, кварца и биотита. Аксессорные минералы — титаномагнетит, сфен, циркон, апатит; вторичные — эпидот, хлорит, серицит, карбонат.

В центральной части рудного поля среди эфузивной толщи отчетливо выделяются массивы темно-зеленых дацитовых порфиров, резко отличающихся от бурых и серых по цвету и структуре. В районе алунитового месторождения Токмак ими сложена высокая конусообразная гора Каракечу, по-видимому являющаяся некром с крутыми обрывистыми склонами, отчетливо выступающая на предгорном холмистом рельефе. С севера гора обрывается Токмакским разломом, с остальных сторон окружена ореолами освещенных пород. Темно-зеленые дацитовые порфириты имеют порфировую структуру с большим количеством вкрапленников калиевого полевого шпата, плагиоклаза, реже кварца. Они отличаются от бурых порфиров более крупным размером вкрапленников,

обязательным присутствием порфировых выделений калиевого полевого шиата, более светлой и лучше раскристаллизованной основной массой.

На южных и юго-западных контактах Каракецинского массива прослеживаются участки лавобрекчий и туфов, в которых основной массой служит зеленый дацитовый порфир, а обломки представлены андезитовым порфиритом и бурым дацитовым порфиrom. Аналогичные породы встречены также южнее Токмакского разлома. Наличие в краевой части их выходов типичных лавобрекчий с обломками всех эффузивных пород позволяют считать их гипабиссальными интрузиями.

Эффузивные породы подвержены гидротермальному изменению, захватившему огромные площади. Зоны измененных пород мощностью от 1 м до нескольких сот метров имеют сложное строение и вытянуты в субширотном направлении на многие километры, в общем следуя направлению Токмакского разлома.

Гранодиориты, эффузивы и известняки пересекаются дайками. По Б. О. Андерсону, внедрение даск протекало в следующем порядке: гранодиорит-порфиры, кварц-биотитовые диоритовые порфиры, фельзиты и кварцевые порфиры, диабазовые порфиры.

Наиболее широко развиты измененные породы в восточной части и на юго-западе месторождения. На юг от некка Каракеку ореол осветленных пород достигает ширины 100—200 м, а на юговосток и восток 800—1000 м. Кроме того, в районе Бегулы и Джангалыка встречаются отдельные поля и небольшие участки аналогичных пород. С поверхности породы интенсивно каолинизированы и алунитизированы. По мнению Б. О. Андерсона и В. В. Архангельской, это изменение пород связано с вулканической деятельностью, проявившейся до внедрения малых интрузий.

На глубине гидротермальное изменение пород выражается в пиритизации, гематитизации и образовании вторичных кварцитов с высоким содержанием алунита (табл. 28) вблизи разломов. Кварциты обособляются в виде мощных полос широтного, северо-восточного и северо-западного направлений. Глубина распространения алунитизации 40—50 м. Кроме алунита, в освещенной зоне отмечены каолинит, ярозит, патриевые квасцы и гипс. Выделяются две разновидности алунита: 1) белый с желтоватым оттенком, об-

Таблица 28  
Химический состав алунитов

| Номер пробы | SiO <sub>2</sub> | MnO  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | П.п.п. | CaO  | MgO  | S    | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | TiO <sub>2</sub> |
|-------------|------------------|------|--------------------------------|--------------------------------|------|--------|------|------|------|-------------------------------|------------------|
| 16.500      | 43,69            | 0,00 | 35,3                           | 0,10                           | 0,58 | 12,32  | 1,06 | 0,29 | 1,47 | 0,58                          | 0,03             |
| 16.532      | 42,81            | 0,00 | 38,4                           | 0,56                           | 0,07 | 11,14  | 1,41 | 0,00 | 0,46 | 0,54                          | 0,01             |

Отношение калия к натрию 5:1.

разует равномерно рассеянную вкрапленность, реже землистые массы; 2) светло-розовый, преимущественно в виде прожилков мощностью до 3 см.

Каолинит образует маломощные прожилки и линзы мощностью до 4 м. Обычно он светло-зеленый с пятнами черного цвета. Кроме того, встречаются землистые массы с пирофиллитом и галлуазитом.

В западной части рудного поля среди осветленных пород выделяются пятна гематитизированных андезитовых порфириотов с основной массой, пропитанной гематитом. Иногда наблюдаются небольшие линзы и прожилки крупночешуйчатого гематита и светло-зеленого каолинита мощностью до 1 см.

Резко выделяясь в рельефе среди осветленных пород, в широтном направлении протягиваются полосы и мощные линзы сильно окварцованных пород типа вторичных кварцитов. Южнее Токмакского разлома они образуют тело мощностью 30—40 м с падением на юг под углами 80—85°, быстро выклинивающиеся в восточном направлении. Структура породы порфировая. Основная масса кварцевого состава. Эти окварцованные породы образовались за счет андезито-дацитов и их туфов. Кварциты минерализованы се-рицитом, пирофиллитом, альунитом и ширитом. Химический состав кварцита следующий (проба 16334):  $\text{SiO}_2$  73,08%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,93%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16,65%;  $\text{CaO}$  0,93%;  $\text{MgO}$  0,13%;  $\text{TiO}_2$  0,03%; п.п.п. 3,51%;  $\text{MnO}$  0,02%;  $\text{S}$  0,68%;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,20%;  $\text{K}_2\text{O}$  2,26%.

Гранодиорит-порфиры — это темно-серая порфировидная порода, вкрапленники которой представлены андезином № 34, микроклином, биотитом и кварцем. Основная масса сложена мелкими зернами олигоклаз-андезина, калиевого полевого шпата, кварца, биотита и имеет микрогранитовую, а иногда близкую к фельзитовой структуру. Аксессорные минералы — циркон, сфеин, апатит, магнетит; вторичные — эпидот, хлорит, серицит, альбит.

Кварц-биотитовые диоритовые порфириты — плотная порода порфировидной структуры. Вкрапленники образованы андезином (№ 38—44) и биотитом. Основная масса сложена мелкими зернами андезина (№ 34—36), калиевого полевого шпата, биотита, роговой обманки и кварца. Аксессорные минералы — циркон, апатит, сфеин; вторичные — эпидот, карбонат, серицит. Кварц-биотитовые диоритовые порфириты, так же как и гранодиорит-порфиры, слагают дайки северо-восточного и широтного простираний, характеризуются очень сложным коленчатым строением и невыдержанностью элементов залегания.

Кварцевые порфиры и фельзиты сложны по форме, не выдержаны по мощности. Представляют собой две фации одной породы, на что указывают постепенные переходы между ними. Фельзиты часто слагают зальбанды мощных даек кварцевых порфиров, либо маломощные дайковые тела. В кварцевых порфирах присутствуют вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата и кислого пла-гиоклаза. В фельзитовых разностях порфировые выделения либо

отсутствуют, либо очень редки. Кварцевые порфиры и фельзиты имеют фельзитовую структуру основной массы, состоящую из калиевого полевого шпата, кварца и кислого плагиоклаза. Флюидальность в породах параллельна kontaktам и обычно наиболее четко проявляется в приконтактовых частях даек.

Диабазовые порфириты представлены очень плотной мелкозернистой породой офитовой структуры, включающей миндалины кальцита. Состоит из основных плагиоклазов, нацело замещенных альбитом и карбонатом, а также из темноцветных, располагающихся в интерстициях кристаллов плагиоклазов и замещенных хлоритом и карбонатом. Из акцессорных минералов установлены сфен, рутил, апатит, циркон.

### *Структура зоны*

Токмакский разлом является основной рудоконтролирующей структурой площади. Простижение его  $75-80^\circ$ , падение на северо-запад под углами  $75-85^\circ$ . Зона разлома развивается и смещается более поздними нарушениями северо-восточного и меридионального направлений. По отдельным таким нарушениям амплитуды перемещения составляют около 300 м. В западной части Токмакский разлом смещен по Диагональному разлому. Токмакский разлом представляет собой мощную полосу катаклазированных и гидротермально измененных пород, включающих удлиненные пластинообразные блоки известняков верхнего девона — нижнего карбона, большое количество даек различного состава, кварцевые, баритовые и сульфидные прожилковые и жильные зоны. Блоки известняков достигают в длину первых сотен, а в ширину первых десятков метров; породы мраморизованы, скарнированы, местами хлоритизированы и несут вкрапленность пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, гематита, висмута и других минералов. В известняках, прорванных гранитоидами, местами сохранились слоистость и маломощные прослои сланцев, интенсивно окварцованных. Направление слоистости  $310-312^\circ$ , падение на северо-восток под углом  $86^\circ$ . Известняки и сланцы интенсивно гофрированы.

Известняковые блоки наблюдаются на всем протяжении Токмакского разлома и за пределами площади. Исследования Ф. И. Вольфсона, Е. П. Сонюшкина и Н. С. Горшкова показали, что они представляют собой блоки, выжатые вдоль Токмакского разлома путем пластического течения известняков, залегающих под эфузивами, при надвигании гранодиоритов на дацитовые порфиры.

На площади алунитового месторождения разлом проходит в гранодиоритах. Здесь известняковые блоки местами имеют интрузивный контакт с гранодиоритами, свидетельствующий о том, что появление известняков в разломе на отдельных его интервалах обязано не только их пластическому выжиманию, но и просадке

известняковых блоков кровли во время внедрения кураминских гранодиоритов. Об этом же свидетельствуют многочисленные ксенолиты известняков в гранодиоритах вдоль разлома.

Дайки в Токмакском разломе характеризуются очень сложной формой, особенно дайки кварцевых порфиров и фельзитов, для которых характерны ломаные контакты, коленчатые уступы, постоянные изменения мощностей и элементов залегания, а также выклинивания и разветвленность. Сложная морфология даек, видимо, обусловлена додайковой трещиноватостью и обстановкой растяжения в период их внедрения. Это подтверждается также отсутствием смещений по контактам даек. Как отметил Ф. И. Вольфсон, последующие предрудные деформации приводили, с одной стороны, к обмятию вмещающих пород вокруг мощных дайковых тел, с другой — к проявлению пластических деформаций в самих дайках, в случае их малых мощностей.

Кварцевые жилы и жильные зоны разлома на поверхности обычно тяготеют к контактам известняковых пластин либо даек с вмещающими породами. Они характеризуются относительно небольшой протяженностью и мощностью и, как правило, приурочены к дорудным тектоническим швам или зонам рассланцевания.

Западнее Карабеку от Токмакского разлома в широтном направлении отходит мощная крутопадающая зона рассланцевания с приуроченными к ней дайками кварцевых порфиров и фельзитов. Она прослеживается на расстоянии свыше 1 км и накладывается на более древнюю тектоническую зону контакта гранодиоритов с дацитовыми порфирами. К востоку от зоны рассланцевания располагаются два разрыва — Штольневый и Северный, являющиеся как бы кулисой по отношению к отмеченной зоне рассланцевания.

Штольневый разлом несет сульфидную минерализацию, протягивается по всей площади месторождения среди эфузивов. Общее падение его на юг. Разлом представлен дорудной тектонической глинкой мощностью до 0,5—0,7 м и рассланцеванием и претерпевает изгиб, меняя свое простирание с СЗ 282° через широтное на СВ 68°. Этот изгиб повторяется на верхнем и среднем горизонтах (рис. 83). При этом с глубиной заметно уменьшается угол падения разлома с 78—84 на 72—50° на юг. От Штольневого разлома отходят многочисленные трещины оперения, сосредоточенные в основном в пределах изгиба. Среди оперяющих трещин наиболее отчетливо выделяются две системы: северо-западного направления с крутым падением на северо-восток и северо-восточного с крутым падением на северо-запад. В небольшом количестве также развиты субширотные, параллельные Штольневому разлому, и субмеридиональные разрывные нарушения.

Трещины северо-западного направления характеризуются интенсивным проявлением хлоритизации, наличием дорудной тектонической глинки, жил и прожилков кварца, сульфидов и барита, многие из которых в местах стыков со Штольневым разломом изгибаются и следуют вдоль него. Разрывы обычно искривляются по

простиранию, причем в участках искривления минерализация наиболее интенсивна.

Трешины северо-восточного направления выполнены хлоритом и сульфидами, тектонической глинкой, но они существенно отличаются от трещин северо-западного простирания четкой прямолинейностью, отсутствием вдоль них мощных зон хлоритизации, а также жил и прожилков.

Северный разлом в западной части параллелен Штольневому, в восточной — примыкает к нему на участке его искривления, со-

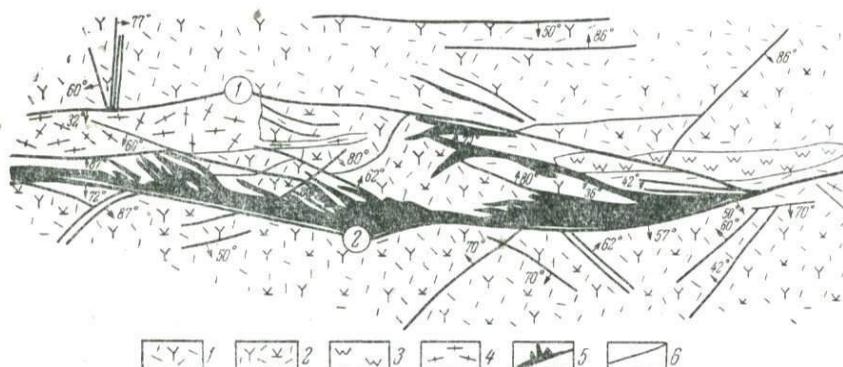


Рис. 83. Схематический план среднего горизонта. Составлен В. В. Архангельской

1 — андезито-дацитовые порфириты и их туфоловы; 2 — измененные андезито-дацитовые порфириты и туфоловы; 3 — кварциты; 4 — кварцевые порфиры; 5 — рудные тела; 6 — тектонические трещины и разломы (1 — Северный, 2 — Штольневый)

впадая на верхнем горизонте с дайкой кварцевого порфира. По характеру выполнения разлом аналогичен Штольневому, но минерализация здесь незначительна. Северный разлом и параллельные ему субширотные трещины ограничивают развитие рудных жильных зон северо-западного простирания.

В южной части площади наблюдается Альпийский надвиг, по которому верхнепалеозойские эфузивы надвинуты на мезо-кайнозойскую осадочную толщу.

### Морфология и генезис рудных тел

На месторождении подземными горными выработками вскрыто рудное тело, приуроченное к Штольневому разлому. Остальные жилы и прожилки (на дневной поверхности) представлены главным образом кварцем, хлоритом, пиритом, гематитом с подчиненным развитием халькопирита и других минералов. Рудное тело представляет линзообразную залежь, размещающуюся в изгибе разлома (см. рис. 83). От основной залежи отходит несколько маломощных апофиз, выполняющих трещины северо-западного про-

стирания и ограничивающихся субширотными трещинами. На нижних горизонтах строение рудного тела несколько усложняется в связи с появлением в изгибе разлома искривления третьего порядка, в результате которого рудное тело как бы пережимается. Характерно общее увеличение мощности на нижнем горизонте, что, видимо, связано с уменьшением угла падения Штольневого разлома и взбросо-сдвиговыми перемещениями, обусловившими приоткрывание более пологих интервалов.

Руды относятся к широко распространенному в Карамазаре барит-полиметаллическому типу (табл. 29).

Таблица 29  
Минеральный состав руд

| Группа минералов | Широко распространенные                         | Распространенные                                                                    | Редко встречающиеся                              |
|------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|
| Рудные           | Пирит, гематит                                  | Халькопирит, галенит, сфалерит                                                      | Висмутин                                         |
| Жильные          | Кварц, хлорит, серицит                          | Барит, карбонаты, полевые шпаты (адуляр, альбит)                                    |                                                  |
| Гипергенные      | Гидроокислы железа и марганца, ярозит, каолинит | Плюмбоязозит, кальцит, гипс, малахит, брошантит, церуссит, азурит, борнит, ковеллин | Куприте, сульфаты железа и меди, висмутовые охры |

Эти минералы слагают следующие ассоциации (в порядке их формирования): 1) кварц-серцицит-пирит-висмутиновую, 2) кварц-серцицит-халькопирит-сфалерит-галенит-пирит-хлоритовую, 3) кварц-гематит-хлорит-карбонатную (сидерит), 4) барит-карбонат-галенит-халькопиритовую, 5) альбит-адуляр-кальцит-кварцевую.

Кварц-серцицит-пирит-висмутиновая ассоциация характеризуется значительным развитием кварца и пирита, в меньших количествах присутствуют серцицит и хлорит и в небольших количествах висмутин. Она распространена вдоль Штольневого разлома и его северо-западных апофиз, локализуясь в виде гнездообразных участков или полос брекчий, где служит цементом обломков измененных эффузивов.

Пирит, слагающий кубические или пентагондодекаэдрические кристаллы размером до 1 см, часто содержит мельчайшие зерна кварца и еще более мелкие включения висмутина, изредка образующего тончайшие прожилки, в которых ассоциирует с кварцем, гематитом и хлоритом. Спектральным анализом (выполнен Л. Н. Индиченко) в пирите обнаружены As, Cu, Co, Ni и Bi. Химическим

анализом (произведен Б. М. Елоевым) установлены в нем следы золота. Кварц, ассоциирующий с пиритом, слагает неравномерно-зернистый агрегат с чешуйками хлорита, по своим оптическим свойствам близкого к шамозиту.

Вторая ассоциация развита значительно меньше первой. Обычно в зальбандах отмечаются идиоморфные удлиненные кристаллы кварца размером до первых сантиметров в длину, перпендикулярно ориентированные к kontaktам, а в призальбандовых частях с кварцем ассоциирует железистый хлорит. Средние части жил слагают халькопирит и пирит, местами сфалерит и галенит. Пирит этой ассоциации наблюдается в халькопирите в виде небольших червеобразных выделений или тонких, часто сближенных прожилков.

Сфалерит относится к железистым разностям. Для него характерна эмульсионная вкрапленность халькопирита. Галенит, секущий и цементирующий сфалеритовые обособления, содержит мельчайшие включения аргентита.

Кварц-гематит-хлорит-карбонатная ассоциация широко развита в рудных телах; слагает жилы или жилообразные тела. И в тех и в других иногда отмечаются пустотки, стени которых выполнены кристалликами барита. Кварц этой ассоциации кристаллизовался либо в виде короткопризматических кристаллов, либо тонкозернистых агрегатов, содержащих большое количество мельчайших чешуек гематита. Такой же мелкочешуйчатый гематит характерен для карбоната (сидерита) и хлорита (шамозита). Гематит образует, помимо вкрапленности, и сплошные мономинеральные обособления, в которых крупные и мелкие чешуйки наблюдаются в виде веерообразных агрегатов. Нередко гематит слагает до  $\frac{1}{3}$  минеральной массы жил. В участках совместного нахождения минералов характеризуемой ассоциации с более ранними сульфидами части явления коррозии и замещения. В качестве примера приведена фотография пирита, замещающегося гематитом.

Барит-карбонат-галенит-халькопиритовая ассоциация характеризуется относительно небольшим развитием. Наблюдается главным образом в виде прожилков. В зальбандах баритовых жилок нередко появляется мелкозернистый кварц, в котором располагаются кристаллы барита, часто образующие веерообразные сростки. Барит пересекается тончайшими прожилками галенита, а местами содержит тонкую вкрапленность халькопирита.

Альбит-адуляр-кальцит-кварцевая ассоциация представлена многочисленными прожилками, секущими все охарактеризованные выше минеральные ассоциации. Наиболее широко эти прожилки развиты на западном фланге рудопроявления. Они сложены главным образом альбитом № 6 и в зальбандах обычно адуляром. В средних частях прожилков в альбите встречаются линзочки мелкозернистого кальцита и небольшие кристаллики короткопризматического кварца.

Выделенные минеральные ассоциации довольно резко отличаются по минеральному и химическому составу, разделены во времени тектоническими перерывами и характеризуют собой отдельные стадии рудного этапа. Обращает на себя внимание минералогическое сходство прожилков, сложенных различными минеральными ассоциациями и их близкие элементы залегания.

Зона алунитизации образует плащеобразную залежь мощностью 40—50 м. Под ней находятся пиритизированные кварц-серicitовые породы с массой ангидритовых и гипсовых прожилков, образованных за счет андезитов, дайков и их туфов.

Нижняя граница зоны алунитизации имеет неровный контакт. В более трещиноватых участках алунитизированные породы прослеживаются на большую глубину, чем в монолитных. Таким образом, зона алунитизации носит приповерхностный характер. Происхождение ее следует рассматривать как результат воздействия на андезито-дациты сернокислых растворов, образовавшихся в результате окисления пирита.

Трудно провести грань между алунитовыми рудными телами и измененными породами, поскольку они сами алунитизированы. Алунитовые тела в зоне осветления выделяются только по данным опробования. Мощность их десятки, длина — сотни метров. Линзы и неправильной формы выделения алунита вытягиваются в широтном и субширотном направлениях. Наиболее обогащенные участки тяготеют к зоне Токмакского разлома и центральной части рудного поля, где большое количество даек диабазового состава. По-видимому, пористые, трещиноватые участки способствовали лучшему проникновению растворов. Наличие окварцованных участков, наоборот, препятствовало проникновению растворов, вмещающие породы в таких местах слабо алунитизированы. В большинстве случаев повышенное содержание алунита отмечается вдоль контактов кварцитов. В самих же кварцитах содержание алунита обязано гидротермальной проработке, т. е. генетически связано с образованием кварцитов.

Ступень пиритизации пород также повлияла на образование алунитовых рудных тел. Наиболее пиритизированные участки способствовали образованию сернокислых растворов значительной концентрации, отсюда и вмещающие породы наиболее алунитизированы.

Установленная глубина распространения пиритизации 300—600 м. Гипс в основном образуется за счет ангидрита, являющегося результатом возгонки или выделения его с пиритом из горячих растворов. Вблизи поверхности ангидрит, соприкасаясь с водой, поглощал ее и переходил в гипс, увеличиваясь в объеме. В результате сильно трещиноватые, осветленные породы — сыпучка — наблюдаются на поверхности или вблизи от нее. Даже на глубине 200—250 м они сильно разрушены и неустойчивы. Гипс прослеживается по отдельным скважинам до глубины 300 м. Ангидрит

представлен таблитчатыми кристаллами голубоватого цвета. Иногда слагает жилы мощностью до 0,5 м.

По всей массе измененных андезитовых порфиритов наблюдается равномерно рассеянная вкрапленность кубических кристаллов пирита, иногда с висмутоплагионитом — галеновисмутитом. Химическими анализами установлено существенное содержание в нем As, Cu, Co, Ni, Au.

Дайки диабазового порфириита, рассекающие измененные породы, не несут признаков гидротермального изменения.

Площадное распространение зоны пиритизации с обилием ангидритовых и гипсовых прожилков вокруг некка Каракечу, широкое распространение вторичных кварцитов и взаимоотношение измененных пород с диабазовыми дайками позволяют связывать эти изменения с верхнепалеозойскими экструзиями дацитов Каракечу.

К северу от описанной площади среди гранодиоритов расположено рудопроявление Северный Токмак. В гранодиоритах проходит зона окварцевания с кварцевыми жилами северо-восточного направления. Мощность всей зоны 100—150 м, протяженность 10 км. Мощность отдельных жил 1—2 м. В кварцевых жилах и зонах окварцевания наблюдаются вкрапленность и включения крупнокристаллического галенита, церуссита и англезита, встречаются вторичные минералы меди. Кварц преимущественно молочно-белый, сливной. Здесь сохранились следы работ древних рудокопов: насчитывается 12 древних выработок, расположенных в зоне окварцевания. Длина отдельных выработок до 15 м, ширина 2—5 м. Кроме того, на площади распространения гранодиоритов имеется ряд более мелких, большей частью затронутых древней отработкой рудопроявлений.

### КАНДЖОЛЬСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Первые сведения о древнем руднике Канджол получены С. Ф. Машковцевым в 1925 г. (1932). С 1926 по 1957 г. на Канджольском рудном поле проводились геологоразведочные работы. Б. Н. Наследовым (1961) и А. В. Короловым (1935) месторождение Канджол оценивалось как крупное свинцово-серебряное. По мнению М. Е. Массона (1935), древний рудник Канджол — это знаменитые древние серебряные рудники Кухисима.

Канджол относится к серебро-полиметаллическим месторождениям, в которых содержание серебра зависит от количества серебросодержащих минералов, выделяющихся в самостоятельную серебро-кварц-кальцитовую стадию.

### Геологическое строение

Преобладающая часть площади района рудного поля сложена изверженными породами. Наиболее древние породы — это метаморфизованные силурийские сланцы, обнажающиеся в нескольз-

ких пунктах у водораздельной линии Кураминского хребта, южный склон горы Акташ (рис. 84). Сланцевая толща сильно дислоцирована и собрана в складки с падением на СЗ 310—345° под

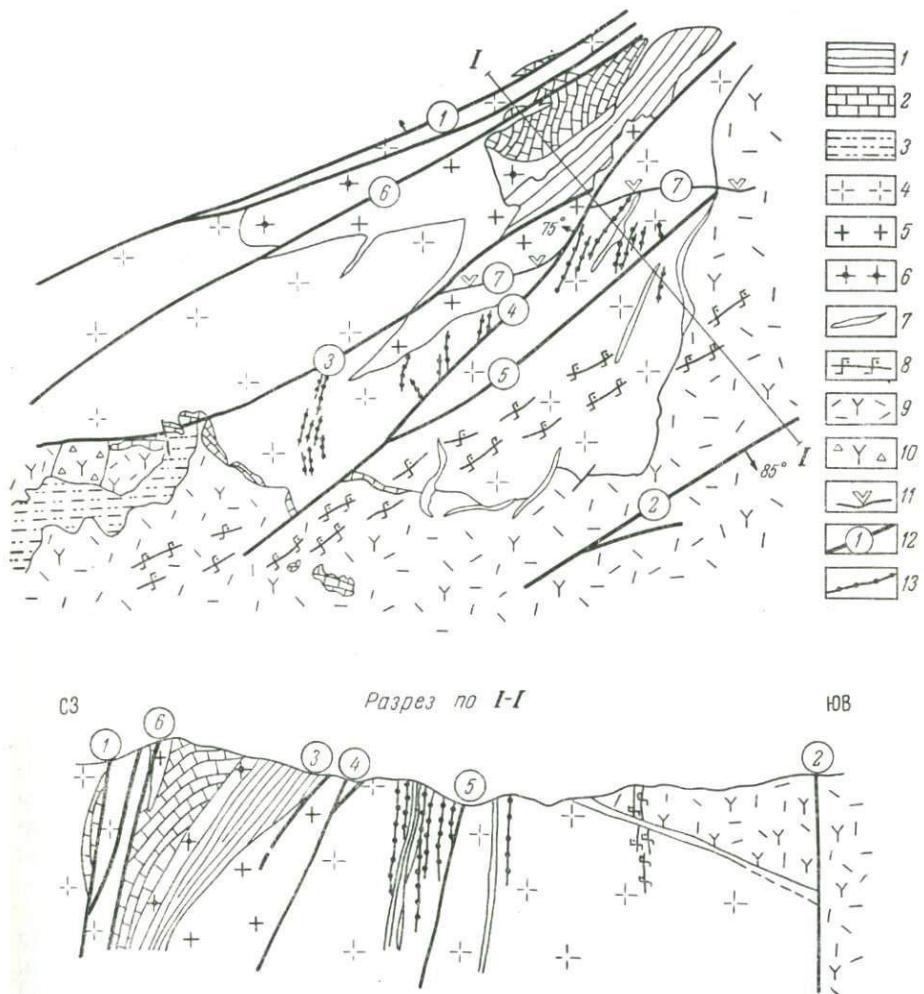


Рис. 84. Схема геологического строения Канджольского рудного поля

1 — сланцы силура; 2 — известняки верхнего девона — нижнего карбона; 3 — пески и глины мела — палеогена; 4 — гранодиориты; 5 — граниты; 6 — гранодорит-порфирь; 7 — фельзиты; 8 — диабазовые порфириты; 9 — андезито-дацитовые порфириты; 10 — альбитизированные андезитовые порфириты; 11 — аметистовая жила; 12 — разломы; 13 — системы минерализации ванных зон и рудных жил.

Разломы: 1 — Железный; 2 — Бирюзовый; 3 — Редкометальный; 4 — Канджольский; 5 — Ограничивающий; 6 — Диагональный; 7 — Аметистовая жила

углами от 75 до 60°. Мощность ее около 300 м. Глинистые сланцы на контакте с гранодиоритами превращены в роговики. В последнее время в сланцах обнаружены кварц-золоторудные жилы. Эф-

фузивы, перекрывающие силурийские сланцы и прорываемые герцинскими гранодиоритами, были установлены А. П. Недзвецким в верховьях Четсу.

На этот древний палеозойский фундамент несогласно налегает толща известняков, сохранившихся в районе в виде разобщенных тел. Кроме того, наблюдаются узкие линзы известняков, зажатые вдоль крупных разломов, или линзы, сопровождающие контакт гранодиоритового батолита и эфузивной толщи. В них найдены *Athiris plahosuliata* E. pot phal. s., *Syringopora*, *Lithostrotion* sp., *Spirifer aquilinus* Rom., *Rhynchonella turanica* Rom., *Orthoceras* sp. Эта фауна позволяет отнести известняки к верхам девона или низам карбона. Общая мощность их 400—800 м.

Верхнепалеозойские эфузивы занимают значительную площадь. Стратиграфический разрез эфузивного комплекса по А. П. Недзвецкому следующий (снизу вверх).

|                                                                                                                                                                                                                              |           |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 1. Кварцевые и дакитовые порфиры и их туфы . . . . .                                                                                                                                                                         | 500—700 м |
| 2. Серо-зеленые сланцы и песчаники, переслаивающиеся с серыми конгломератами, желтыми и зелеными туфами . . . . .                                                                                                            | до 100 ,  |
| 3. Альбитофиры, порфириты и их туфы, песчаники и конгломераты темно-лилового цвета, залегающие несогласно на всех нижележащих породах или непосредственно на гранодиоритах с базальными конгломератами в основании . . . . . | 350 ,     |
| 4. Кварцевые порфиры и туфы светло-розовые . . . . .                                                                                                                                                                         | 150 ,     |
| 5. Туфы желтых, зеленых тонов и кварцевые порфиры светло-красные . . . . .                                                                                                                                                   | 300 ,     |
| 6. Кварцевые порфиры красные, несогласно залегающие на нижележащих породах, отделенные от них прослойками конгломератов . . . . .                                                                                            | 350 ,     |
| 7. Туфоловы светло-лиловые и розоватые, образующие изолированные небольшие поля                                                                                                                                              |           |

Особенно полные и мощные разрезы эфузивных пород обнажаются в бассейне Уtkемсу, где нижняя часть разреза вулканогенной толщи может быть параллелизована с акчинской, а верхняя — с оясайской свитами Н. П. Васильковского (1952). Общая мощность эфузивного комплекса, по А. П. Недзвецкому, 2000—2500 м.

В мезо-кайнозое верхнепалеозойская эфузивная толща была в значительной степени уничтожена эрозией. При трангрессии моря образовались пестроцветные толщи глин и песков мощностью 25—30 м и горизонты известняков — 10—15 м. Из интрузивных пород преобладают гранодиориты и граниты. Основная масса рудных тел локализуется в гранодиоритах. Граниты на площади рудного поля образуют узкое тело, вытянутое в северо-восточном направлении между табошарскими порфировидными гранитами и силурийскими сланцами.

Район Канджольского рудного поля насыщен малыми интрузиями и дайками, которые образуют дайковые пояса, вытягивающиеся на значительные расстояния и представленные лейкократо-

выми гранитами, аплитами, пегматитами, гранодиорит-порфирами, диоритовыми порфиритами, лампрофирами и гранит-порфирами. В свою очередь они пересекаются самыми молодыми дайками фельзитов и фельзит-порфиров, плагиоклазовых и диабазовых порфиритов преимущественно северо-восточного направления. Преобладают дайки диабазовых порфиритов. Образование их предшествовало рудному процессу.

Основными дизъюнктивными нарушениями района являются Железный и Бирюзовый разломы. В тектоническом блоке между ними расположены Канджольский, Редкометальный, Ограничивающий и другие разломы, контролирующие распределение оруденения (см. рис. 84). В пределах рудного поля развиты многочисленные оперяющие трещины преимущественно северного — северо-восточного направления, с которыми связана основная масса се ребряной минерализации.

Железный разлом представлен зоной сильно катализированных гидротермально измененных пород, пронизанных большим количеством мелких кварцевых и кварц-гематитовых жил. Мощность 80—100 м. Простирание его 60—65°, падение на юго-восток под углами 80—85°.

Бирюзовый разлом протягивается по левобережью Уткемсу от хр. Окуртау на западе до Бурачарская на востоке. В западной части разлом выполнен кварцевой жилой мощностью до 2 м, которой сопутствует широкая зона брекчированных и окварцованных пород. В центральной части мощность разлома 50—70 м. Общее простирание 60°, падение на юго-восток под углами 75—80°.

Канджольский разлом в пределах рудного поля прослеживается на 12 км. Общее простирание 40—50°, падение на северо-запад 75—85°. Мощность разлома возрастает от 5—10 м на западном фланге до 30—40 м в восточной части. В районе Огузчарская он разветвляется и образует северную ветвь с прежним простира нием и южную ветвь, направление которой ближе к восточному. В месте разветвления мощность зоны около 180 м. В зоне разлома отмечается глинка трения, состоящая из перетертых вмещающих пород с остатками рудных минералов. Кроме того, наблюдаются щетковидные кальцитовые, баритовые и родохрозитовые жилы с редкой вкрапленностью пирита и галенита. Основная масса оруденения локализуется в трещинах оперения и в местах сопряжения их с Канджольским разломом. На обширной площади от перевала между Талдысаем и Изъялысаем до Терекликанская наблюдаются многочисленные следы древних горных выработок и отвалов.

Редкометальный разлом в центральной части проходит вблизи южного тектонического контакта курбинских гранодиоритов с эфузивными породами и в северо-восточной, за Токмаксаем, в гранодиоритах разветвляется на три зоны. Местами он выражен мощной зоной окварцованных катализированных пород с дайками и множеством кварцевых жил и прожилков. Породы несколько из-

менены процессами окварцевания, хлоритизации и серицитизации, поэтому трудно установить их первичный облик. Вся зона разлома смещается более молодыми нарушениями северо-восточного, близкого к меридиональному направления. Общее простирание разлома  $60^{\circ}$ , падение на северо-запад под углами  $70$ — $80^{\circ}$ .

Разлом Аметистовая жила представляет собой оперение Канджольского разлома, приоткрывшееся в результате многочисленных подвижек сбросо-сдвигового характера; образовалась зона сильно измененных окварцованных брекчированных пород, пронизанных серией мелких и крупных прожилков кварца. Мощность зоны колеблется от 2 до 20 м. Серебряное оруденение к северу от рудного поля обрывается Аметистовой жилой.

Ограничивающий разлом протягивается по правобережью Уткемсу от Талдысая до Четсу. Простиране разлома  $20^{\circ}$ , падение крутое на северо-запад. Зона его выполнена перетертными окварцованными, каолинизированными и лимонитизированными породами мощностью до 30 м. Разлом является границей распространения оруденения для Терекликанского участка; в северо-восточной части, в месте сопряжения с Аметистовой жилой, он минерализован.

В районе широко развиты скарново-магнетитовые, скарново-полиметаллические и полиметаллические месторождения гидротермального типа. Скарновые месторождения чаще всего встречаются на контактах карбонатных пород с гранодиоритами, полиметаллические — в интрузивных и эфузивно-осадочных породах.

Преобладают следующие рудные минеральные комплексы: свинцово-цинковый, железо-висмутовый, мышьяково-свинцово-цинковый с высоким содержанием серебра, серебро-висмутовый, медно-кварцевый, медно-висмутовый, серебро-полиметаллический, кварц-золоторудный. Широко развит кварц-гематитовый комплекс. Кроме того, встречаются отдельные кварц-молибденовые жилы.

Вмещающие породы, примыкающие к скарновым рудным телам, обычно скарнированы, окварцована и включают вкрапленники сульфидов. Вблизи гидротермальных рудных тел вмещающие породы окварцована, хлоритизированы, серицитизированы, пиритизированы и карбонатизированы.

Канджольское рудное поле расположено в блоке, образованном на северо-западе Редкометальным, на юго-востоке Ограничивающим разломами. Тектонические нарушения поля образовали два аналогично построенных тектонических блока клиновидной формы — Западный и Восточный. Западный блок образован Редкометальным разломом с северо-запада, Аметистовой жилой с севера и Канджольским разломом с юго-востока, восточный — Канджольским разломом с северо-запада, Аметистовой жилой с севера и Ограничивающим разломом с юго-востока. Оба тектонических блока вытянуты в северо-восточном направлении (см. рис. 84). Внутри этих блоков размещены минерализованные зоны и отдельные рудные жилы, приуроченные главным образом к центральным

частям и северо-восточным углам блоков. Характерно, что Канджольский разлом несет максимальную промышленную концентрацию жил вблизи стыка с Аметистовой жилой, т. е. у вершины «клина».

Предполагается, что наибольшая глубина распространения оруденения там, где рудные жилы имеют северо-восточное склонение.



Рис. 85. Схематический план участка Терекликан

1 — гранодиориты; 2 — фельзит-порфирь; 3 — минерализованные рудные швы; 4 — тектонические трещины; 5 — ограничивающий разлом с глинкой трения; 6 — древние выработки; 7 — древние отвалы; 8 — рудные жилы

Такие крупные разломы, как Канджольский и Ограничивающий, в определенных интервалах несут главную массу серебряных руд. Можно предположить, что Редкометальный разлом и Аметистовая жила на глубине тоже минерализованы, особенно в оперяющих трещинах и местах разветвлений.

На Канджольском рудном поле большая роль принадлежит трещинам оперения основных структур. Это трещины отрыва и скола. Основные минеральные жилы выполняют трещины скола, ориентированные в меридиональном направлении под углами 20—30 или даже 40—50° к основной структуре. Они протягиваются на сотни метров, иногда до 1 км (рис. 85). Сближенные минерализованные жилы соединяются между собой более мелкими трещинами, образуя рудные зоны. Иногда параллельные трещины, не-

сущие минерализацию, располагаются вблизи выдержанной простирающейся жилы, образуя куст жил.

Канджольские месторождения относятся к жильному типу. Подающая часть рудных тел — жилы, образовавшиеся в результате заполнения открытых полостей по оперяющим трещинам скола, и меньшая часть рудных тел приурочена к самим зонам разлома. Рудные жилы распространяются неравномерно, образуя участки сгущения, чередующиеся с безрудными промежутками. Участки повышенной мощности приурочены к искривлениям и сопряжениям трещин. Они соединены швами с глиной трещинами. У окончания жилы разветвляются.

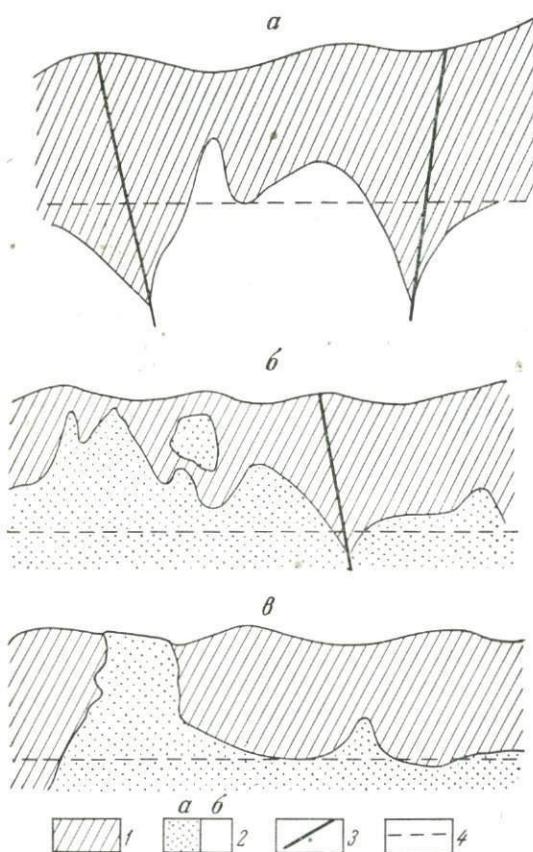


Рис. 86. Распространение процессов окисления (в плоскости жил):

α — вблизи разломов; β — в местах окварцевания;  
1 — окисленные руды; 2 — сульфидные руды — окварцованные (*α*) и слабо окварцованные (*β*); 3 — разломы; 4 — уровень грунтовых вод

150 м. Глубина распространения зоны нескольких факторов.

Вблизи разломов в зонах трещиноватости, где проницаемость пород высокая, зона окисления опускается резко вниз (рис. 86, *α*). В местах интенсивного окварцевания зона окисления слабо проявлены, в менее окваркованных зонах распространяется на значи-

### Вещественный состав руд

Минеральный состав рудных тел месторождений разнообразен и обычно неоднороден в различных частях их.

На месторождении широко развиты супергенные процессы. В интервале от 0 до 15 м наблюдаются выщелоченные руды, представленные гидроокислами марганца и железа. Затем идет зона окисленных руд, граница которой резко колеблется и не обусловлена уровнем грунтовых вод. Последний находится примерно на глубине

тельные глубины (см. рис. 86, б). Если минеральный состав жил несложен и не встречаются минералы пирит, халькопирит и другие, способствующие образованию сильнейших растворителей, зона окисления фактически отсутствует: граница ее находится значительно выше уровня грунтовых вод (см. рис. 86, в).

На месторождениях полиметаллических руд с серебристым галенитом супергенная минералогия до сих пор мало изучена. объясняется это трудностью диагностирования супергенных минералов серебра, так как физические свойства и морфологические черты минералов недостаточно ярки и констатация их, особенно при невысоких содержаниях серебра в рудах, затруднительна. Известно, что многие месторождения серебра с поверхности обычно выщелочены. В. Х. Эмmons (1937) отмечает, что на крупном серебряном месторождении Филиппсбург (Монтана), где хлориды серебра не имеют широкого распространения, выходы наиболее богатых залежей содержат серебро в таком ничтожном количестве, что первооткрывателем оно было оценено как непромышленное.

Первичные серебряные минералы руд Канджола окислены и неравномерно выщелочены; наиболее интенсивно руды выщелочены на глубине 10—15 м от поверхности. Минеральный состав серебряных руд на этих горизонтах (табл. 30) характерен для зоны окисления (Бетехтин, 1951). Здесь представлен в основном галоид серебра — керарагрит. Серебро встречается в виде изоморфной примеси в галените. Кроме того, оно концентрируется в лимоните, гидроокислах марганца и других минералах.

Таблица 30  
Гипергенные минералы серебряных руд

| Рудные             |             | Нерудные  |
|--------------------|-------------|-----------|
| Главные            |             |           |
| Керарагрит         | Церуссит    | Кварц     |
| Самородное серебро | Висмутит    | Карбонаты |
| Аргенотефозит      | Смитсонит   | Пиролюзит |
|                    | Каламин     | Гипс      |
| Второстепенные     |             |           |
| Скородит           | Малахит     |           |
| Лимонит            | Азурит      |           |
| Гётит              | Брошантит   |           |
| Куприт             | Аурихальцит |           |
| Ковеллин           |             |           |
| Редкие             |             |           |
| Вульфенит          | Сурик       |           |
| Англезит           | Торбернит   |           |

Кераргирит присутствует в зоне окисления в виде фиолетово-серых скоплений — корок, примазок на кристаллах кварца, на выделениях пиролюзита, в виде сажистых пленок в буром лимоните. Большое количество гидроокислов марганца и железа в ряде случаев затрудняет обнаружение кераргирита.

Самородный висмут встречается среди лимонитизированных зон, чаще всего на кристаллах кварца в виде пластинок и почковидных сростков, состоящих из волосовидных кристаллов. Цвет серый, блеск металлический, весьма хрупкий. Легко плавится, образуя ковкие корольки серебристого цвета.

Церуссит — весьма распространенный минерал зоны окисления. Образует скопления, корочки, в отдельных случаях кристаллы, на которых иногда развивается губчатое самородное серебро. Внутри лимонита встречаются мелкие включения церуссита, в ядре которых сохранен галенит. В ряде случаев церуссит развивается по спайности в галените в виде тонких прожилков.

Сурник встречается совместно с церусситом. Для него характерны красно-бурая окраска и алмазный блеск.

Аурихальцит бледно-зеленого и голубоватого цвета наблюдается в ассоциации с малахитом; легко обнаруживается по скорлуповатым формам выделений.

Бульфенит встречен в виде медово-желтых кристаллов таблитчатой формы размером до 2—3 мм совместно с церусситом, лимонитом и полуокисленным галенитом.

В состав гипогенных минералов руд входят минеральные комплексы широкого температурного диапазона (табл. 31).

Таблица 31

Гипогенные минералы серебряных руд

| Рудные             | Нерудные          |
|--------------------|-------------------|
| Главные            |                   |
| Пираргирит         | Галенит           |
| Аргентит           | Арсенопирит       |
| Полибазит          | Леллингит         |
| Фрейбергит         | Сфалерит          |
| Тетраэдрит         | Халькопирит       |
| Самородное серебро | Вольфрамит        |
| Галеновисмутит     | Пирит             |
| Висмутин           |                   |
| Второстепенные     |                   |
| Саффлорит          | Буланжерит        |
| Висмут самородный  | Франклинит        |
| Пирротин           | Гематит           |
| Джемсонит          | Марказит          |
|                    | Гётит             |
|                    |                   |
|                    | Серицит<br>Алунит |

Спектральным анализом в рудах установлены, кроме элементов, обнаруженных химически, никель, цирконий, индий (при чувствительности метода 0,001 %) и не обнаружены кобальт, гафний, ниобий (при чувствительности метода 0,01 %), tantal, галлий (при чувствительности 0,03 %), бериллий, германий, теллур (при чувствительности 0,001 %).

Пирааргирит встречен в виде прожилков (1—20 мм), включений и вкрапленности в серицитизированных, хлоритизированных гранодиоритах. Химический состав его следующий: Ag 55,81%; Sb 12,44%; S 17,42%; Cu 1,02%. Спектральным анализом установлены As 0,6%; Zn 0,09%; Pb 0,001%; Ni 0,001%; Mn 0,00%; Au — нет.

Кристаллы пирааргирита темно-красного цвета, хрупкие, на углах и в обломках просвечивают, блеск алмазный, излом раковистый. На свету свежий излом быстро тускнеет, становится почти черным с фиолетовым оттенком. Пирааргирит чаще всего ассоциирует с серым шестоватым кварцем, карбонатами, арсенопиритом второй генерации, галеновисмутитом, саффлоритом и полибазитом. В отдельных случаях прожилки пирааргирита секут включения халькопирита, пирита и арсенопирита.

Кроме того, пирааргирит встречается в виде мелких (0,005—0,01 мм) включений округлой амебообразной формы в галените. В отраженном свете имеет голубоватый оттенок; характерно, что после нескольких просмотров поверхность кристаллов пирааргирита покрывается бурой побежалостью (влияние света). Отражательная способность выше, чем у блеклой руды, и намного ниже, чем у галенита. При скрещенных николях пирааргирит создает своеобразный цветной эффект рубиново-красных тонов. В крупных выделениях пирааргирита выявляется двойниковое строение, напоминающее полисинтетические двойники плагиоклаза. Форма кристаллов призматическая, длина их 1—1,5 мм, поперечное сечение 0,5 мм, наблюдается штриховка на гранях. Иногда пирааргиритовые прожилки переходят в кварцевые. По-видимому, этот кварц выделялся совместно с пирааргиритом.

В пирааргирите наблюдаются включения округлых мелких зерен халькопирита и сфалерита, сцементированных пирааргиритом. Пирааргирит выделялся в самостоятельную кварц-кальцитовую стадию.

Аргентит встречается вместе с пирааргиритом, сфалеритом, самородным висмутом чаще всего в кальцитовых прожилках в виде проволокообразных выделений длиной до 2—3 мм, сечением до 0,3 мм. Иногда наблюдаются скопления параллельно сросшихся кристаллов размером до 2 мм. Цвет светло-серый, в свежем изломе серебристо-белый, быстро тускнеет. Весьма ковок, медная игла легко оставляет след, при сильном нажатии углубляется в аргентит, удерживаясь в нем.

Тетраэдрит чаще всего встречается со сфалеритом, халькопиритом, галенитом. На участке Четсу блеклая руда наблюдается

совместно с халькопиритом в виде неправильных выделений, иногда прожилков и пылевидных включений в галените. В ряде случаев тетраэдрит с арсенопиритом образуют скопления, причем в арсенопирите он находится в виде мелких включений удлиненной и округлой формы. Иногда в пустотах, выполненных шестоватым кварцем, встречаются крупные (3—4 мм) кристаллы тетраэдрита. Химические анализы показывают высокую серебристость тетраэдрита, являющегося, по-видимому, фрейбергитом.

Характерно, что блеклые руды имеют различные оттенки; одна из них, более светлая, с повышенной отражательной способностью, имеет повышенное содержание висмута. В отдельных блеклых рудах (малиновските) отмечается повышенное содержание свинца. В блеклых рудах участка Четсу наряду с сурьмой присутствует мышьяк, а спектральными анализами установлена ртуть до 0,03%. Таким образом, в месторождениях Канджола существует четыре разновидности блеклых руд.

Полибазит образует отдельные включения и прожилки в сульфидной руде в виде табличек, наросших одна на другую. На отдельных плоскостях видна своеобразная штриховка. Спектральный анализ полибазита следующий: Ag>10%; Sb 5%; Cu>5%; As 0,5—1%; Pb 0,07%; Ni 0,001%; Mn 0,007%. Цвет полибазита железо-черный, черта черная, блеск жирный. Выделяется вместе с пираргиритом. На кристаллах, обнаруженных в пустотах, наблюдается ориентированное нарастание халькопирита по полибазиту. Чаще всего ассоциирует с мелкокристаллическим галенитом и халькопиритом. Цвет в отраженном свете серо-белый со светло-зеленым оттенком.

Самородное серебро встречается среди сульфидов свинца в кварцевых жеодах. На кварце оно образует закругленные проволочные выделения длиной 2—3 мм, представляющие собой сплетение мелких волосовидных форм. Кроме того, самородное серебро довольно часто встречается в мелкокристаллическом галените в виде тончайших пластинок. Цвет серебряно-белый с кремовым оттенком. При нажиме легко гнется.

В пустотах, заполненных шестоватым кварцем и самородным серебром, наблюдается прорастание самородного серебра в кристалле кварца: проволочка самородного серебра проходит через противоположные грани кристалла кварца, концевая часть ее выступает над гранью на 0,5 мм; проволочка прямолинейна и наклонена к кристаллу под углами 45—50° в сторону головки.

Выделение шестоватого кварца происходит явно позднее самородного серебра, но очень близко по времени. Жеоды кварца располагаются внутри агрегативных сульфидных руд и соединены лишь мельчайшими кварцевыми проводничками.

Галенит наблюдается в виде мелких включений, отдельных кристаллов в кварцевых прожилках вместе со сфалеритом, полибазитом, халькопиритом, арсенопиритом и блеклой рудой. Чаще всего он встречается в рудных жилах в виде богатых коротких ма-

ломошных линз с реликтами пирита и сфалерита. Для зерен пирита галенит служит цементирующим материалом, заполняющим пустоты и трещины в пирите. В галените наблюдаются мелкие удлиненные зерна пиаргирита, прустита и блеклой руды размером 0,005—0,01 мм. В отдельных случаях галенит пересекается тетраэдритом. Мелкокристаллический массивный галенит выделяется позднее крупнокристаллического (и в нем больше механических примесей), блеклой руды, пиаргирита, аргентита. Поэтому содержание серебра в крупнокристаллическом галените ниже.

Химический состав галенита: Ag 1,56 кг/т; Pb 84,8%; Cu 0,27%; Fe 0,25%; Zn 0,48%; Sb 0,57%; As 0,07%; Bi 0,001%; S 13,4%. Пробирные анализы на серебро мономинеральных проб галенита показали следующее:

| Номер пробы | Содержание серебра, кг/т | Включения               |
|-------------|--------------------------|-------------------------|
| 2           | 14                       | Тетраэдрит              |
| 3           | 2,1                      | Халькопирит и пиаргирит |
| 5           | 1,56                     | Тетраэдрит              |

Сфалерит образует три разновидности: 1) темно-бурую железистую + марматит; 2) светло-бурую — клейофан; 3) красно-бурую — пшибрамит. Содержание кадмия в сфалеритах колеблется от 0,7 до 85%.

Параллельно с рудоотложением происходили процессы хлоритизации, пиритизации, интенсивной серицитизации и карбонатизации вмещающих пород. Хлоритизация и пиритизация развивались, вероятно, в начале рудоотложения. Серицитизация и частично пиритизация, а также пропитывание другими сульфидами произошли в середине процесса, а карбонатизация — в конце его.

Намечается определенная зональность в строении метаморфизованных участков, обусловленная закономерным по отношению к рудной жиле распределением минералов. Вблизи рудных тел во вмещающих породах преобладает карбонатизация, сменяющаяся зоной преимущественного развития серицита и хлорита; количество вкраплеников сульфидов с удалением от рудного тела убывает. Общая мощность интенсивно измененных пород колеблется от 0,5 до нескольких метров. Наиболее интенсивное изменение вмещающих пород происходило в первоначальные более высокотемпературные стадии минерализации. Нами выделено пять стадий минерализации (табл. 32): 1) кварц-арсенопиритовая, 2) полиметаллическая, 3) медно-сурьмяная, 4) кварц-кальцитовая (благородная), 5) карбонатная.

В первоначальных, более высокотемпературных стадиях в гидротормах серебро отсутствовало. В полиметаллической стадии оно в незначительном количестве отлагается совместно с галенитом и находится в его кристаллической решетке в виде изоморфной примеси. В медно-сурьмяную стадию концентрация серебра в растворе повышается, в результате образуется блеклая руда с повышенным содержанием серебра. Затем развивается самостоятель-

Таблица 32

## Последовательность выделения гипогенных минералов руд

| Минерал            | Стадия минерализации  |                   |                 |                  |             |
|--------------------|-----------------------|-------------------|-----------------|------------------|-------------|
|                    | кварц-арсенопиритовая | полиметаллическая | мелно-сурьмяная | кварцкальцитовая | карбонатная |
| Кварц              | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Пирит              | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Арсенопирит        | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Сфалерит           | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Галенит            | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Галеновисмутит     | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Фрейбергит         | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Тетраэдрит         | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Халькопирит        | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Джемсонит          | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Буланжерит         | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Саффлорит          | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Самородный висмут  | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Висмутин           | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Полибазит          | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Пираргирит         | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Самородное серебро | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Аргентит           | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Золото самородное  | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Марказит           | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Гётит              | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Родохрозит         | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Барит              | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Кальцит            | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Сидерит            | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Хлорит             | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Серицит            | —                     | —                 | —               | —                | —           |
| Алунит             | —                     | —                 | —               | —                | —           |

ная благородная формация, когда серебро выделяется в виде пираргирита, аргентита, полибазита и самородного серебра и является преобладающим. Эти минералы накладываются на минералы ранних стадий. Таким образом, количество серебра в гидротермальных растворах возрастает от высокотемпературных к низкотемпературным стадиям.

Резкое преобладание свинца над другими минералами, значительная роль серебра, своеобразный минеральный состав жил, а также отсутствие существенных гидротермальных изменений боковых пород свидетельствуют о том, что жилы относятся к средним горизонтам мезотермальных образований.

### Основные закономерности в размещении жил и структурные типы рудных тел

Жилы располагаются в системах сближенных крутопадающих трещин меридионального и северо-восточного направлений. Чаще всего эти нарушения прямолинейны, с незначительными отклонениями. Вдоль жил наблюдается глинка трения, указывающая на подвижки по трещинам.

Все жилы располагаются в трещинах оперения крупных нарушений Канджольского, Ограничивающего и Редкометального разломов. В ряде случаев они находятся непосредственно в зонах этих разломов. Геологоразведочными работами и геофизическими исследованиями установлено, что глубина заложения основных нарушений рудного поля составляет несколько километров. Вещественный состав жил однотипен, представлен сложным комплексом сульфидов свинца, цинка, меди и сульфосолей серебра; на всем протяженном интервале в 250—450 м состав неизменен.

Обогащенные рудные участки в жилах приурочены чаще всего к крутым граням западного падения. При смене падения на восточное наблюдается местный пережим или выклинивание рудной жилы. Кроме того, благоприятными являются участки сопряжения или разветвления жил (см. рис. 85).

Выделяются два типа рудных жил. Первый тип — это выдержаные жилы с дроблением пород вдоль их контактов. Вмещающие породы интенсивно хлоритизированы, серicitизированы и пиритизированы. Длина жил 150—200 м, мощность 0,3—1,5 м. Жильная масса представлена кварц-карbonатами, сульфосолями серебра, висмута и сульфидами свинца, цинка, меди и мышьяка. Руды массивные и прожилково-вкрашенные. Второй тип — кварц-сульфидные жилы, с меньшей зоной дробления и меньшей мощностью. Руды массивные и прожилково-вкрашенные, в основном состоят из сульфидов свинца, меди и сульфосолей серебра и висмута.

Таким образом, устанавливается, что чем крупнее жила, тем сложнее ее минеральный состав. В крупных жилах минеральные комплексы всех стадий процессов, как правило, локализуются со-

вместно, что свидетельствует о глубокой генетической связи отдельных стадий процесса, а также о телескопированности, являющейся следствием гипабиссальных условий формирования месторождения (Вольфсон, 1953).

На западном фланге рудного поля преобладают высокотемпературные минералы — вольфрамит, арсенопирит, висмутит и другие, на востоке — низкотемпературные блеклые руды.

На отдельных участках рудные тела приурочены к висячим и лежачим бокам даек и строго следуют их простиранию и падению. Некоторые кварцевые жилы с сульфидами на Терекликане пересекают диабазовые дайки, это позволяет предполагать дорудный возраст самых поздних даек.

В результате геологоразведочных работ, проведенных в последние годы, установлено, что главная масса жил на Канджольском рудном поле распространяется на значительной площади до глубины 350—450 м. Количество жил на поверхности и на глубине одинаково. Рудоносными являются кварцевые и кварц-баритовые жилы, залегающие преимущественно в изверженных породах гранодиоритовой группы. Основное тектоническое нарушение — Аметистовая жила. Редкометальный, Канджольский и Ограничивающий разломы протягиваются через все рудное поле и являются рудораспределяющими структурами. Тип руд полиметаллический с выделением самостоятельной благородной стадии.

## ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

### ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАПАДНОГО КАРАМАЗАРА И ГОР МОГОЛТАУ

Гидрогеологические условия Западного Карамазара и Моголтау обусловливаются комплексом природных факторов и в первую очередь их геолого-структурными и геоморфологическими особенностями.

Равномерная региональная трещиноватость палеозойских пород служит хорошей средой для формирования и циркуляции подземных вод. Единственный источник питания их — атмосферные осадки. Выпадая на обнаженную поверхность коренных пород, они улавливаются трещинами и уносятся на глубину, образуя водоносные горизонты. Однако запасы их ограничены из-за небольшого количества выпадающих атмосферных осадков (120—150 мм в год), характерного для аридных полупустынных пространств Средней Азии с резко континентальным климатом. В районе Алтынтопканской группы месторождений (северный склон Карамазара) количество годовых атмосферных осадков больше (400—500 мм).

Высокие температуры (30—33° С) обусловливают большой дефицит влаги в воздухе, достигающий в летнее время 22—27 мб, и обильное расходование подземных вод (испарение). Поэтому лишь незначительная часть выпадающих атмосферных осадков (5—8%) идет на питание и восполнение запасов подземных вод. Общая схема движения их от области питания к области разгрузки выглядит следующим образом.

Многочисленные сай, спускающиеся со склонов Карамазара и Моголтау к основному базису эрозии — долине р. Сырдарьи, дrenируют поверхностным и скрытым путем трещинно-грунтовые воды палеозойских пород, циркулирующие в пределах верхней гидродинамической зоны, и уносят их вниз по потоку, образуя в нижних течениях, в местах накопления аллювиальных осадков, горизонт грунтовых поровых вод. Двигаясь далее в пониженные области предгорных равнин и межгорных котловин, эти потоки рассеиваются, расслаиваются и погружаются на значительную глубину,

формируя горизонты грунтовых поровых вод пролювиальных отложений и межпластовых напорных вод песчаных и известняковых разностей меловых — третичных осадков.

Горные долины, являющиеся естественными аккумуляторами подземных вод района, циркулирующих выше местного базиса эрозии, образуют в отложениях значительный по производительности водоносный горизонт, служащий единственным надежным и перспективным источником крупного промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения.

Подземные воды зон глубокой циркуляции в раскарстованных известняках и зонах разломов подчинены в своем движении структурному фактору.

Таким образом, по условиям циркуляции и литологическому составу водовмещающих пород в пределах описываемой территории выделяются следующие типы подземных вод.

- 1) трещинно-грунтовые:
  - а) изверженных пород,
  - б) осадочных песчано-сланцевых отложений;
- 2) трещинно-карстовые известняков среднего палеозоя;
- 3) трещинно-жильные зон разломов;
- 4) межпластовые напорные трещинные и поровые песчаников и известняков мел-палеогена;
- 5) грунтовые поровые:
  - а) аллювиальных отложений долин,
  - б) аллювиально-пролювиальных отложений предгорных равнин и межгорных котловин.

По условиям образования все типы подземных вод находятся в тесной взаимосвязи; дальнейшая же их жизнь — пути циркуляции и разгрузки — контролируется геоморфологическими и геолого-структурными факторами.

Ниже дается характеристика всех типов подземных вод по выделенным гидрогеологическим районам (рис. 87 и табл. 33) и в последовательности их образования от области питания к областям циркуляции, стока и разгрузки.

Согласно существующей схеме гидрогеологического районирования территории Средней Азии, составленной путем выделения структурно-фацальных зон, площадь Западного Карамазара, Моголтау и расположенная между ними Мирзарабатская котловина принадлежит к юго-западному окончанию крупного гидрогеологического региона — Фергано-Чаткало-Кураминской горной системы. Горный массив палеозойских пород Западного Карамазара и Моголтау представляет собой основную область питания и формирования подземных вод (регион I).

В изверженных породах благодаря широкому и равномерному развитию региональной трещиноватости образуется горизонт трещинно-грунтовых вод с четко выраженными рассредоточенными потоками. Они повсеместно распространены в районе. В связи с не-

глубоким развитием в них трещиноватости (50—70 м) водоносный горизонт небольшой производительности формируется в пределах верхней гидродинамической зоны выше местного базиса эрозии; рассеян по площади и аккумулируется на отдельных участках в местах глубоких эрозионных пропилов.

В интрузивных гранитоидных породах региональная трещиноватость развивается более интенсивно, чем в эфузивах. Коэффициент удельной трещиноватости интрузивных пород составляет 0,5—5%, реже более 5—10%. На всей площади их распространения наблюдаются равномерные выходы родников, приуроченных главным образом к бортам и руслам эрозионных врезов долин.

Расходы родников составляют преимущественно 0,2—0,8 л/сек, возрастаю лишь в короткий период весенних паводков. Дебиты родников, приуроченных к региональной трещиноватости, распределяются следующим образом: по оси водораздела в юго-западном направлении, соответствующем наклону рельефа и структуры Кураминского антиклиниория, а также в местах максимального вреза эрозионной сети они увеличиваются от 0,01—0,04 до 5 л/сек.

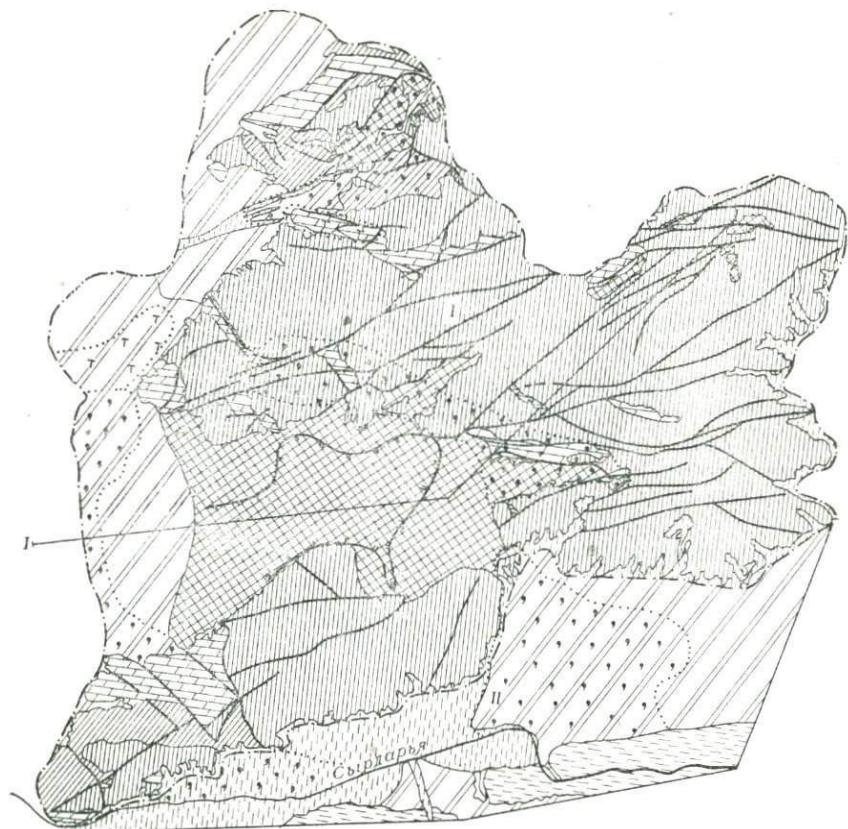
Большинство родников, приуроченных к региональной трещиноватости, имеет сезонный характер действия; в июле — августе они, как правило, пересыхают и вновь начинают функционировать лишь весной. Температура воды этих родников близка к среднегодовой температуре воздуха и составляет 15—16,5° С.

Более значительным дебитом и постоянством действия отличаются родники, приуроченные к тектоническим трещинам, уводящим воду на значительную глубину. Наибольшая водообильность в Западном Карамазаре характерна для родников, располагающихся в зонах дробления и трещиноватости пород вдоль Железного и Редкометального разломов. В этих крупных разрывных нарушениях, простирающихся от высокогорной части Кураминского хребта на юго-запад по наклону оси Карамазарских гор, эрозионными пропилами двух саев выводятся многочисленные родники. Дебиты их увеличиваются по мере погружения разломов от 0,1 до 3—5 л/сек.

По Железному разлому, вдоль оси которого проходит пропил одного из саев, как по естественной дрене выносятся значительные количества поверхностных и подземных вод в Дальверзинскую степь и Мирзарабатскую котловину.

Наиболее высокие дебиты имеют родники при погружении Железного и Редкометального разломов под современные отложения Мирзарабатской котловины. Здесь разломы секут палеозойские известняки, к контакту которых с гранодиоритами приурочены родники с дебитами до 3—5 л/сек. В зоне дробления Редкометального разлома выходят родники с дебитами 2—3 л/сек.

Значительной водообильностью отличается зона дробления и расширенной трещиноватости Канджольского разлома, вдоль которой наблюдаются многочисленные выходы родников с деби-



Ползрев по линии I-I

Область питания  
и местного стока

СВ

Область транзита

Область регионального стока

ЮЗ

Гидрохимический профиль



тами до 1 л/сек и более. Всего на площади интрузивных пород зарегистрировано 340 родников.

Эффузивные породы менее водоносны. Коэффициент удельной трещиноватости их составляет всего 0,1—0,5%. Родники имеют обычно капельные дебиты, редко достигающие сотых долей метра в секунду и сезонный характер действия, подчиненный режиму атмосферных осадков. Лишь на отдельных участках долин по мере углубления эрозионного вреза, привлекающего к дренированию значительные площади, дебиты родников несколько увеличиваются. Таковы родники, выклинивающиеся в глубоких эрозионных пропилах, пересекающих на своем пути также крупные разломы. Дебиты этих родников в весенний период (апрель—май) достигают 10—15 л/сек, затем быстро снижаются до 0,3—0,1 л/сек (в декабре—январе). В маловодные годы они пересыхают. Всего на площади распространения эффузивно-туфогенных пород Карамазара зарегистрировано 234 родника.

Родники, прослеживающиеся вдоль зон крупных локальных трещин в эффузивах, также малодебитны и отличаются лишь исключительным постоянством расходов в годовом разрезе.

По химическому составу трещинно-грунтовые воды изверженных пород гидрокарбонатно-кальциевые и магниевые с минерализацией 0,2—0,3, редко 0,5 г/л, на отдельных участках в зонах разломов до 1 г/л. Такой же химический состав характерен для подземных вод промытых структур и свободного водообмена, циркулирующих на небольших глубинах и расположенных вблизи области питания.

Трещинно-грунтовые воды песчано-сланцевой толщи силура распространены в северной части Западного Карамазара. В струк-

Рис. 87. Схема гидрогеологического районирования Западного Карамазара и горы Моголтау. Составила О. Х. Шахбазиди

**Схема районирования.** Гидрогеологические районы: 1 — в изверженных породах интрузивного и эффузивного комплексов палеозоя (область питания и формирования подземных вод); 2 — в песчано-сланцевой толще силура (область частичного питания); 3 — в известняках и доломитах среднего палеозоя (площадь накопления и глубокой циркуляции); 4 — в песчано-известняковых разностях мел-палеогена (площадь частичной аккумуляции и транзита); 5 — в четвертичных аллювиально-пролювиальных отложениях предгорных равнин (площадь погружения и рассеивания); 6 — в аллювиальных отложениях долины р. Сырдарьи (область регионального стока); 7 — безводные площади, сложенные глинистыми осадками неогена — палеогена (ферганские адры). Минерализация и химический состав: 8 — 0,0—0,5 г/л — гидрокарбонатные; 9 — 0,5—1,0 г/л — гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные; 10 — 1,0—3,0 г/л — гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные. Контуры: 11 — гидрогеологических регионов (I — Северо-Таджикский, II — Западно-Ферганский); 12 — гидрогеологических районов; 13 — химизма подземных вод; 14 — водупорных неогеновых глин; 15 — разломы. Геологический разрез: 16 — четвертичные отложения; 17 — глины неогена; 18 — песчаники, глины и известняки мела — палеогена; 19 — эффузивно-туфогенные отложения верхнего карбона — нижней перми; 20 — гранодиориты Кураминского plutona; 21 — известняки и доломиты среднего девона — нижнего карбона; 22 — уровни подземных вод: а) пьезометрический напорных межпластовых вод мел-третичных осадков; б) грунтовых вод аллювиально-пролювиальных отложений. Гидрохимический профиль (по А. А. Бродскому). Содержание в подземных водах ионов: 23 —  $\text{HCO}_3^-$ ; 24 —  $\text{SO}_4^{2-}$ ; 25 —  $\text{Cl}^-$ ; 26 —  $\text{Mg}^+$ . 27 — минерализация воды, г/л

Таблица 33

## Экспликация к схеме гидрогеологического районирования Западного Карамазара и гор Моголтау

| Регион                                    | Район | Геолого-структурные и геоморфологические условия                                                                                                                                                                                                                                                         | Типы подземных вод                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | Гидрогеологическая характеристика                                                                                                                                                                                                                                                                      | Минерализация                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | Химический состав                                                                                                                                |
|-------------------------------------------|-------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| гидрогеологический массив                 |       | <p>1. Площадь преимущественного питания и формирования подземных вод. Изверженные породы интрузивного и эфузивного комплексов, слагающих горную часть Западного Карамазара и гор Моголтау (<math>C_2 - P_1</math>)</p> <p>2. Площадь частичного питания подземных вод — поле развития сланцев силура</p> | <p>Инtrузия гранитоидного батолита, внедрившегося в ядро Кураминского антиклиниория. Породы поражены региональной трещиноватостью, развивающейся до глубины 50—70 м, прорваны дайками и жилами порфиров и рассечены крупными трещинами, чаще северо-восточного простирания. Эфузивно-туфогенные породы слагают крылья антиклиниория. Поражены редкими тонкими трещинами, быстро затухающими с глубиной.</p> <p>Песчано-сланцевые отложения слагают ядро Сардобской мульды, осложняющей северное крыло Кураминского антиклиниория.</p> <p>Рельеф образован действием эрозионно-тектонических факторов. Абс. отметки поверхности от 2100 до 1000 м</p> | <p>1. Трещинно-грунтовые воды изверженных пород</p> <p>2. Трещинно-грунтовые воды песчано-сланцевой свиты силура. Безнапорные</p> <p>3. Трещинно-жильные воды крупных водоносных зон разломов (динамические и статические запасы). Обычно напорные</p> <p>4. Грунтовые поровые воды аллювия долины</p> | <p>Основной источник питания подземных вод — атмосферные осадки</p> <p>Трещинно-грунтовые воды формируются и циркулируют в пределах верхней гидродинамической зоны усиленной трещиноватости и целиком дренируются гидрогеографической сетью. Запасы их рассеяны по площади и не имеют практического значения. Расходы большинства родников в интрузивных породах составляют десятие и сотые доли литра в секунду, в эфузивах и сланцах — тысячи и сотые доли литра в секунду. Характер действия сезонный</p> <p>Трещинно-жильные воды локализуются в зонах крупных разломов. Расходы родников достигают 0,5—3,0 л/сек</p> <p>Грунтовые поровые воды аллювия долин</p> | <p>0,1—0,3 г/л; в зонах разломов и в Сардобской мульде 0,7—1,2 г/л</p> <p>Гидрокарбонатно-кальциевый</p>                                         |
| I. Северо-Талжикский (Чаткало-Кураминский |       |                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | формируются за счет дренирования поверхностным и скрытым путем трещинно-грунтовых вод, образуя в нижних течениях потоки с расходом до 250—300 л/сек                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |                                                                                                                                                  |
|                                           |       | 3. Площадь накопления и глубокой циркуляции подземных вод. Гряды известняков и доломитов среднего палеозоя ( $D_2 - C_1$ )                                                                                                                                                                               | Моноклинальные гряды известняков и доломитов $D_2 - C_1$ слагают крылья Кураминского антиклиниория и погружаются в соответствии с наклоном структуры на запад. Серий разломов известняки северного крыла разбиты на отдельные блоки. В южном крыле известняки сохранились в виде обособленных гряд. Абсолютные отметки поверхности 1900—800 м                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | <p>1. Трещинно-карстовые воды известняков <math>D_2 - C_1</math>. Безнапорные</p> <p>2. Трещинно-жильные воды зон разломов. Обычно напорные</p> <p>3. Грунтовые поровые воды аллювия долин</p>                                                                                                         | <p>Трещинно-карстовые воды формируются за счет выпадающих атмосферных осадков и дренирования трещинно-грунтовых вод гранодиоритов. Воды глубокой циркуляции, напорного типа. В зонах подпора по северному крылу структуры выклиниваются родники с расходами до 10—12 л/сек, с постоянным характером действия. Расходы большинства родников составляют десятие доли литра в секунду. В южном крыле складки в известняках отсутствуют выходы трещинных вод. Эрозионная сеть дренирует трещинно-карстовые воды лишь выше местного бассейна эрозии (динамические запасы), уводя их за пределы района в область предгорных равнин</p>                                      | <p>От 0,2—0,3 до 0,7 г/л; в западной части гряды 0,7—2 г/л</p> <p>Гидрокарбонатный. Гидрокарбонатно-сульфатный с преобладанием ионов Mg и Ca</p> |

| Регион                                                               | Район                                                                                                                                                                          | Геолого-структурные и геоморфологические условия                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | Типы подземных вод                                                                                                                                                                                                                                                                                    | Гидрogeологическая характеристика                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | Минерализация                                                                                             | Химический состав                                 |
|----------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|
| I. Северо-Талжикский (Чаткало-Кураминский гидрогеологический массив) | 4. Площадь частичной аккумуляции, разгрузки и транзита подземных вод — Мирзарабатская котловина, сложенная мезокайнозойскими отложениями                                       | Межгорная тектоническая впадина — Мирзарабатская котловина заполнена песчано-глинистыми осадками верхнего мела — палеогена и неогена, перекрытыми сверху мощным плашом четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 800 до 400 м, снижаясь в соответствии с наклоном структуры антиклинария на запад, в сторону Дальверзинской степи | 1. Грунтовые поровые воды аллювиально-пролювиальных отложений котловины, приуроченные к отдельным древним эрозионным пропилам. Глубина залегания их не более 10 м.<br>Безнапорные<br><br>2. Межпластовые поровые и трещинные воды песчано-известняковых разностей верхнего мела и палеогена. Напорные | Питание грунтовых вод осуществляется за счет притока поверхностных и подземных вод из горной части и частично за счет атмосферных осадков. Отдельные разобщенные бассейны образуют поток с расходом до 80 л/сек<br><br>Питание межпластовых вод происходит за счет открытого дренирования грунтовых вод аллювиально-пролювиальных отложений и трещинных вод палеозойских изверженных пород. Частичная разгрузка межпластовых вод происходит в центральной части (пос. Мирзарабат) и по бортам котловины. Естественный расход потока межпластовых вод в поперечном сечении восточной части котловины составляет 400—420 л/сек. Водоносный горизонт имеет свободный сток в сторону Дальверзинской степи | 0,7—0,8, реже до 1 г/л<br><br>Менее 0,5 г/л                                                               | Гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый<br><br>То же |
| II. Западно-Ферганский (артезианский бассейн I порядка)              | 5. Площадь рассеивания, глубокого погружения и транзита грунтовых вод, стекающих с горного массива к долине Сырдарьи<br>Аллювиально-пролювиальные отложения предгорного шлейфа | Юго-западное окончание Ферганской котловины — крупной синклинальной структуры — прогиба палеозойского фундамента, заполненного осадками мезокайнозойского возраста<br>Аллювиально-пролювиальный шлейф предгорных равнин правобережья Сырдарьи — Самгарской и Дальверзинской степей                                                                                                     | Грунтовые поровые воды, часто напорные, получающие разгрузку в периферической части конусов выносов                                                                                                                                                                                                   | Питание грунтовых напорных вод происходит за счет дренирования подземных вод коренных пород. В периферических частях равнины отдельные разобщенные потоки соединяются в единый водоносный горизонт со значительной производительностью. В Самгаре восходящие родники имеют преобладающие расходы 0,1—0,4 л/сек. Самоизлив воды из скважин составляет 0,4—1,5 л/сек. В Дальверзинской степи характерно наличие нескольких водоносных горизонтов: первый — с небольшим дебитом и повышенной минерализацией, практического значения не имеет; второй — напорный, вскрывается на глубинах от 30 до 180 м и имеет высокую производительность (дебит скважин 10 л/сек); используется повсеместно            | 0,2—0,3 г/л в верхней части конусов выносов, 0,8—3,6 г/л в периферической части, у впадения в р. Сырдарью | Гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый              |

Продолжение табл. 33

| Регион                                                  | Район                                                                                                                                                                          | Геолого-структурные и геоморфологические условия                                                                                                                            | Типы подземных вод                                                                           | Гидрогеологическая характеристика                                                                                                                                                                                                                                             | Минерализация | Химический состав          |
|---------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|----------------------------|
| II. Западно-Ферганский (артезианский бассейн I порядка) | 6. Область регионального стока подземных вод долины Сырдарьи, представленная аллювиальными отложениями террас на стыке с периферической частью конусов выноса боковых притоков | Крупная эрозионно-аккумулятивная структура — долина р. Сырдарьи, сложенная песчано-галечными отложениями. Ширина долины в центральной части района 4–5 км, в западной 30 км | Грунтовые поровые воды аллювиальных отложений долины Сырдарьи                                | Обширная долина Сырдарьи в несколько десятков километров является естественной дреной, аккумулирующей в аллювиальных отложениях мощный водоносный горизонт с расходом 5–8 м <sup>3</sup> /сек за счет подземных вод прилегающих площадей и инфильтрации поверхностного потока | 0,5 г/л       | Гидрокарбонатно-кальциевый |
|                                                         | 7. Ферганские адыры — безводные возвышенности, сложенные глинистыми осадками                                                                                                   | Возвышенности Дигмай, Исписар, Ак-Чоп, Ак-Бель — увалистые холмистые гряды с мягкими формами рельефа (ферганские адыры). Абс. отметки поверхности 800–1000 м                | Напорные поровые воды типа рассолов формируются в ограниченной структуре за пределами района | —                                                                                                                                                                                                                                                                             | —             | —                          |

турном отношении эта площадь представляет собой основание северного крыла Кураминского антиклиниория и ядро Сардобской мульды и является областью частичного питания и рассеивания подземных вод. Сланцевая свита смята в складки без разрыва сплошности. Мелкие трещины в ней чрезвычайно тонки и с глубиной быстро затухают.

Расходы родников капельные, порядка тысячных (0,003—0,005), реже сотых долей (0,01—0,02) метра в секунду. На площади Сардобского бассейна зарегистрировано несколько родников в зонах разломов, вскрытых глубокой эрозией, с дебитами от 1,0 до 4,5 л/сек. По химическому составу вода гидрокарбонатная с минерализацией 0,2—0,3 г/л, хорошего качества, приятная на вкус и используется для бытовых нужд населения.

Известняки и доломиты среднего палеозоя (среднего девона — нижнего карбона) сохранились в виде отдельных гряд и останцов в крыльях Кураминского антиклиниория. Интенсивная трещиноватость известняков и способность их растворяться под действием воды с образованием карстовых пустот являются благоприятными факторами для накопления и глубокого проникновения подземных вод в толщу пород. Трещиноватость и карстообразование в них развиваются на значительную глубину, ниже местного базиса эрозии.

Несмотря на незначительную площадь распространения, карбонатные породы оказывают существенное влияние на гидрогеологические условия Западного Карамазара. Водоносные свойства карбонатных пород в северном и южном крыльях различны.

Известняковая гряда северного крыла (алтынтопканского) тянется выдержанной полосой с падением на север и северо-запад под углами 45—60°. Подземные воды, стекающие по уклону рельефа с гранодиоритового массива, на контакте с известняками улавливаются их трещинами и уводятся на значительную глубину, формируя горизонт трещинно-карстовых вод. В паводковый период вся толща известняков насыщается водой, излишки которой уносятся родниками по эрозионной сети, питая грунтовые воды аллювиальных долин и предгорных равнин.

Движение трещинно-карстовых вод ниже местного базиса эрозии контролируется геолого-структурными факторами. Моноклинальное падение известняков и общее погружение структуры на запад обеспечивают свободный региональный сток в этом же направлении. В таких структурах формируются преимущественно динамические запасы подземных вод.

Разломы северо-восточного направления, секущие гряду известняков, а также верхнепалеозойские эфузивы, контактирующие на севере с известняками среднего палеозоя, играют роль водонепроницаемых экранов. Внутри каждого блока известняков происходит естественная разгрузка динамических запасов трещинно-карстовых вод. Наиболее крупными родниками, приуроченными к зонам разломов и тектоническому контакту известняков с эфу-

зивами, являются Комарташ-Каскана, Ташбулак, Аткулак, Чалата и другие со среднегодовым многолетним расходом от 5 до 10 л/сек.

Необходимо отметить, что ряд родников, попавших в пределы депрессионной воронки, созданной вокруг рудного поля месторождения Алтынтопкан в результате шахтного водоотлива, значительно сократили дебит или совсем прекратили действие. Так, родник Ташбулак осенью 1949 г. имел расход 5 л/сек и отличался постоянством режима; в 1956 г. на это же время он снизил расход до 0,1 л/сек, а в 1961 г. совершенно прекратил действие. В настоящее время иссяк также родник Аткулак.

Всего на площади известняков северной гряды зарегистрировано в июле — сентябре 1956 г. 36 родников, из них 13 приурочено к зонам разломов. Суммарный расход родников составляет 34,5 л/сек (динамические запасы трещинно-карстовых вод).

Химический состав этих вод в восточной части площади, в условиях свободного стока и активного водообмена, гидрокарбонатный с минерализацией, не превышающей 0,2—0,3 г/л. В западной части гряды при погружении структуры (месторождение Ташбулак) минерализация повышается до 1,0—2,5 г/л, вода приобретает гидрокарбонатно-сульфатный состав за счет затрудненных условий циркуляции и обогащения вод в зоне оруденения сульфат-ионом. В том же направлении с востока на запад увеличивается глубина залегания водоносного горизонта.

Известняки южного крыла складки менее водоносны. Здесь выпадает меньше атмосферных осадков (150 мм в год), в то время как по северному склону их количество достигает 450—500 мм в год. Кроме того, гряды известняков разобщены и незначительны по площади, породы интенсивно метаморфизованы и в разрезе преобладают доломитизированные, менее карстующиеся разности пород.

Подземные и поверхностные воды, поступающие в известняковые гряды преимущественно по эрозионной сети и приконтактовым разломам, поглощаются трещинами и уносятся на значительную глубину. Поэтому отдельные редкие родники существуют лишь на участках глубоких эрозионных срезов и вдоль зон разломов.

Трещинные воды известняков южного крыла вскрываются горными выработками месторождений рудника Кансай. Водопритоки в горные выработки невелики и составляют от 2 до 15 л/сек. По мере углубления горных выработок водопритоки не увеличиваются.

Воды имеют повышенную минерализацию (0,7—1,5 г/л) и сульфатно-гидрокарбонатный состав, вызванный обогащением воды сульфатным ионом в зоне вторичного окисления.

### Грунтовые поровые воды аллювиальных отложений горных долин

Многочисленные долины, спускающиеся со склонов Карамазара и Моголтау, дренируют поверхностным и скрытым путем трещинно-грунтовые воды верхней гидродинамической зоны палеозой-

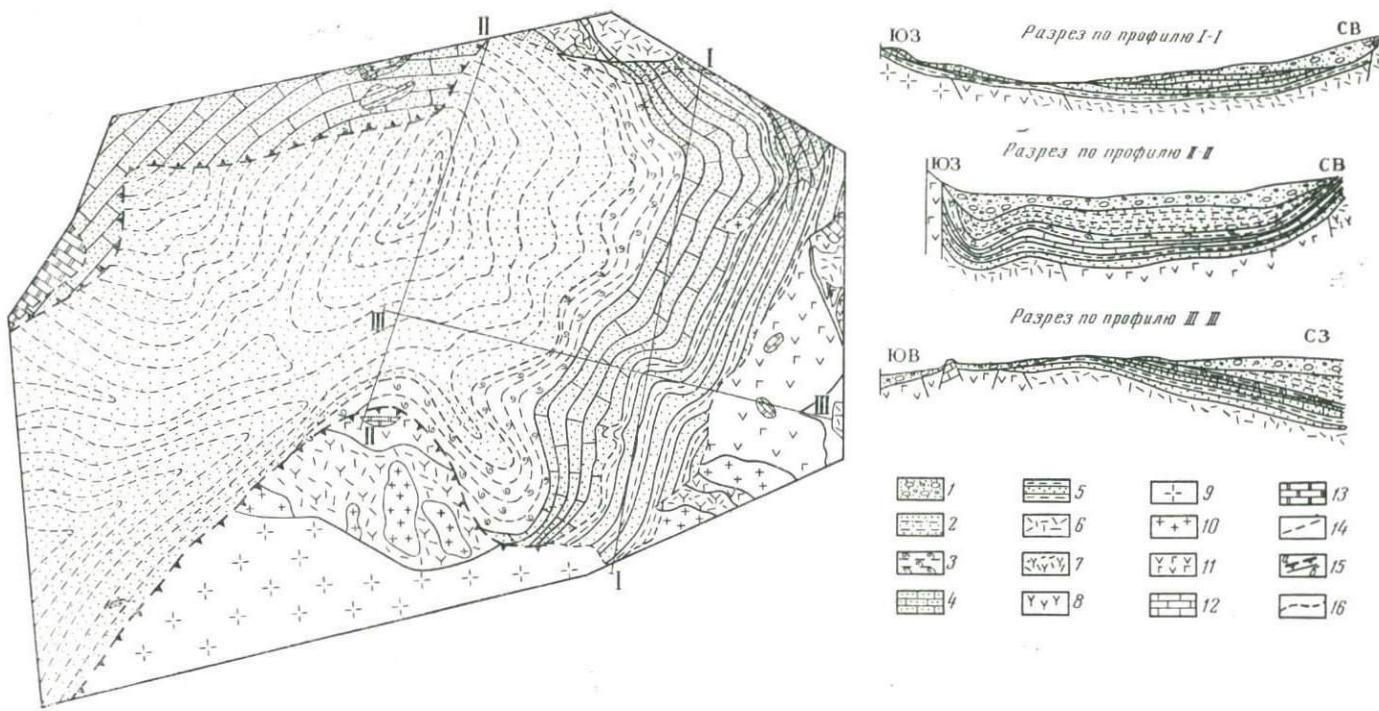


Рис. 88. Схема геологического строения Мирзаабатской котловины. Составлена В. А. Борисовым, В. А. Араповым, Е. Д. Караповой

1 — четвертичные валуно-гравийные отложения с песчано-гравийным заполнителем, местами перекрытые суглинком; 2 — глины песчанистые ( $N_2$ ); 3 — глины темно-зеленые с обильной фауной ( $Pg_2$ ); 4 — известняки-ракушняки и известковистые песчаники ( $Pg_1$ ); 5 — толща пересланования нестроевитых глин и песчаников ( $Pg-Pg_2$ ); 6 — эфузивно-туфогенные нерасщлененные отложения ( $C_2-P_1$ ); 7 — андезито-дацитовые порфириты акчинской свиты ( $C_2$ ); 8 — андезитовые порфириты ( $C_2$ ); 9 — гранодиориты кураминского типа; 10 — гранодиорит-порфиры чорухдайронские; 11 — кварцевые монцониты; 12 — массивные серые известняки ( $C_1$ ); 13 — тонкослонистые известняки и доломиты ( $D_{2-3}$ ); 14 — предполагаемые границы распространения пород по данным вертикального электротомонтирования (на разрезах); 15 — разрывные нарушения (а — надвиги, б — сбросы); 16 — плоскости крошки неогеновых глин

ских пород и уносят их, образуя в нижних течениях, в местах скоплений аллювиальных отложений, потоки грунтовых поровых вод. Простираясь преимущественно в меридиональном направлении, горные долины прорезают вкrest простирания все литологические разности палеозойских пород. В аллювиальных отложениях наиболее глубоких эрозионных долин формируется водоносный горизонт со значительной производительностью и постоянством действия.

В верховьях долин родники образуют ручьи с расходом в весенний период до 10—20 л/сек. Вниз по течению по мере расширения долины и увеличения мощности ее отложений эти ручьи погружаются в аллювий и образуют потоки грунтовых поровых вод с естественным расходом по отдельным долинам от 100 до 400 л/сек. Воды аллювиальных отложений являются для Карамазара надежным и долговечным источником промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения.

Мирзарабатская котловина представляет собой область частичной аккумуляции и транзита подземных вод, формирующихся в горной части. Этот интереснейший в гидрогеологическом отношении район издавна привлекал внимание гидрогеологов, оставаясь, однако, неизученным. В последние годы в Мирзарабатской котловине проведен большой комплекс геологосъемочных и поисково-разведочных работ. В структурном отношении котловина представляет собой синклинальный прогиб между Карамазаром и Моголтау, заполненный осадками мезо-кайнозойского возраста.

Ложе котловины представлено палеозойскими интрузивными и эфузивно-туфогенными отложениями: в южной части интенсивно измененными и амфиболизированными монцонитами Моголтау, в северной — туфами и туфобрекчиями кварцевых и дакитовых порфиров с обильным пепловым цементом. Лишь в северо-восточной части котловины вскрыты палеозойские известняки (продолжение гряды Окуртау). На геологической схеме Мирзарабатской котловины снят четвертичный покров, а меловые и третичные осадки вынесены на подошву четвертичных отложений (рис. 88). Форма палеозойского ложа следующая. В самой восточной части отсутствуют мел-третичные осадки, и четвертичные отложения лежат непосредственно на палеозойском фундаменте. Восточнее наблюдается последовательное налегание осадков верхнего мела, палеогена и неогена на палеозой. В западном и юго-западном направлениях поверхность палеозоя понижается и увеличивается мощность мезо-кайнозойских отложений. Наблюдаются местные поднятия палеозойского ложа, играющие контролирующую роль в перераспределении подземного стока.

В Мирзарабатской котловине сохранился полный разрез мел-третичных осадков, перекрытых сверху довольно мощным плащом четвертичных отложений. В горной части остатки их обнажаются по бортам долин и котловин. Описание мел-третичных осадков котловины приводится по схеме стратиграфического расчленения

мезо-кайнозойских отложений Н. Ф. Безобразовой (1930) и Н. Е. Минаковой.

Осадки верхнего мела (датский ярус) представлены свитой красных, желтых, зеленых песчанистых глин, глинистых песчаников и алевролитов. Редкая фауна в них плохой сохранности, поэтому возраст определяется по стратиграфическому соотношению с бухарским ярусом палеогена. Мощность 10—80 м, увеличивается к западу.

Отложения палеогена залегают согласно на осадках верхнего мела и развиты в районе повсеместно. Они образуют выдержаные обнажения в виде бордюров и карнизов по северному и южному бортам котловины, а также по южному склону гор Окуртау. Для большинства ярусов палеогена характерна фауна хорошей сохранности.

Бухарский и сузакский ярусы сложены маломощным (до 1 м) пластом известняка, зеленовато-серыми глинистыми и известковистыми песчаниками, голубовато-серыми глинами (опоковидными) с прослойями песчаников. Мощность их 10—20 м.

Отложения алайского яруса представлены внизу палевыми известняками — ракушняками различной плотности, иногда с прослойями (в верхней части) зеленых глин, и вверху светлыми кварц-слюдистыми песчаниками с тонкими прослойями глин (в основании они слабо сцементированы и переходят в песок). Породы яруса наиболее широко распространены и четко выделяются фаунистически. На выходах они образуют выдержаные карнизы. Мощность их в среднем 60 м, увеличивается к западу. В этом же направлении происходит изменение состава песчано-известняковых разностей палеогена в сторону увеличения глинистых частиц.

Туркестанский и риштанский ярусы сложены серовато-зелеными и голубыми глинами, иногда с прослойями мергеля и известняка. В нижней части отмечена обильная фауна устриц и фораминифер, напоминающая ракушняк, сцементированный глиной. Наиболее полный разрез их прослеживается в северном борту котловины.

Отложения неогена представлены светло-бурыми песчанистыми глинами с редкими прослойями песчаника, перекрываемыми местами грубозернистыми песчаниками и конгломератами. Выходы их на поверхность в пределах котловины отсутствуют. По данным разведочного бурения, мощность неогеновых осадков увеличивается в западном направлении от 14 до 160 м.

Четвертичные осадки покрывают сплошным плащом пониженные области межгорных долин, котловин и предгорных равнин. Дельвиальные отложения развиты в виде тонкого чехла по склонам и подножьям гор. Это в основном щебень и дресва изверженных, реже осадочных пород, перекрытые супесчано-суглинистыми образованиями.

Мирзарабатская котловина заполнена проливиально-аллювиальными отложениями слившихся конусов выноса. В западной

части, в пределах Дальверзинской степи, они увеличиваются в мощности, переплетаются с террасовыми отложениями р. Сырдарьи и параллелизуются с голодностепским и сырдарьинским комплексами. Мощность четвертичных отложений изменяется в широких пределах, в общем увеличиваясь в западном направлении. Так, в восточной части котловины она колеблется от 0 до 70 м, в 4 км западнее — от 70 до 170 м, а еще западнее, в пределах Дальверзинской степи, достигает 275 м.

В мезо-кайнозойских осадках котловины формируются два горизонта подземных вод: 1) грунтовые поровые воды со свободной поверхностью в четвертичных аллювиально-пролювиальных отложениях и 2) межпластовые напорные трещинные и поровые воды песчаных и известняковых разностей палеогена и верхнего мела.

Потоки грунтовых поровых вод локализуются в отдельных древних эрозионных пропилах, перекрытых современными отложениями конусов выноса и подстилаемых водонепроницаемыми глинами неогена. Западнее, в пределах Дальверзинской степи, эти рассредоточенные русла сливаются в единый мощный поток грунтовых вод, насыщающих значительную толщу (до 300 м) аллювиально-пролювиальных отложений. По химическому составу грунтовые воды гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые с минерализацией 0,7—0,8, редко более 1 г/л.

В юго-восточной части котловины находится горловина Тюябугуз шириной 300—350 м. В ее аллювиальных песчано-галечных отложениях средней мощностью 30 м формируется грунтовый поток с естественным расходом 230—250 л/сек. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод 1—3 м. Наиболее высокий он в октябре—ноябре, самый низкий — в марте, что свидетельствует об отсутствии прямой зависимости режима грунтовых вод горловины от атмосферных осадков. Относительно высокая производительность грунтового потока и постоянство режима объясняются большой площадью водосборного бассейна ( $147 \text{ км}^2$ ) и смешанным питанием грунтового потока грунтовыми поровыми водами аллювиальных отложений долин, атмосферными осадками и межпластовыми водами.

Межпластовые поровые воды, формирующиеся в известняково-песчаных породах палеогена (алайский ярус) и верхнего мела, гидравлически связаны между собой и объединяются в один водоносный горизонт. Питание межпластовых вод происходит двояким путем: скрытым дренированием грунтовых поровых вод в местах эрозионного пропила и дренированием трещинных и трещинно-грунтовых вод в участках трансгрессивного налегания песчаников мела — палеогена на размытую поверхность палеозойских пород. Величина напора межпластовых вод увеличивается с востока на запад от 0 до 300 м.

При общем оттоке подземных вод внутри котловины происходит некоторое перераспределение подземного стока, контролируемое структурными факторами: брахиантклинальное поднятие иг-

рает роль подземного водораздела, направляющего часть потока на юго-восток.

Естественная разгрузка межпластовых вод мёл-палеогеновых отложений происходит в северном и южном бортах котловины, в местах тектонического контакта их с палеозойскими породами, а также в эрозионном срезе брахиантклинальной складки. Дебиты родников составляют 0,1—2,5 л/сек.

Водоносный горизонт пяты постоянно фонтанирующих скважин вскрыт на глубинах 90—120 м в песчаниках палеогена и верхнего мела. Суммарный многолетний расход самоизлива 5,2—5,5 л/сек. Температура воды в скважинах и родниках в течение всего года неизменно равна 16—17° С. Такое постоянство характерно для вод глубокой циркуляции, расположенных в значительном удалении от области питания.

Химический состав межпластовых вод гидрокарбонатно-сульфатный с преобладанием иона кальция. Вода пресная с плотным остатком менее 0,5 г/л. Колитрт равен 333 и указывает на отсутствие бактериального загрязнения.

В северном борту Ферганской котловины протягивается пролювиальный шлейф из слившихся отложений конусов выносов горных долин, впадающих в долину Сырдарьи.

Подземные воды верхней гидродинамической зоны, формирующиеся в пределах Карамазаро-Моголтауского массива, стекают по склону рельефа в пониженные области Ферганской котловины, образуя горизонты грунтовых поровых вод аллювиально-пролювиальных отложений предгорных равнин и напорные межпластовые воды подстилающих мел-палеогеновых осадков. За счет этих вод осуществляется промышленное и сельскохозяйственное водоснабжение населенных пунктов юго-западного окончания Ферганской котловины.

### Использование подземных вод для народного хозяйства

Западный Карамазар — полупустынный маловодный район, и обеспечение крупных предприятий водой явилось довольно сложной задачей. Вопросы водоснабжения разрешены за счет грунтовых вод аллювия горных долин.

На Алтынтопканском полиметаллическом месторождении водоснабжение обогатительной фабрики осуществляется за счет грунтовых вод аллювиальных отложений долины р. Ахангаран, эксплуатационные запасы которых подсчитаны по высоким категориям и утверждены ГКЗ.

Мелкое бытовое и техническое водоснабжение рудничных поселков группы месторождений Алтынтопкана, разбросанных на значительной площади, осуществляется раздельно: используются крупные рудники в гранодиоритах и трещинно-карстовые воды известняков. Родники, выклинивающиеся в зоне разгрузки трещинно-карстовых вод известняков, являются ненадежными источниками

водоснабжения, так как по мере дальнейшей разработки месторождения, сопровождающейся шахтным водоотливом, могут оказаться в радиусе влияния районной депрессионной воронки и будут сдренированы горными выработками. Расходы родников из гранодиоритов и эфузивов в ряде случаев совершенно недостаточны, так как претерпевают сезонные колебания.

Для постоянного и надежного водоснабжения рудничных поселков разведаны и рекомендованы грутовые воды аллювиальных отложений долины р. Сардоб и ее притоков. Производительность эксплуатационных скважин обеспечивает потребность в воде поселков.

Разветвленная гидрографическая сеть бассейна р. Сардоб имеет консеквентный характер: пересекаются палеозойские известняки Алтынтопканской гряды, эфузивы верхнего палеозоя, сланцы силура и гранитоиды гор Калканата. Долина дренирует большие площади, формируя в аллювиальных отложениях постоянно действующий грутовый поток. Дополнительное питание за счет поверхностных паводковых вод речной системы Сардоб и инфильтрации атмосферных осадков обеспечивает сезонное восполнение естественных запасов грутовых вод.

Аллювиальные отложения долины р. Сардоб представлены песчано-галечными отложениями. Мощность их в верховьях 1,5—2,0 м, вниз по течению при уменьшении уклонов и усилении аккумулятивной деятельности она увеличивается у Акмечети до 25 м, а в нижней части долины, перед выходом ее в Дальверзинскую степь (нижнесардобыский поперечник), до 45—48 м.

В Дальверзинской степи мощность аллювиально-пролювиальных отложений резко возрастает до 100 м и более. Они слагают древние и современные конусы выносов. По результатам разведочно-опытных работ установлены высокие фильтрационные свойства аллювиальных отложений. Средний коэффициент фильтрации 1—2 л/сек, естественный расход грутового потока возрастает вниз по течению, достигая на самом нижнем створе в период наиболее высокого положения уровня 250 л/сек, а в период низкого положения 73 л/сек. Эксплуатационные запасы составляют соответственно 150 и 35 л/сек. Удельные дебиты скважин высоки (10—15 л/сек). Амплитуда колебания уровня грутовых вод большая — в нижнем течении долины до 18 м. Здесь в период высокого положения уровня грутовых вод образуется зона выклинивания с расходом до 120 л/сек.

Участок в нижнем течении долины разведен детально с целью обоснования технического водоснабжения подсобных предприятий Алтынтопканского полиметаллического комбината, размещение которых проектировалось первоначально по левому берегу р. Сардоб. Эксплуатационные запасы грутового потока этого участка утверждены ГКЗ.

Разведанный грутовый поток нижнего течения долины р. Сардоб в настоящее время не используется, но при необходимости

может служить надежным источником крупного промышленного или сельскохозяйственного водоснабжения.

В Мирзарабатской котловине в результате работ, проведенных в последние годы, подсчитаны и утверждены ГКЗ запасы подземных вод по трем участкам: 1) собственно участок Мирзарабат в восточной части котловины до меридиана разведочного профиля III—III; 2) Кошмулла; 3) Тюябогуз.

Согласно классификации месторождений подземных вод Н. И. Плотникова (1957, 1959), нами в разведенной части Мирзарабатской котловины выделяются два типа месторождений подземных вод: подземные потоки грунтовых вод аллювиальных образований речных долин и артезианский бассейн межпластовых поровых вод геосинклинального типа. Бассейн малого размера, приурочен к синклинальным геологическим структурам второго и третьего порядков.

Условия и форма залегания месторождений подземных вод определяют выбор методики разведки.

Первый тип месторождений делится на два подтипа: 1) подземные потоки относительно ограниченных речных долин с шириной потока до 1 км (горловина Тюябогуз в юго-восточной части котловины); 2) подземные потоки древних речных долин (Мирзарабатская котловина). Разведка грунтовых речных долин производится методом профилей, проходящих через поперечное сечение долин.

Межпластовые напорные воды мел-палеогеновых отложений второго типа приурочены к артезианскому бассейну, который не является замкнутой структурой, а наклонен на запад, чем обеспечивается движение подземных вод в этом направлении. Контуры этого водоносного горизонта отчетливо выделяются в бортах Мирзарабатской котловины по тектоническому контакту мезозойских отложений с палеозойскими. В связи с этим разведка межпластовых напорных вод также производится методом разведочных профилей, проходящих примерно перпендикулярно движению подземных вод.

По результатам детальных разведочно-опытных работ, завершившихся длительной (5,5 месяцев) пробно-эксплуатационной откачкой, определены все исходные параметры для расчета естественного расхода, статических запасов межпластовых напорных вод и эксплуатационных запасов грунтовых вод аллювиальных отложений горловины Тюябогуз и решен вопрос комбинированного водоснабжения этими водами Кансайского комбината и Чорухдайского рудника.

На грунтовых водах горловины Тюябогуз с 1944 г. по настоящее время базируется водоснабжение рудника Чорухдайрон, расположенного в 3 км к югу от участка. Рудник Кансай снабжается технической водой Кошмулласая. Питьевое водоснабжение рудника осуществляется за счет грунтовых вод Кашкасая, расположенного в 14 км восточнее поселка рудника. Расходы его в весен-

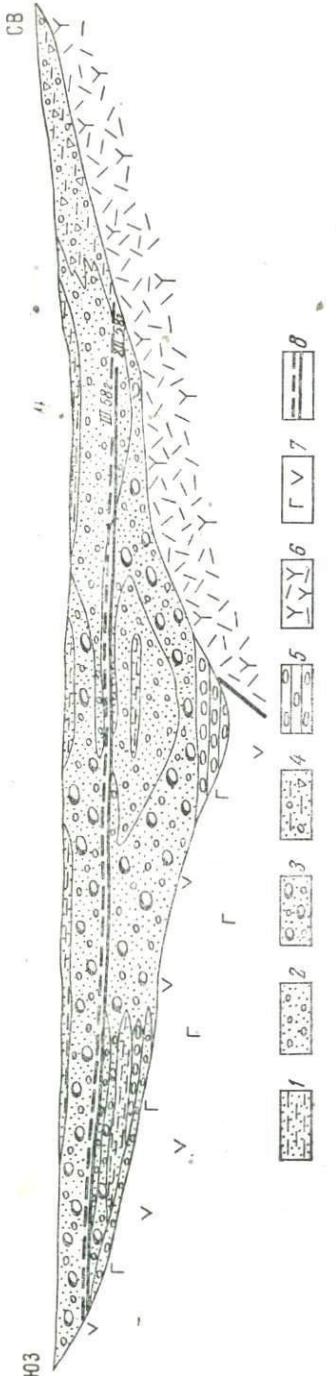


Рис. 89. Литологический разрез через долину Тюябогуз  
 1 — суглинок с галькой ( $\text{alp } Q_3 + 4$ ); 2 — гравий с песком и галькой ( $\text{alp } Q_3 + 4$ ); 3 — галечник ( $\text{alp } Q_3 + 4$ ); 4 — щебисто-суглинистые отложения ( $\text{pd}Q_1$ ); 5 — конгломераты ( $Q_1$ ); 6 — андезито-дацитовые порфириты ( $Pz_3$ ); 7 — монzonиты ( $Pz_2$ ); 8 — уровни грунтовых вод.

ний период 20 л/сек, в летний период быстро снижаются до десятых долей литра в секунду, создавая острый недостаток в питьевой воде.

В связи с большой областью и смешанным характером питания (атмосферные осадки, грунтовые и межпластовые воды) в аллювиальных гравийно-галечных отложениях горловины Тюябогуз средней мощностью 30 м формируется поток грунтовых поровых вод со значительной производительностью и постоянным режимом.

Многолетняя эксплуатация водозабора Чорухдайронским рудником привела к равномерному снижению динамических уровней на 5—6 м против естественного, т. е. с 3,5 до 13 м. Однако закономерность режима сохранилась с полным совпадением периодов максимальных и минимальных положений. В связи с перемещением зеркала грунтовых вод на более низкие отметки уменьшилось сезонное и суточное влияние климатических факторов и годовая амплитуда колебания уровня снизилась с 3,5 до 0,8—1 м.

На рис. 89 представлен литологический разрез аллювия долины Тюябогуз по линии разведочного поперечника. Расчеты коэффициентов фильтрации и естественных запасов грунтовых вод горловины произведены несколькими методами для взаимопроверки и получения достоверных данных. Расчет естественного расхода потока произведен по значениям коэффициентов фильтрации и гидравлическому уклону, по скорости фильтрации (результаты резистивиметрового ка-

ротажа скважин), по ширине зоны питания и по сравнению площади поперечного сечения потока по эксплуатации водозабора с отработанными площадями в процессе эксплуатации водоносного горизонта, т. е. по площади осущенного профиля поперечного сечения кважай. Все расчеты дали хорошо сходимые результаты.

Значения эксплуатационных запасов грунтовых вод, относящихся по достоверности к категории А, сняты непосредственно с графика пробно-эксплуатационной откачки. Дальнейший расчет максимальных эксплуатационных возможностей водозаборов произведен путем аналитической и графической экстраполяции кривых, полученных по данным опытных и пробно-эксплуатационной откачек и с помощью определения коэффициента дебита линейного ряда взаимодействующих скважин. Иными словами, расчет дополнительных запасов подземных вод участка Тюябогуз при заданных понижениях определен по фактическому дебиту скважин при опытных и пробно-эксплуатационных откачках. Выбор эмпирических формул произведен на основании анализа построенных кривых удельного дебита скважин. Полученные динамические (рабочие) уровни подземных вод, соответствующие максимальному возможному отбору, сняты при экстраполяции непосредственно с кривых зависимостей расходов от понижений. Получены следующие параметры грунтового потока: удельные дебиты скважин при откачке колеблются от 7 до 13,3 л/сек и свидетельствуют о высокой производительности водозаборов; средние значения коэффициентов фильтрации пород 1,2—1,3 л/сек; естественный расход потока грунтовых вод аллювиальных отложений долины Тюябогуз в период высокого положения уровня равен 252 л/сек, в период низкого положения 230 л/сек.

Естественный расход потока (230—250 л/сек) представляет собой динамические запасы долины Тюябогуз и может быть использован для водоснабжения путем полного перехвата потока с помощью подземного водонепроницаемого барража. Однако практическое осуществление такого дорогостоящего сооружения очень сложно, поэтому обычно используется до 70% естественного расхода потока. Суммарные эксплуатационные запасы грунтовых вод горловины Тюябогуз и водозабора Кошмулла в количестве 182 л/сек утверждены ГКЗ по промышленным категориям А+В. В настоящее время институтом «Узгипроцветмет» на основании утвержденных запасов составляется проект водоснабжения рудника Кансай за счет грунтовых вод горловины Тюябогуз.

Естественный расход потока грунтовых вод Каракасая в период максимального положения уровня 20 л/сек, в период минимума 2 л/сек.

На участке Мирзарабат по результатам поисково-съемочных работ, разведочного бурения, сопровождавшегося пробными откачками, определены запасы грунтовых вод аллювиально-пролювиальных отложений древних эрозионных пропилов и межпластост-

вых напорных вод песчаных разностей мела — палеогена по перспективной категории С<sub>1</sub>.

Поток грунтовых вод разведен в древнем пропиле Карасая. Коэффициент фильтрации аллювиально-пролювиальных отложений долины 0,08 л/сек, или 6,8 л/сутки. Амплитуда колебания грунтового потока равна 6,5 м. Наивысшее положение уровня фиксируется в июне, наиболее низкое — в декабре. Естественный расход грунтового потока составил в период минимума 88,5 л/сек, в период максимума 105,2 л/сек. Межпластовые напорные поровые воды заключены в песчаных разностях палеогена и верхнего мела, подстилаемых эфузивно-туфогенными отложениями палеозоя и перекрываемых водонепроницаемыми глинами неогена.

В артезианских бассейнах типа Мирзарабатской котловины, имеющих свободный сток по наклону структуры, формируются динамические, статические и упругие запасы напорных вод. Динамические запасы котловины определялись по коэффициенту фильтрации и пьезометрическому напору методом нормального створа поисково-разведочных скважин. В основу расчетов положены закономерности движения подземных вод в неоднородной толще, разработанные Г. Н. Каменским. Для каждого фильтрационного блока раздельно определены динамические запасы межпластовых вод. При этом средние значения коэффициентов фильтрации составили: для песчаников алайского яруса 2,8 м/сутки, для песчаников и глин бухарского и сузакского ярусов палеогена и верхнего мела 1,44 м/сутки, или 0,017 мм/сек. Естественный расход, или динамические запасы межпластовых напорных вод, проходящих через поперечное сечение котловины, составляют 37 560,8 м<sup>3</sup>/сутки, или 434,6 л/сек, удельные статические запасы 2,3 млн. м<sup>3</sup>. Упругие запасы межпластовых напорных вод Мирзарабатской котловины не определялись из-за сравнительно небольшой площади артезианского бассейна и величины напоров менее 100 м на большей части площади.

В целом запасы межпластовых вод Мирзарабатской котловины велики и при необходимости могут удовлетворить потребности крупного промышленного предприятия. Избыток воды может быть с успехом использован в сельском хозяйстве для орошения посевных площадей.

В восточной части котловины на выбранном участке проведены детальные разведочно-опытные работы для оценки запасов межпластовых вод по промышленным категориям и дальнейшего использования их. Продолжаются работы в западной части Мирзарабатской котловины и в пределах Дальверзинской степи. По результатам их будет произведена оценка естественных запасов потока подземных вод и установлен прирост запасов. Гидрогеологическими работами в этом районе обосновано водоснабжение Матчинского района.

## Обводнение горных выработок

Обводнение большинства горных выработок полиметаллических месторождений, приуроченных к контакту известняков с гранодиоритами, происходит главным образом вследствие притока трещинно-карстовых вод известняков среднего девона — нижнего карбона.

Причины, обусловливающие водопритоки в горные выработки месторождений Алтынтопкана, следующие:

1) густая расчлененность его поверхности эрозионной сетью способствует проникновению динамических запасов подземных вод палеозойских известняков и гранодиоритов по промытым раскаристованным трещинам вглубь и водопритоку в горные выработки;

2) площадь месторождения располагается непосредственно в области питания, поэтому режим шахтных водопритоков тесно связан и повторяет режим выпадающих атмосферных осадков;

3) развитие трещинной тектоники и карстовых процессов на значительную глубину (более 400 м) благоприятствует формированию статических запасов трещинно-карстовых вод известняков ниже местного базиса эрозии. Эти запасы при отработке глубоких горизонтов в первые годы работы рудника дают значительные водопритоки.

Первые два горизонта горных выработок находятся выше уровня трещинных вод и остаются сухими в течение всего года. Третий горизонт расположен в зоне сезонных колебаний подземных вод и обводнение его происходит в период максимального выпадения осадков (март — июнь). В маловодное время выработки горизонта сухие или имеют незначительный рассеянный капеж. Максимальная величина водопритоков ( $82,8 \text{ м}^3/\text{час}$ ) на третий горизонт отмечена в апреле 1958 г. Четвертый горизонт постоянно обводнен. Единичный водоприток (на 100 пог. м) составляет  $0,241 \text{ м}^3/\text{час}$ , или  $0,07 \text{ л/сек}$ . Отмечается увеличение среднемесячных водопритоков подземных вод по мере проходки горных выработок. В 1958 г. среднемесячная величина водопритоков в апреле достигла  $374 \text{ м}^3/\text{час}$ ; среднегодовая величина составила  $92 \text{ м}^3/\text{час}$ , единичный приток на 100 пог. м выработок максимальный  $31,2 \text{ м}^3/\text{час}$ , в среднем за год  $7,86 \text{ м}^3/\text{час}$ , т. е. паводковые притоки в 4 раза превышают среднегодовую величину.

Месторождение Чалата находится в аналогичных гидрогеологических условиях. В формировании водопритоков в горные выработки основную роль играют атмосферные осадки, выпадающие в весенне-зимний период. На основании нахождения максимальной величины осенне-весенних осадков, анализа многолетних данных атмосферных осадков по ряду метеостанций и их корреляции с фактическими данными максимальных водопритоков за март — июнь 1958 г. ( $119,3 \text{ л/сек}$ ) был дан следующий прогноз.

1. Максимальные величины среднемесячных водопритоков за счет атмосферных осадков однопроцентной обеспеченности на период наибольшего фронта работ составляют 400 л/сек.

2. Возможный паводковый водоприток за счет инфильтрации атмосферных осадков (по коэффициенту инфильтрации) в конечной стадии отработки месторождений может достигать 387,5 л/сек.

3. Водоприток за счет статических запасов трещинно-карстовых вод в период эксплуатации месторождения с учетом дренирования части их горными выработками был определен в 65 л/сек.

Таким образом, общая величина водопритоков в горные выработки в период притока за счет статических запасов равна 465 л/сек, в конечный период 400 л/сек.

Обводнение горных выработок Кансайской группы месторождений происходит исключительно за счет трещинных вод известняков Окуртауской гряды. Среднегодовые суммарные водопритоки в горные выработки Центрального Кансая 2,2—2,78 л/сек. По мере проходки горных выработок с годами происходит снижение водопритоков, вызванное сработкой запасов подземных вод с длительным многолетним водоотливом. Некоторое увеличение водопритоков наблюдается в исключительно многоводные годы.

На месторождении Курусай среднегодовой суммарный водоприток изменяется от 3,61 до 7,98 л/сек. Амплитуда колебания водопритоков в течение года здесь велика и достигает в отдельные годы 12—16 л/сек за счет резкого увеличения притоков в весенний период. Величина удельных водопритоков составляет 0,01—0,02 л/сек.

Многолетний водоотлив в горных выработках месторождений Кансай и Курусай сдrenировал подземные воды вышележащих водоносных горизонтов, сработал запасы подземных вод на значительной площади, создав районную воронку депрессии.

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

### Методика и объем исследований

Физические свойства горных пород в Западном Карамазаре изучались рядом исследователей с 1955 г. для выяснения возможностей применения геофизических методов. Начиная с 1962 г. параметрические замеры ведутся систематически и углубленно.

Сведения о магнитной восприимчивости получены главным образом при изучении образцов на индукционном каппаметре ИМВ. Небольшой объем определений величины и направления вектора остаточного намагничения выполнен с помощью астатического магнитометра. Данные измерений магнитных свойств другой аппаратурой (магнитометр М-2) немногочисленны.

Плотность изучалась в основном на денситометре методом гидростатического взвешивания воздушно-сухих образцов, отобранных с поверхности.

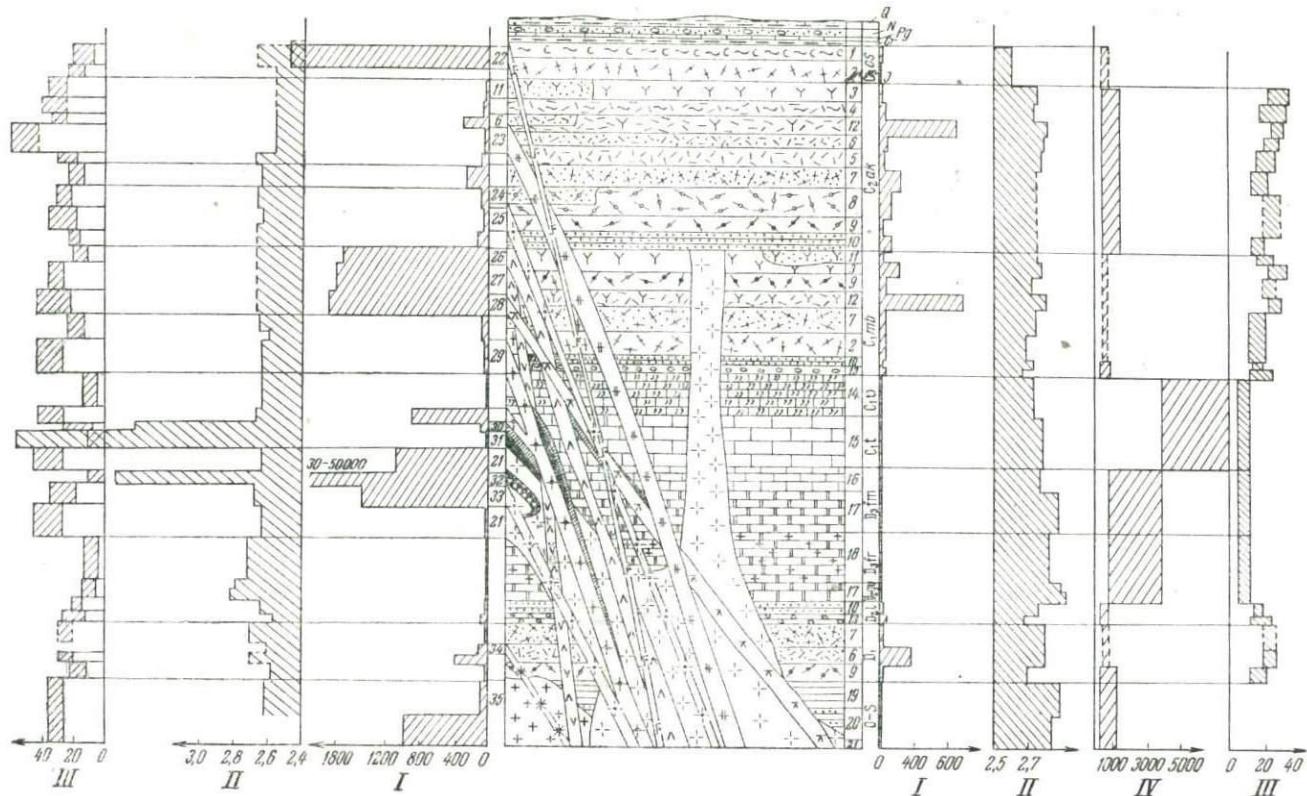
Электрическое сопротивление горных пород определялось как в естественном залегании (параметрические ВЭЗ, боковые каротажные зондирования), так и на образцах, отобранных в горных выработках. Для сохранения естественной влажности образцы парафинировались. В лаборатории из них выпиливались пластины с плоскопараллельными гранями. Сопротивление определялось двухэлектродной установкой с двумя охранными кольцами (Топорец, 1961). Для лучшего контакта грани образца покрывались графитом. Поляризуемость образцов определялась на установке, предложенной ВИТР, при трех значениях поляризующего тока, выбранных в интервале 10—100 ма.

Наибольший объем параметрических исследований выполнен в Алтынтопканском рудном районе и в горах Калканата. По Юго-Западному Карамазару и Моголтау сведений о физических свойствах горных пород очень мало. Изученность магнитной восприимчивости и плотности отдельных стратиграфических подразделений и литологических разновидностей пород более равномерная. Метаморфизованные песчано-глинистые сланцы ордовика — силура охарактеризованы 100 образцами, эфузивные отложения нижнего девона примерно 30 образцами. Отобрано и исследовано по 100 образцов из карбонатных отложений среднего девона — нижнего карбона и верхнего силура, примерно столько же из эфузивов минбулакской и акчинской свит. Эфузивы оясайской свиты изучены слабее (50 образцов кварцевых и два образца сферолитовых порфиров). Более молодые эфузивы не исследованы совершенно.

Из интрузивных образований наиболее полно изучены кураминские и алмабулакские гранитоиды, малые интрузии гранодиорит-порфиров, аляскитов, гранит-порфиров, диабазовые порфиры (по 30—100 образцов). Меньше сведений о физических свойствах диоритов, кварцевых диоритов, сиенито-диоритов.

Электрическое сопротивление исследовалось наиболее полно у пород карбонатной толщи среднего девона — нижнего карбона, андезитов и дацитов, а также гранитоидов Кураминского plutона (по 10 и более параметрических ВЭЗ и от десятков до нескольких сот метров скважин БКЗ). Электрические свойства руд и вмещающих пород определялись на образцах, отобранных на месторождениях Алтынтопкан, Пайбулак, Мышиккол, Кансай, Канджол. Там же в горных выработках проводились микрозондирование и электропрофилирование на трех разносах (AB равно 0,5, 2 и 4 м).

Результаты изучения обобщены и представлены в виде графиков изменения средней плотности, магнитной восприимчивости и наиболее вероятных пределов изменения интенсивности гамма-излучения и сопротивления рядом с геологической колонкой (рис. 90).



## Магнитные свойства

11 — туфы андезитовых порфиритов; 12 — андезито-дацитовые порфириты; 13 — конгломераты; 14 — известняки кремнистые; 15 — известняки массивные; 16 — известняки слоистые; 17 — доломиты; 18 — известняки с подчиненным количеством доломитов; 19 — сланцы песчанистые; 20 — сланцы с альбитом; 21 — известняки с полинитратами; 22 — диабазовые порфириты; 23 — альбиты; 24 — туфы липарит-дацитовых порфиритов; 25 — гранодиорит-порфириты; 26 — кварцевые диориты; 27 — граниты; 28 — кварцевые диориты; 29 — гранит-порфириты; 30 — скарны гранатовые; 31 — полиметаллические порфириты; 32 — магнетитовые руды; 33 — гранодиорит-порфириты; 34 — гранит-аплиты; 35 — биотитовые граниты — интенсивность естественного гамма-излучения, ом<sup>-2</sup>/см<sup>2</sup>; СГСМ — Графики с правой стороны для осадочных и эфузивных пород, с левой — для интрузивных пород.

Дифференциация пород по магнитным свойствам обусловлена разнообразием литологического состава. Карбонатные и терригенные отложения практически немагнитны или слабомагнитны. Минимальные значения магнитной восприимчивости ( $\chi$ ) характерны для карбонатных отложений среднего девона — нижнего карбона (5—10 единиц)<sup>1</sup>, несколько повышена (до 30—35) она для глинистых и песчано-глинистых сланцев ордовика — силура и максимальная (140) для осадочных пород — у песчаников акчинской свиты.

Для эфузивно-осадочной толщи характерны изменения магнитной восприимчивости в более широких пределах, причем основность пород не является определяющим фактором. Практически немагнитны сферолитовые и кварцевые порфиры ояскойской свиты. Магнитная восприимчивость эфузивов и туфов нижнего девона, минбулакской и акчинской свит обычно не превышает 200. У туфов дацитовых порфиров среднего девона, минбулакских андезитов, туфов кварцевых порфиров акчинской свиты и частично липарито-дацитовых порфиров магнитная восприимчивость пре-восходит эту величину, у андезито-дацитовых порфиров минбулакской и акчинской свит она достигает максимальных значений 900—1000, у интрузивных пород варьирует от 0 для гранитов до 3000 для диабазовых порфиритов.

О средней величине магнитной восприимчивости пород определенного петрографического состава судить трудно, так как довольно часто одни и те же разновидности обладают различными магнитными свойствами. Так, например, в районе Алтынтопкана среди гранодиорит-порфиров, которые датируются одним возрастом, можно выделить две разновидности. Первая характеризуется магнитной восприимчивостью 900 и отношением остаточной намагниченности к индуцированной (параметр  $Q$ ), равным 0,16, вторая — более высоким значением параметра  $Q$  (0,85) и очень низкой магнитной восприимчивостью (40). Аналогичное явление наблюдается и для гранит-порфиров, у которых одна разность имеет  $\chi=530$ ,  $Q=0,22$ , а другая  $\chi=17$ ,  $Q=1,2$ .

Поскольку одной из причин уменьшения величины  $Q$  является убывание намагниченности ферромагнитных минералов с возрастом, отмеченные факторы пред-

<sup>1</sup> Здесь и всюду далее величина магнитной восприимчивости дается в миллионных долях единицы СГСМ.

ставляют значительный интерес. Гранитоиды, слагающие Кураминский pluton, даже одинаковые или очень близкие по составу, также различаются по магнитным свойствам. Так, среди них можно выделить группы магнитных ( $\chi=530$ ,  $Q=0,22$ ) и немагнитных ( $\chi=17$ ,  $Q=1,2$ ) гранодиоритов. Породы первой группы слагают крайнюю западную часть plutона, а породы второй обнаружены

в бассейне Уткемсу вплоть до Алтынтопканской известняковой гряды на севере. К магнитным гранитоидам относятся также алмабулакские кварцевые монцонито-диориты, музбекские граниты и гранодиориты, а также биотитовые граниты гор Джетымчеку и Калкана.

Магнитная восприимчивость интрузивных пород обусловлена в основном количеством ферромагнитных минералов, содержащихся в породе, их магнитными свойствами, размером зерен и некоторыми другими факторами. Исследования показали (рис. 91), что между

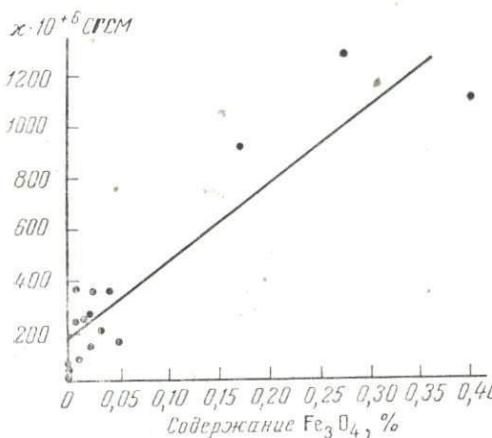
Рис. 91. Зависимость магнитной восприимчивости гранодиоритов от содержания магнетита

магнитной восприимчивостью кураминских гранодиоритов ( $\gamma\delta C_{1-2}$ ) и содержанием в них магнетита существует довольно четкая линейная зависимость (коэффициент корреляции равен 0,92).

На величину магнитной восприимчивости пород влияют широко развитые вторичные процессы эпидотизации, хлоритизации и серицитизации. Очевидно, наиболее существенным является изменение ферромагнитной составляющей породы, например образование гематита по магнетиту, замещение магнетита лейкоксеном, эпидотом, хлоритом, поникающее магнитную восприимчивость. Значительно реже наблюдается повышение магнитной восприимчивости в зонах вторичного изменения, обусловленное, возможно, разложением силикатов с выделением магнетита. Особенно заметно уменьшение восприимчивости горных пород и локальные понижения магнитного поля в зонах разлома.

### Плотность

Среди горных пород Карамазара наибольшей плотностью обладают доломитизированные известняки и доломиты. У чистых, а также кремнистых и глинистых известняков она значительно



ниже. Так, плотность неизмененных известняков турнейского яруса равна  $2,68 \text{ г}/\text{см}^3$ , доломитизированных известняков верхнего девона  $2,78 \text{ г}/\text{см}^3$ , доломитов среднего девона  $2,82 \text{ г}/\text{см}^3$ . Такое увеличение нельзя объяснить только возрастом, хотя он играет определенную роль в изменении плотности осадочных пород. Анализ корреляционной зависимости плотности от содержания  $\text{MgO}$  в карбонатных породах (рис. 92) показывает, что между исследуемыми величинами существует довольно четкая линейная связь.

На величину плотности карбонатных пород в известной степени влияют процессы мраморизации, повышающие плотность, и оквар-

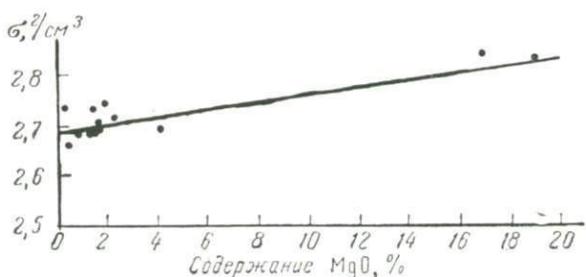


Рис. 92. Зависимость плотности карбонатных пород от доломитистости

цевание, снижающее ее (например, у кремнистых известняков нижнего карбона до 2,64). Аналогичное явление наблюдается при увеличении нерастворимого остатка в карбонатных горных породах.

Для толщи глинистых и песчано-глинистых метаморфизованных сланцев ордовика — силура характерно понижение плотности с увеличением содержания песчанистого материала (плотность глинистых сланцев 2,78, песчано-глинистых 2,74).

Для эфузивов закономерной связи между плотностью и составом не наблюдается. Можно лишь говорить о возрастании плотности палеотипных аналогов эфузивных пород с увеличением магнитной восприимчивости. Так, андезито-дацитовые порфиры с максимальной магнитной восприимчивостью 900—1000 обладают и максимальной плотностью ( $2,71 \text{ г}/\text{см}^3$ ) среди эфузивных пород, а кварцевые порфиры, характеризующиеся низкими значениями  $\chi$ , минимальной плотностью ( $2,5—2,59 \text{ г}/\text{см}^3$ ).

Для интрузивных пород характерна зависимость плотности от состава породообразующих минералов. Плотность увеличивается от  $2,56 \text{ г}/\text{см}^3$  у аляскитовых гранитов до  $2,69 \text{ г}/\text{см}^3$  у диабазовых порфириров. Для группы гранитов установлена четко выраженная зависимость плотности от состава главных породообразующих минералов. Так, плотность биотитовых гранитов  $2,62 \text{ г}/\text{см}^3$ , плагиогранитов  $2,60 \text{ г}/\text{см}^3$ , аляскитовых и существенно микроклиновых

гранитов  $2,56 \text{ г}/\text{см}^3$ . Изменение плотности этих пород определяется различным соотношением содержания калиевого полевого шпата и плагиоклаза и разным количеством темноцветных минералов. Влияние структуры на изменение плотности интрузивных пород, как правило, незначительно.

Заметно влияют вторичные процессы, при которых происходит разложение темноцветных с образованием более легких минералов и увеличение пористости. Образцы интрузивных пород из зон дробления обладают также пониженной плотностью. Так, неизмененные гранодиорит-порфиры характеризуются плотностью  $2,66 \text{ г}/\text{см}^3$ , а у тех же катаклизированных гранодиорит-порфиров она снижается до  $2,63 \text{ г}/\text{см}^3$ . В пределах рудных месторождений плотность изверженных пород иногда повышена, по-видимому, в результате скарнирования и увеличения содержания рудных минералов. Так, плотность гранодиорит-порфиров в районе месторождения Ташбулак увеличивается с  $2,64$  до  $2,68 \text{ г}/\text{см}^3$ .

### Естественная гамма-активность

По величине интенсивности гамма-излучения все породы Карагазара можно разделить на шесть групп:

1) наиболее кислые разности интрузивных пород — микрографит-порфиры, кварцевые порфиры, аляскиты и гранофиевые аляскит-порфиры с гамма-активностью  $38—65 \text{ мкР/час}$ ;

2) гранит-порфиры, гранодиориты, фельзиты и кварцевые диорит-порфиры с более низкой гамма-активностью — от  $25$  до  $48 \text{ мкР/час}$ ;

3) интрузии гранодиорит-порфиров и сиенит-порфиров, а также эфузивные образования — андезитовые и андезито-дацитовые порфириты с гамма-активностью  $18—37 \text{ мкР/час}$ ;

4) сиенито-диориты и туфы дацитовых и андезитовых порфиритов с гамма-активностью  $15—30 \text{ мкР/час}$ ;

5) дацитовые порфиры, туфы кварцевых порфиров, туфопесчаники и туфоконгломераты с гамма-активностью  $10—26 \text{ мкР/час}$ . Из интрузивных пород сюда можно отнести диабазовые порфириты и лампрофиры, из осадочных — окремненные известняки. В эту же группу входят скарны;

6) осадочные породы — известняки, доломиты, мраморы, а также жильный кварц с самой низкой гамма-активностью ( $5—15 \text{ мкР/час}$ ).

Состав интрузивных пород оказывает решающее влияние на их гамма-активность (табл. 34). Самая низкая интенсивность гамма-излучения ( $10—17 \text{ мкР/час}$ ) наблюдается у пород основного состава: диоритов, лампрофиров, диабазовых порфиритов; самая высокая ( $48—68 \text{ мкР/час}$ ) у кварцевых порфиров, микрографит-порфиров, аляскитов.

Таблица 34

## Естественная гамма-активность интрузивных пород

| Породы              | Пределы изменения интенсивности естественного гамма-излучения по месторождениям |             |           |         |               | Суммарная мощность прокато-ротиробановых шламов | График наиболее вероятных значений радиоактивности |
|---------------------|---------------------------------------------------------------------------------|-------------|-----------|---------|---------------|-------------------------------------------------|----------------------------------------------------|
|                     | Лай-булак                                                                       | Перевальное | Таш-булак | Тутмы I | Чокадам-булак |                                                 |                                                    |
| Микрогранит-порфиры |                                                                                 | 37-60       | 48-68     |         |               | 477                                             |                                                    |
| Кварцевые порфиры   | 38-64                                                                           | 36-62       | 46-50     | 49      | 30-40         | 2228                                            |                                                    |
| Гранит-порфиры      | 25-41                                                                           | 30-48       | 25-38     |         | 22-39         | 5682                                            |                                                    |
| Гранодиорит-порфиры | 27-35                                                                           |             | 17-33     | 28-39   | 22-35         | 7695                                            |                                                    |
| Лампрофириты        |                                                                                 |             | 16-22     | 26      |               | 154                                             |                                                    |
| Диориты             |                                                                                 |             |           | 10-17   | 15            | 236                                             |                                                    |

Влияние состава заметно также при сопоставлении пределов изменения гамма-активности эфузивов (табл. 35). Однако последовательность здесь обратная — интенсивность гамма-излучения у андезитовых порфиритов выше, чем у дацитовых порфиров почти

Таблица 35

## Естественная гамма-активность эфузивов

| Породы                       | Пределы изменения интенсивности естественного гамма-излучения по месторождениям |             |           |               |      | Суммарная мощность прокато-ротиробановых шламов | График наиболее вероятных значений радиоактивности |
|------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|-------------|-----------|---------------|------|-------------------------------------------------|----------------------------------------------------|
|                              | Лай-булак                                                                       | Перевальное | Таш-булак | Чокадам-булак |      |                                                 |                                                    |
| Кварцевые порфиры            | 15-22                                                                           | 12-21       | 19        | 12-17         | 1067 |                                                 |                                                    |
| Дацитовые порфиры            | 15-25                                                                           | 16-27       | 11-24     |               | 7929 |                                                 |                                                    |
| Андрезит-дацитовые порфиры   |                                                                                 | 25-29       | 15-31     | 13-25         | 781  |                                                 |                                                    |
| Андрезитовые порфириты       | 25-35                                                                           | 23-35       | 23-33     |               | 3872 |                                                 |                                                    |
| Туфы кварцевых порфиров      | 15-22                                                                           | 12-21       | 19        |               | 3600 |                                                 |                                                    |
| Туфы дацитовых порфиров      | 17-20                                                                           |             |           |               | 18   |                                                 |                                                    |
| Туфы андрезитовых порфиритов | 26                                                                              | 16-20       | 17-26     |               | 513  |                                                 |                                                    |

в 1,5 раза, причем это соотношение отмечается на всех месторождениях и подтверждается большим фактическим материалом. Скарнирование понижает гамма-активность изверженных пород и повышает активность известняков. Альбитизация (табл. 36) гранитоидов во всех случаях приводит к увеличению интенсивности гамма-излучения, а процессы хлоритизации, серицитизации существенно не влияют на ее величину.

Таблица 36

## Естественная гамма-активность измененных пород

| Породы                             | Значения радиоактивности, мкР/час | График изменения радиоактивности |    |    |    |         |
|------------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----|----|----|---------|
|                                    |                                   | 10                               | 20 | 30 | 40 | мкР/час |
| Известняки                         | 5-13                              | ◆                                |    |    |    |         |
| Скарнированные известняки          | 12-16                             | ◆                                |    |    |    |         |
| Кремнистые известняки              | 13-27                             | ◆◆                               |    |    |    |         |
| Гранодиорит-порфиры                | 26-43                             |                                  | ◆◆ |    |    |         |
| Скарнированные гранодиорит-порфиры | 17-33                             | ◆◆                               |    |    |    |         |
| Гранодиориты                       | 26-43                             |                                  | ◆◆ |    |    |         |
| Гранодиориты альбитизированные     | 35-48                             |                                  | ◆◆ |    |    |         |
| Монцониты                          | 10-24                             | ◆◆                               |    |    |    |         |
| Монцониты альбитизированные        | 15-30                             | ◆◆                               |    |    |    |         |

## Электрические свойства

Абсолютные значения удельного электрического сопротивления, определенные тремя указанными выше способами, различаются в значительной степени (табл. 37). У известняков, например, оно

Таблица 37

## Удельное электрическое сопротивление пород Западного Карамазара

| Породы                            | Месторождение         | Обработка       | Удельное сопротивление, ом·м |                 |                 |                 |                 |                 |
|-----------------------------------|-----------------------|-----------------|------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|
|                                   |                       |                 | 10 <sup>1</sup>              | 10 <sup>2</sup> | 10 <sup>3</sup> | 10 <sup>4</sup> | 10 <sup>5</sup> | 10 <sup>6</sup> |
| Известняк ( $D_2 - D_3$ )         | Алтынтопкан           | 13              |                              |                 |                 |                 |                 |                 |
| Известняк ( $D_2 - D_3$ )         | Кансай                | 13<br>26        |                              |                 |                 |                 |                 |                 |
| Известняк ( $C_1$ )               | Алтынтопкан           | 10<br>230<br>12 |                              |                 |                 |                 |                 |                 |
| Скарнированные известняки, скарны | Алтынтопкан           | 59<br>5         |                              |                 |                 |                 |                 |                 |
| Дачиты акчинской свиты            | Алтынтопкан           | 14<br>576       |                              |                 |                 |                 |                 |                 |
| Кураминские гранодиориты          | Алтынтопкан           | 17              |                              |                 |                 |                 |                 |                 |
| Гранодиориты измененные           | Канджая               | 23              |                              |                 |                 |                 |                 |                 |
| Гранодиориты                      | Чорукхай              | 312             |                              |                 |                 |                 |                 |                 |
| Альбитизированные гранодиориты    | Чорукхай              | 1952            |                              |                 |                 |                 |                 |                 |
| Бедные полиметаллические руды     | Алтынтопкан           | 21              |                              |                 |                 |                 |                 |                 |
| Богатые полиметаллические руды    | Алтынтопкан<br>Кансай | 29<br>7         |                              |                 |                 |                 |                 |                 |

1 2 3

По данным: 1 — параметрических ВЭЗ; 2 — каротажа; 3 — лабораторных измерений. Объем исследований в точках ВЭЗ пог.-м, каротажа и количестве образцов.

достигает десятков и сотен тысяч омметров; по данным боковых каротажных зондирований, сопротивление наиболее высокоменных известняков нижнего карбона составляет 3—13 тыс.  $\text{ом}\cdot\text{м}$ , а по данным ВЭЗ 4—8 тыс.  $\text{ом}\cdot\text{м}$ . Такое понижение можно объяснить наличием в массиве породы отдельных трещин, заполненных минерализованными водами, служащими основными токовыми каналами и уменьшающими общее сопротивление большого объема горной породы, исследуемого при зондированиях. Высушивание стенок выработки при ее вентиляции не является основной причиной повышенного сопротивления, поскольку сопротивление образцов, отобранных в невентилируемых, брошенных выработках, также весьма высокое. Каждый из способов имеет свои достоинства и недостатки. Используя вертикальные электроздондирования, мы получаем среднюю характеристику больших объемов породы; боковые каротажные зондирования и особенно лабораторное изучение образцов позволяют установить определенную зависимость сопротивления от различных факторов.

Нижнепалеозойские метаморфические породы Карамазара характеризуются сравнительно низкими сопротивлениями и резкой анизотропией электрических свойств. В среднепалеозойской осадочно-карбонатной толще сопротивление увеличивается вверх по разрезу, причем самое высокое оно по сравнению со всеми остальными породами района у известняков нижнего карбона (до 4—8 тыс.  $\text{ом}\cdot\text{м}$ ). У пород верхнепалеозойского вулканического комплекса сопротивления различные, изменяющиеся в широких пределах. Сопротивление осадочных пород мезо-кайнозоя наиболее низкое (до 20  $\text{ом}\cdot\text{м}$ ), хотя самые молодые четвертичные отложения обладают переменным сопротивлением в зависимости от состава и места, часто высоким сопротивлением. Интрузивные породы в этом отношении мало чем отличаются от верхнепалеозойских эфузивов.

Электрическое сопротивление карбонатных пород определяется прежде всего их составом. По В. А. Жарикову (1959), отложения нижнего карбона состоят из чистых известняков с незначительным содержанием нерастворимого остатка. Девонские отложения, сопротивление которых в общем в несколько раз ниже, более разнообразны; для них характерно присутствие песчанистых и глинистых известняков (нерасторимый остаток 20—30%). В Юго-Западном Карамазаре примесь глинистого материала в карбонатах среднепалеозойских отложений по сравнению с Алтынтопканом незначительна. Этим можно объяснить повышение сопротивления известняков среднего — верхнего девона в Кансайском районе (см. табл. 37). Однако не всегда известняки с высоким содержанием нерастворимого остатка имеют пониженное сопротивление; если в качестве примеси присутствует кремнистый материал, снижения сопротивления не наблюдается.

Интересной и важной особенностью является уменьшение сопротивления известняков при их скарнировании. Исследования

Ю. А. Розанова (1961) показывают, что скарны и скарнированные известняки обладают весьма высокой пористостью, в несколько раз превышающей пористость неизмененных пород, из которых они образовались. Несомненно, что при низком содержании проводящих сульфидов и полном водонасыщении породы значительная пористость служит основной причиной повышенной проводи-

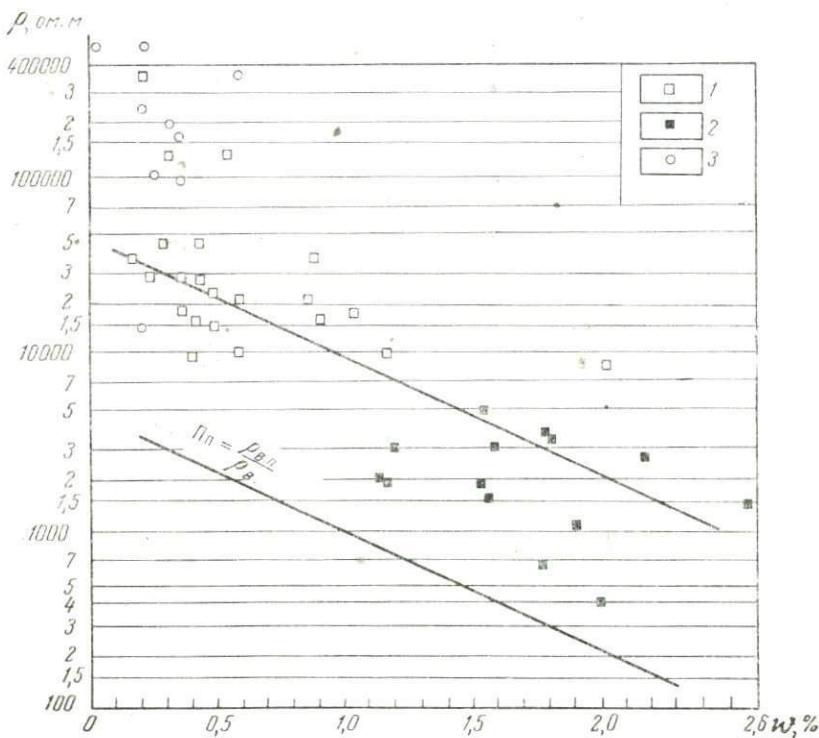


Рис. 93. Зависимость сопротивления гранодиоритов (1), измененных гранодиоритов (2) и известняков (3) от объемной влажности

ности скарнов. Повышение пористости гранодиоритов в результате альбитизации объясняет низкое сопротивление альбитизированных разностей.

Очевидно, влажность для изверженных пород, находящихся ниже уровня трещинных и поровых вод, является причиной, определяющей их сопротивление. Это подтверждается специальными исследованиями. Статистическая обработка результатов измерений сопротивления и объемной влажности 26 образцов гранодиоритов из подземных выработок месторождения Канджол показывает (рис. 93), что в пределах изменения объемной влажности от 0,2 до 2,6% существует линейная зависимость  $\lg \rho$  от влажности ( $w$ ):  $\lg \rho = 0,73 w + 4,71$ .

Выявленная зависимость является достаточно четкой (коэффициент корреляции  $r=0,72$ ) и достоверной ( $\frac{t}{\sigma_t} = 7,7$ ), однако ее, по-видимому, нельзя использовать при влажности, выходящей за пределы указанного интервала.

Снижение сопротивления измененных гранодиоритов объясняется, таким образом, их повышенной пористостью, вызывающей уменьшение параметра электрической извилистости поровых каналов:

$$\text{Эи} = \sqrt{\Pi_{\text{п}} \cdot K_{\text{п}}} ,$$

где Эи — электрическая извилистость;

$\Pi_{\text{п}}$  — параметр пористости;

$K_{\text{п}}$  — коэффициент пористости, равный объемной влажности.

Снижение параметра Эи в свою очередь можно объяснить уменьшением роли трещинной влаги в гидротермально измененных породах. При дальнейшем увеличении пористости выше 2,6% можно ожидать приближения Эи к постоянной величине и изменения установленной линейной зависимости. Отклонения фактических величин сопротивления от выявленной зависимости могут быть объяснены либо различным соотношением трещинной и поровой влаги, либо изменением состава, особенно у измененных гранодиоритов, каолинизация которых приводит к обогащению породы тонкодисперсным материалом.

Поскольку сопротивление влажной горной породы прямо пропорционально сопротивлению насыщающей ее воды ( $\rho_{\text{в.п.}} = \Pi_{\text{п}} \rho_{\text{в}}$ ), необходимо оценить пределы изменения сопротивления трещинных и поровых вод в Западном Карамазаре. По данным О. Х. Шахбазиди, на площади Алтынтопканского рудного района трещинные и поровые воды преимущественно гидрокарбонатного состава с преобладанием катионов Ca и реже Mg. Минерализация их составляет 0,1—0,25 г/л, увеличиваясь в пределах зон оруденения вследствие обогащения сульфатными ионами до 0,6—1,8 г/л. В западной части Алтынтопканской гряды, где циркуляция замедляется, минерализация повышается до 3 г/л. Подсчеты сопротивления вод по сухому остатку или эквивалентному содержанию анионов (Кобранова, 1962) показывают, что оно меняется примерно от 3 до 4,5 ом·м в пределах месторождений Кансай и Ташбулак до 10—12 ом·м в районе месторождения Канджол и 20—30 ом·м в северо-восточной части Алтынтопканского рудного района.

Сопротивление безрудных вмещающих пород, даже сильно брекчированных и обводненных, не снижается ниже 100 ом·м. Исключение составляют породы зон тектонических нарушений, сильно разрушенные и с глинкой трения (рис. 94).

Диапазон изменения сопротивления бедных руд с объемным содержанием проводящих сульфидов менее 15% соответствует пределам сопротивления скарнированных и трещиноватых извест-

няков, измененных изверженных пород. Сопротивление бедных руд обусловлено влиянием влажности, содержанием рудных минералов и текстурой руд, содержанием глинистых частиц. Во всяком случае не наблюдается четкой зависимости сопротивления руд от влажности. Наиболее вероятное сопротивление бедных руд по ре-

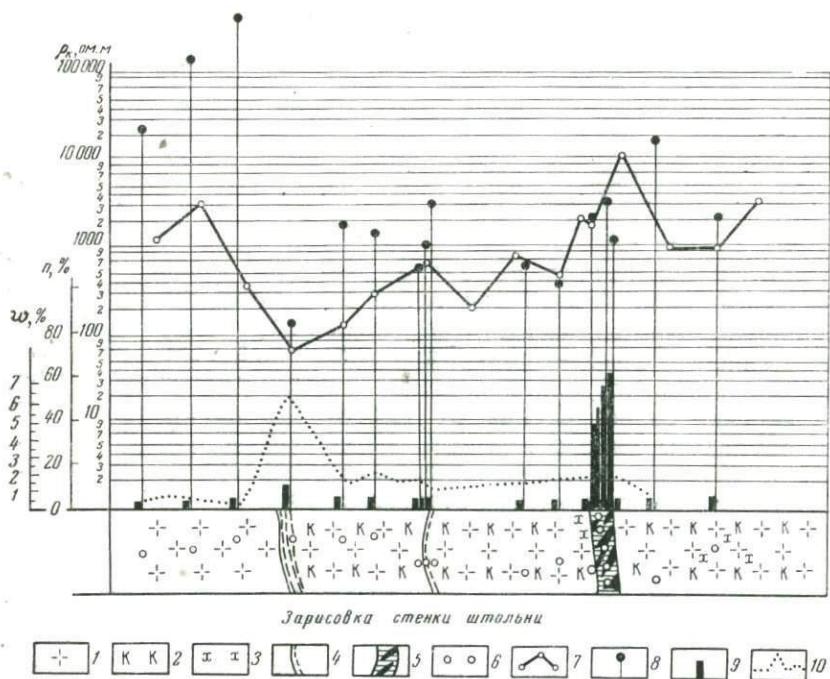


Рис. 94. Электрические свойства горных пород из штольни месторождения Канджол

1 — гранодиориты; 2 — каолинизация; 3 — хлоритизация; 4 — тектонические трещины; 5 — кварцевая жила с гнездами и вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита и халькопирита; 6 — точки отбора образцов; 7 — график  $\rho_p$  по данным электропрофилирования микроустановкой; 8 — электрическое сопротивление образцов; 9 — пористость образцов ( $n$ , %); 10 — график изменения естественной влажности ( $\omega$ , %)

зультатам измерений 38 образцов из разных месторождений составляет  $3500 \text{ ом} \cdot \text{м}$ , вероятное сопротивление богатых руд (содержание проводящих сульфидов свыше 15%)  $0,25 \text{ ом} \cdot \text{м}$ ; 70% всех образцов входит в группу с сопротивлением от 0,1 до  $100 \text{ ом} \cdot \text{м}$ . Большие пределы изменения проводимости богатых руд объясняются различной формой и взаимоотношением включений проводящих сульфидов.

По результатам электропрофилирования с микроустановкой установлено, что рудные тела месторождения Канджол являются в целом плохо проводящими, несмотря на высокую проводимость отдельных образцов богатых руд. Сопротивление понижается не

столько над кварцево-рудными жилами, сколько над их зальбандами, где отмечается повышенная трещиноватость, хлоритизация, каолинизация пород. Скарново-полиметаллические рудные тела месторождений Пайбулак и Алтынтопкан являются хорошо проводящими.

Поляризуемость большинства пород не превышает 2—2,5%; лишь у скарнированных известняков и измененных гранодиоритов она выше. Наиболее вероятная поляризуемость бедных руд по результатам исследования образцов всех месторождений равна 13%, богатых руд 55%. Для руд месторождений Пайбулак и Алтынтопкан изучалась зависимость поляризуемости от объемного содержания проводящих сульфидов. Выявленная зависимость соответствует теоретической (Комаров, 1962).

$$\eta = \frac{\beta \xi}{1 + \beta \xi},$$

где  $\eta$  — поляризуемость образцов;

$\beta$  — коэффициент, зависящий от структуры и состава рудных включений;

$\xi$  — содержание сульфидов.

Среднее значение коэффициента  $\beta$  для 22 образцов руд из Пайбулака составило 4,5. Коэффициент  $\beta$  для массивных, прожилково-вкрапленных алтынтопканских руд равен 3,06, а для мелкокристаллических вкрапленных и гнездово-вкрапленных руд этого месторождения 1,45.

### Общая характеристика физических свойств

Основные комплексы пород, выделяемые в Карамазаре, имеют определенные соотношения физических характеристик.

Песчано-сланцевая метаморфизованная толща нижнего палеозоя отличается несколько повышенной плотностью, низкими магнитностью, радиоактивностью и значениями сопротивления. В породах нижнего девона происходит некоторое снижение плотности и сопротивления, но повышается магнитная восприимчивость отдельных горизонтов эффузивов.

Породы карбонатной толщи среднего палеозоя характеризуются переменной, слегка повышенной в нижней части плотностью, обладают довольно низкой магнитной восприимчивостью и гаммаактивностью. Сопротивление увеличивается вверх по разрезу.

Верхнепалеозойские эффузивы весьма разнородны по магнитным свойствам, сопротивлению и гамма-активности; плотность их несколько понижена. Наблюдается тенденция к снижению сопротивления, плотности и магнитной восприимчивости вверх по разрезу при переходе к породам оясайской свиты. Интрузивные породы по плотности и сопротивлению близки к эффузивам, но отличаются повышенной гамма-активностью, а некоторые разновид-

ности — высокой магнитной восприимчивостью. Мезо-кайнозойские отложения немагнитны, с очень низкими сопротивлением и плотностью, невысокой гамма-активностью.

Зоны разрывных тектонических нарушений, дробления, гидротермального изменения, не несущие сульфидной или магнетитовой минерализации и не сопровождаемые окварцеванием, отличаются по сопротивлению от вмещающих пород в 10 раз и более, а также выделяются пониженной магнитной восприимчивостью и плотностью.

Руды с низким содержанием проводящих сульфидов и магнетита характеризуются повышенной поляризумостью и плотностью (до  $3,2 \text{ г}/\text{см}^3$ ), пониженным по сравнению с вмещающими породами сопротивлением, обусловленным высокой влажностью зон, к которым приурочено оруденение.

Богатые сульфидные руды скарново-полиметаллических месторождений (за исключением существенно цинковых) отличаются весьма высокой поляризумостью, очень низким сопротивлением (единицы, реже десятки  $\text{ом}\cdot\text{м}$ ). Сопротивление даже богатых рудных тел кварцево-полиметаллических месторождений мало отличается от сопротивления вмещающих пород; поляризумость руд таких месторождений высокая.

## ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН НА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

### Сущность и физические предпосылки применения метода

Метод электрической корреляции, теоретические основы которого разработаны А. К. Козыриным (Козырин, Авдонин, 1961; Козырин и др., 1963), представляют собой дальнейшее развитие метода заряда применительно к задачам скважинной геофизики: увязки рудных и других электропроводных пересечений, определения размеров и элементов залегания рудных тел, поисков электропроводящих объектов. Сущность метода заключается в изучении в скважинах потенциала и градиента потенциала электрического поля, созданного точечным источником, который обычно помещается либо в рудный интервал скважины (скважинный вариант), либо в различные точки дневной поверхности (поисково-картировочный вариант). Метод корреляции с успехом применяется с 1959 г. на скарново-полиметаллических и магнетитовых месторождениях Западного Карамазара.

Основным фактором, определяющим возможность его использования, является более высокая электропроводимость рудных тел по сравнению с вмещающими породами. Как известно, магнетитовые и богатые полиметаллические руды Западного Карамазара (суммарное содержание сульфидов более 15%) резко отличаются по проводимости от вмещающих пород.

Безрудные зоны разрывных тектонических нарушений также характеризуются повышенной проводимостью, нередко соизмеримой с сопротивлением руд. Обилие таких нарушений, особенно пострудных, осложняет интерпретацию материалов исследований. Комплексирование метода электрической корреляции с такими методами, как селективный каротаж и скважинная магниторазведка, позволяет во многих случаях однозначно решать такие задачи.

### Увязка рудных интервалов

Одной из основных задач метода электрической корреляции является увязка разрезов рудных скважин, в частности идентификация рудных пересечений в соседних скважинах.

Связь между коррелируемыми рудными интервалами в этом случае устанавливается по максимуму потенциала (переход через нуль кривой градиента) на рудном интервале коррелируемой скважины при заземлении в «зарядной» скважине. При отсутствии электрической скважины между подсечениями на потенциальной кривой в коррелируемой скважине фиксируется площадка равных значений (минимум градиента). При хорошо проводящих несвязанных проводниках значительных размеров на кривой потенциала фиксируется минимум, а на кривой градиента — обратный переход через нуль.

На участке Пайбулак электрическая корреляция проводилась параллельно с буровыми работами и ее результаты своевременно учитывались при составлении разрезов и определении дальнейшего направления разведки. До проведения электроразведочной корреляции предполагалось существование одного крутопадающего рудного тела, вскрытого скважинами А, Б, Е и канавой (рис. 95). Однако при заземлении 1 в рудном интервале скв. А аномальный переход кривой градиента по скв. Б был отмечен на контакте известняков с дайкой гранит-порфиров, а рудное тело, вскрытое этой скважиной, увязалось с верхней зоной скарнирования, пересеченной скв. А. Предположено, что скважины Б и А вскрывают разные рудные тела, выклинивающиеся в пространстве между ними. И действительно, на продолжении корреляционной оси от заземления 1 скв. В был пересечен рудный интервал. При последующей корреляции против этого интервала была также установлена аномалия кривой градиента от того же заземления.

При заземлении 4 в канаве, вскрывшей рудное тело, были записаны кривые градиента в скважинах А и Б. Четкие переходы кривой градиента через нуль на безрудных интервалах 10 и 30 м доказывают, что скв. Б вскрыто другое рудное тело, параллельное выходящему на поверхность и расположенное несколько глубже. В дальнейшем скважинами Г и Д были вскрыты оба рудных тела, а электроразведочной корреляцией подтверждена правильность выдвинутых предположений.

Рудные интервалы скважин Ж, Е и А соответствуют еще одному — третьему рудному телу, что подтверждается следующим: против всех рудных интервалов на корреляционных кривых от за-

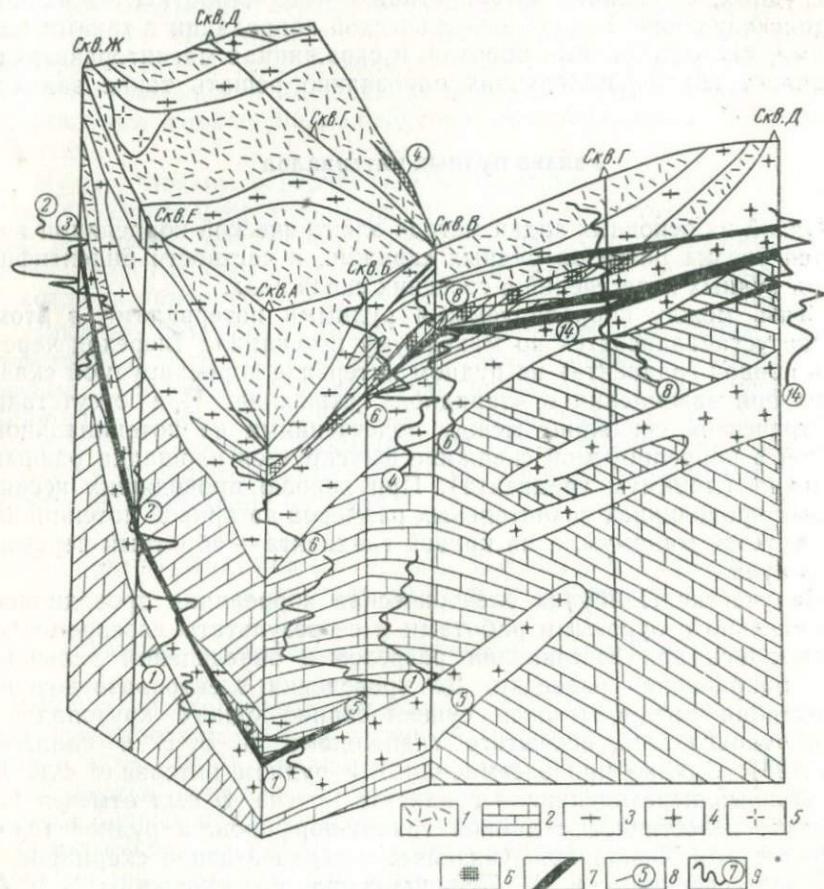


Рис. 95. Блок-диаграмма участка месторождения Пайбулак, построенная с учетом корреляции

1 — эфузивы; 2 — известняки; 3 — кварцевые порфиры; 4 — гранит-порфиры; 5 — гранодиорит-порфиры; 6 — скарны; 7 — полиметаллические руды; 8 — заземление и его номер; 9 — график градиента потенциала и номер заземления, от которого он получен

землений в соседних скважинах наблюдаются переходы графиков градиента через нуль. Скважинами Б и В это рудное тело не встречено, но на его продолжении прослеживаются две параллельные проводящие зоны, соответствующие контакту дайки гранит-порфиров. По диаграммам МЭП и МСК в скв. В на этом контакте отмечается рудная минерализация.

Таким образом, на основании особенностей электрических полей, наблюдавшихся в скважинах, выявляется существование трех

рудных тел, два из которых размещаются в верхних горизонтах месторождения и быстро выклиниваются по падению в направлении скважин А и Е, а третье, с более крутым западным падением,— выклинивается в обратном направлении — к скважинам Г и В. Вблизи скв. Д рудные тела, по-видимому, соединяются, на что указывают результаты увязки рудных интервалов скважин Ж и Д. К западу от рассматриваемого участка электрическая корреляция практически ценных результатов не дала, что объясняется влиянием мощного, протяженного, хорошо проводящего разлома, разделяющего рудные тела.

В некоторых случаях метод заряда может быть с успехом применен для выяснения связи рудных тел с тектоническими нарушениями. Для этой цели проводятся как скважинные исследования, так и наблюдения на поверхности или в горных выработках. Часто для решения вопроса о связи двух рудных тел между собой или с какой-либо разрывной структурой достаточно провести исследования на одном-двух профилях с заземлениями в этих рудных телах. В простых случаях сходство кривых потенциала или градиента потенциала свидетельствует о связи рудных тел между собой, а резкое различие кривых — об отсутствии ее.

Например, на месторождении Перевальное одно из нарушений, отмеченное при геологическом картировании и проходящее вдоль интрузива микрогранит-порфиров в северо-восточном направлении, выделяется среди других высокой электропроводностью. Оно фиксируется комбинированным электропрофилированием, а результаты метода заряда свидетельствуют о том, что с ним связаны все секущие рудные тела и минерализованные зоны, расположенные в его висячем боку.

В то же время пятое рудное тело, расположенное к северо-западу от этого нарушения, оказывается не связанным с ним, а следовательно, и со всеми остальными рудными телами. Это подтверждают результаты сравнения графиков градиента потенциала (рис. 96), полученных от заземлений З в третьем рудном теле и 5 в пятом рудном теле. Хорошо проводящий разлом, трещиной оперения которого, по-видимому, контролируется третье рудное тело, фиксируется прямым переходом через нуль кривой градиента от заземления З. На графике, полученном при заземлении в рудном теле № 5, тот же разлом фиксируется обратным переходом через нуль. Такое явление объясняется экранированием электрического тока протяженным, хорошо проводящим телом, не связанным с заряженным объектом.

### Определение элементов залегания рудных тел

Электрическая корреляция является одним из наиболее эффективных геофизических методов, позволяющих определять элементы залегания хорошо проводящих рудных тел, вскрытых одиночными скважинами.

Примером успешного решения этой задачи могут служить результаты исследований на месторождении Интырчак (рис. 97). Здесь скв. А было пересечено магнетитовое рудное тело, не выходящее на поверхность. Для определения элементов его залегания проводились работы методом электрической корреляции в поисково-картировочном варианте.

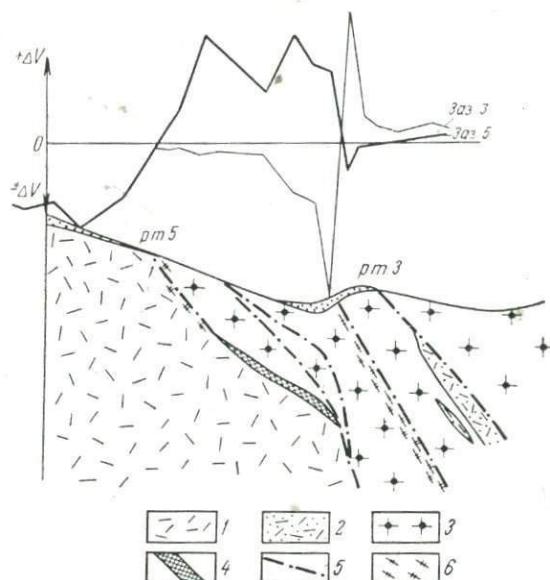


Рис. 96. Графики градиента потенциала ( $\Delta V$ ) по методу заряда над двумя несвязанными, хорошо проводящими зонами  
1 — эфузивы; 2 — туфопесчаники; 3 — микрогранит-порфирь; 4 — скары; 5 — разрывные нарушения; 6 — зоны дробления

Теоретический анализ хода кривых потенциала электрического поля точечного источника в присутствии проводящего объекта показывает, что при бурении скважины навстречу объекту, последний фиксируется максимумом потенциала, если заземление расположено над верхней частью рудного тела; кривые от заземлений по другую сторону скважины служат кривыми нормального поля, так как влияние проводника на электрическое поле точечного источника будет незначительным.

Кривые, записанные в скв. А при различных положениях источников (восточном, западном, южном) электрического поля на земной поверхности (рис. 98), не соответствуют рассмотренной закономерности, хотя, по данным каротажа, руды хорошо проводя-

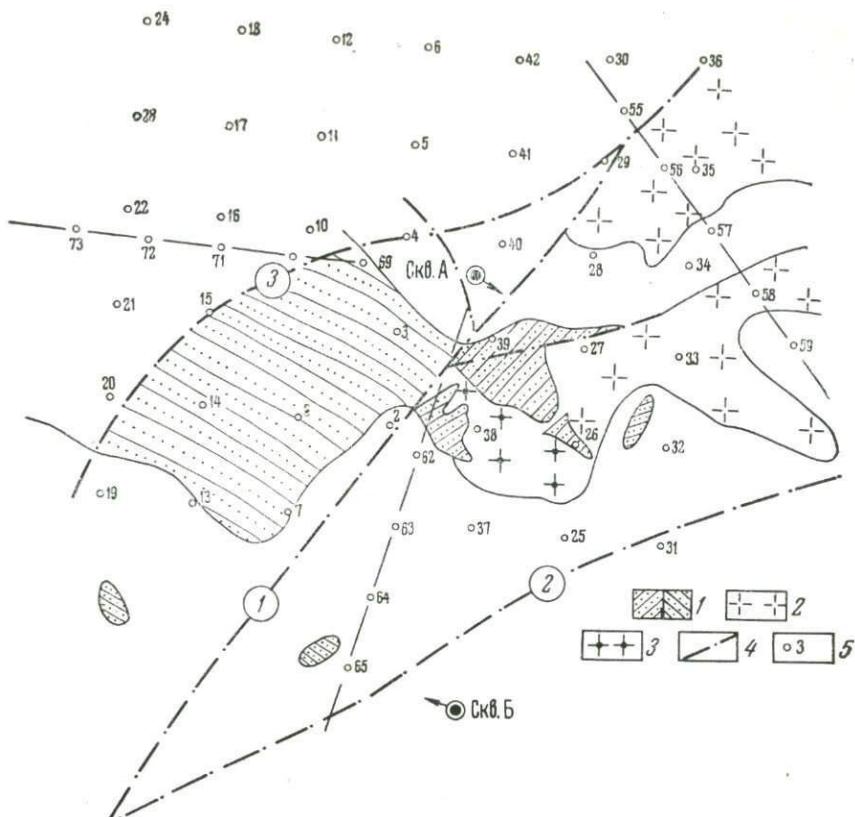


Рис. 97. Геологическая схема месторождения Ингырчак

1 — песчаники и сланцы различного простирания; 2 — гранодиориты; 3 — гранит-порфирь; 4 — разломы (1 — Арчалысайский, 2 — Северо-Восточный, 3 — выявленный методом корреляции); 5 — номера заземлений

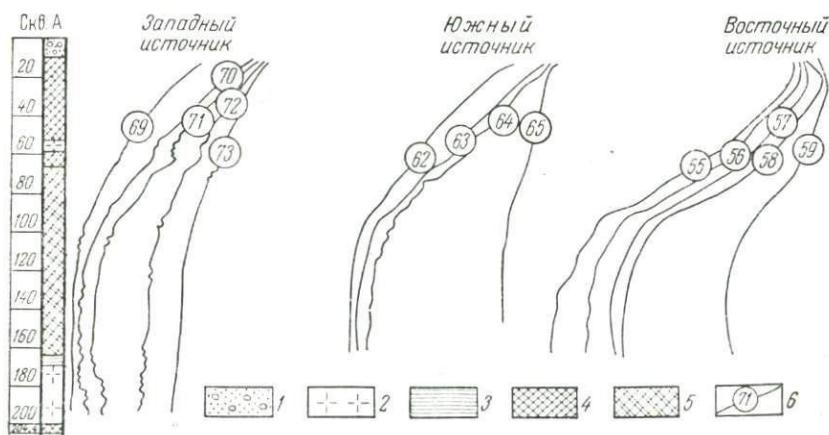


Рис. 98. Кривые потенциала электрического поля при различных положениях точечного источника

1 — наносы; 2 — гранодиориты; 3 — сланцы; 4 — скарны; 5 — скарны с магнетитом; 6 — график потенциала и номер заземления, от которого он получен

щие. Характер полученных кривых можно объяснить тем, что скважина была пробурена по падению рудного тела.

С целью проверки предположения о юго-восточном падении рудного тела была пробурена скв. Б, вскрывшая две скарново-магнетитовые зоны. На кривых потенциала, записанных в скв. Б при заземлениях, расположенных на поверхности к северо-западу от нее, против интервала верхней рудной зоны фиксируется пологий максимум (рис. 99). Эта характерная особенность корреляционной кривой подтверждает предположение о неглубоком залегании рудного тела и его юго-восточном падении.

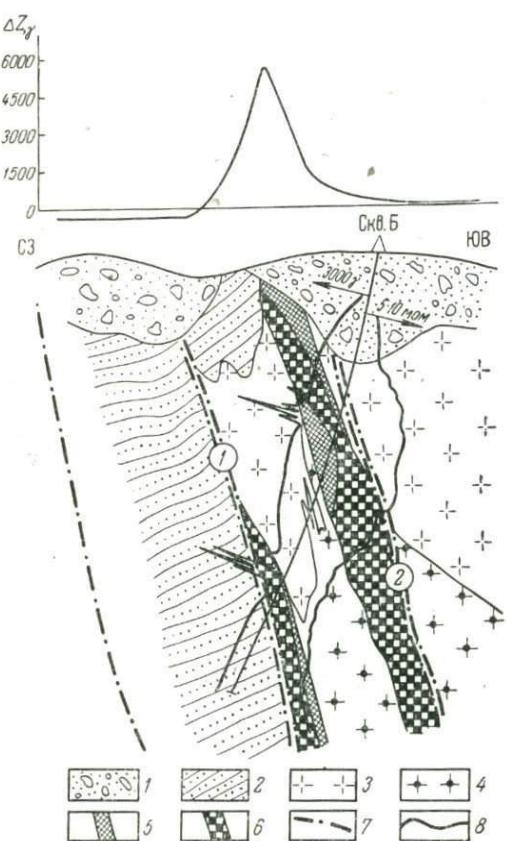


Рис. 99. Разрез по скв. Б

1 — нансы; 2 — песчаники и сланцы; 3 — гранодиориты; 4 — гранит-порфирь; 5 — сланцы; 6 — магнетитовые скарны; 7 — разломы; (1 — Арчалы-сайский, 2 — Северо-Восточный); 8 — кривые потенциала электрического поля

скв. Б от заземлений 19, 16, 10, 4, 40, 29, 6 и других, находящихся севернее, является четкое нарастание значений потенциала в направлении к забою. Это объясняется тем, что вблизи забоя скв. Б проходит зона хорошей проводимости. Проекция верхней части зоны на дневную поверхность примерно соответствует линии, проходящей через указанные заземления (см. рис. 97). Зона находится в пределах развития нижнедевонской песчано-сланцевой толщи и, по мнению З. Г. Сескутовой, представляет собой безруд-

Нижнему рудному телу соответствует минимум кривой потенциала, что объясняется значительной глубиной залегания верхней части рудного тела и большими размерами его по падению. Следует отметить, что существование на участке второго рудного тела было предсказано еще до бурения скв. Б по результатам корреляционной увязки разрезов скв. А с соседней, расположенной от нее на расстоянии 200 м.

Интересной особенностью потенциальных кривых, записанных в скв. Б от заземлений 19, 16, 10, 4, 40, 29, 6 и других, находящихся

ный разлом, по простиранию близкий к Арчалысайскому. Однако не следует упускать из виду, что поблизости к аналогичной структурной позиции было обнаружено магнетитовое рудное тело.

### Оценка размеров рудных тел

Определение размеров рудного тела по данным электрической корреляции может быть выполнено даже при наличии одиночных скважин, но только для сравнительно простых форм рудных тел с очень высокой проводимостью, например скарново-магнетитовые тела месторождения Ингырчак. Возможность оценки размеров рудных тел основана на зависимости потенциала идеально проводящего тела от его формы и размеров. Для оценки размеров рудного тела, пересеченного скв. А, использован способ, предложенный А. К. Козыриным применительно к рудным телам, имеющим форму вытянутых или сжатых сфероидов. Для этого разработаны палетки МЭК-РТ-3,4 (Козырин и др., 1963), представляющие собой систему кривых  $\bar{U} = f(x)$  по параметру  $P$ , причем

$$\bar{U} = 8\pi \frac{b}{\rho_{cp}} R, \quad (1)$$

$$x = \frac{c}{b}, \quad (2)$$

$$P = \frac{h}{b}, \quad (3)$$

где  $\bar{U}$  — потенциал проводящего тела;

$b$  — малая полуось сфероида, равная половине мощности рудного тела;

$R$  — сопротивление сфероида, рассматриваемого как электрод, равное отношению потенциала сфероида к силе тока;

$\rho_{cp}$  — сопротивление рудовмещающих пород;

$h$  — глубина (расстояние по вертикали) до центра рудного пересечения;

$c$  — половина фокусного расстояния.

Параметр  $P$  вычисляется по формуле (3) непосредственно по данным бурения. При расчете ординаты  $\bar{U}$  сопротивление пород ( $\rho_{cp}$ ) берется по данным БКЗ, а для нахождения потенциала сфероида  $R$  записывается диаграмма потенциала по рудному телу от заземления, расположенного в этом же рудном теле.

С палеток МЭК-РТ непосредственно снимается значение абсциссы  $x$  и по формуле (2) определяется половина фокусного расстояния

$$c = b \cdot x. \quad (4)$$

Большая полуось сфероида ( $a$ ) вычисляется по формуле

$$a = \sqrt{c^2 + b^2}. \quad (5)$$

В общем случае длина рудного тела будет равна

$$l = 2a. \quad (6)$$

Оценка размеров рудного тела проведена П. М. Вольфштейном по результатам измерений в скв. А. Величина  $h$  на- ми принималась различной для двух вариантов (рис. 100). В первом варианте  $b_1 = 15,5 \text{ м}$ ,  $h_1 = 127 \text{ м}$ , во втором  $b_2 = 17 \text{ м}$ ,  $h_2 = 158 \text{ м}$ . Величина  $\rho_{cp}$  подсчитана по данным БКЗ и равна  $174 \text{ ом} \cdot \text{м}$ .

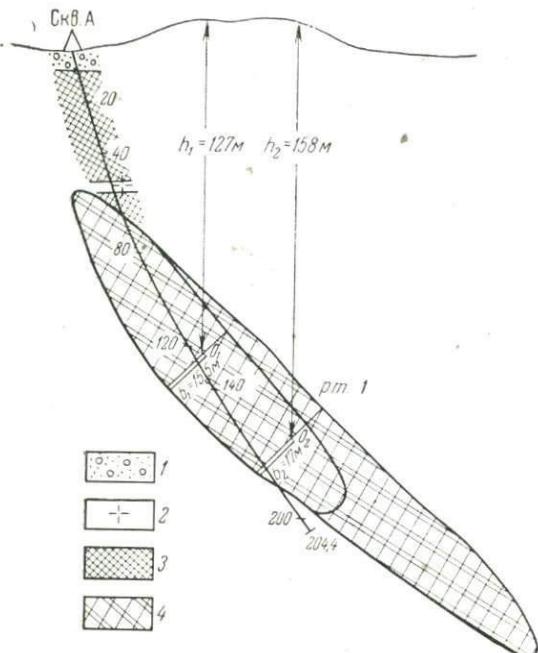
Значение сопротивления сфероида  $R$  снято с диаграммы потенциала по скв. А, записанной от заземления в рудном теле этой же скважины (рис. 101), и равно  $0,26 \text{ ом} \cdot \text{м}$ . Подставляя указанные значения в формулы (1) и (3), получим:  $\bar{U}_1 = 0,58$ ;  $P_1 = 8,2$ ;  $\bar{U}_2 = 0,63$ ;  $P_2 = 9,3$ .

Рис. 100. Контуры скарново-магнетитового тела по данным корреляции  
1 — наносы; 2 — дайка гранодиорит-порфира;  
3 — скарны; 4 — рудное тело

По палетке МЭК-РТ-3 для вытянутого сфероида  $x_{1\text{ вт}} = 10,5$ ;  $x_{2\text{ вт}} = 10,2$ . По палетке МЭК-РТ-4 для сжатого сфероида  $x_{1\text{ сж}} = 6,5$ ;  $x_{2\text{ сж}} = 5,5$ .

По формуле (4) определяем величины:  $c_{1\text{ вт}} = 163$ ;  $c_{1\text{ сж}} = 101$ ;  $c_{2\text{ вт}} = 173$ ;  $c_{2\text{ сж}} = 94$ . И, наконец, по формуле (5) получим:  $a_{1\text{ вт}} = 164$ ;  $a_{2\text{ сж}} = 102$ ;  $a_{1\text{ cp}} = \frac{a_{1\text{ вт}} + a_{1\text{ сж}}}{2} = 133$ ;  $a_{2\text{ вт}} = 174$ ;  $a_{2\text{ сж}} = 94$ ;  $a_{2\text{ cp}} = 135$ ;  $l_1 = 266$ ;  $l_2 = 270$ ;  $l_{\text{cp}} = 268 \text{ м}$ .

Таким образом, в результате расчета найдена длина рудного тела по падению. На этом применимость палеток МЭК-РТ кончается. Однако в наших конкретных условиях можно определить объем рудного тела. По данным корреляции, описываемое рудное тело прослеживается до следующей скважины, находящейся на расстоянии 200 м от скв. А. Следовательно, его длина по простиранию должна быть больше расстояния между этими скважинами,



т. е.  $L=200$  м. Наиболее подходящей геометрической формой для Ингырчакского месторождения является, по-видимому, эллиптический цилиндр, объем которого можно рассчитать по формуле

$$V=\pi ba_{cp}L.$$

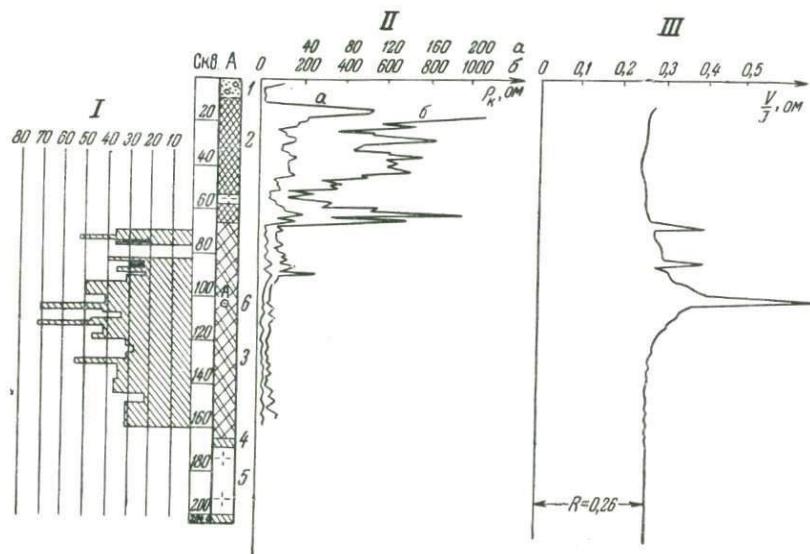


Рис. 101. Определение потенциала рудного тела  
 I — ианосы; 2 — скарны; 3 — магнетитовые скарны; 4 — сланцы  $D_2$ ; 5 — гранодиориты; 6 — положение заземления А  
 I — диаграмма сопротивления проводящего тела; II — каротажные кривые ( $\rho_k$ );  
 III — значение сопротивления сфера

Следовательно  $V \geq 3,14 \times 16,2 \times 134 \times 200 \geq 1\ 363\ 382 \text{ м}^3$ . При плотности руды  $4 \text{ т/м}^3$  и среднем содержании 31,5% железа, по данным селективного каротажа, совпадающим с данными опробования, запасы составят:  $Q \geq \frac{1363382 \cdot 4 \cdot 31,5}{100} \geq 1718 \text{ тыс. т}$ .

По данным геологической разведки, запасы железа по указанному рудному телу по категории  $c_2$  определены в 2 млн. т; как видно, сходимость геологических и геофизических данных получилась хорошей.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Геология шеелитовых скарнов Средней Азии. Изд. АН УзССР, 1947.
- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.
- Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С. и др. Основные черты магматизма и металлогенеза Чаткало-Кураминских гор. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1958.
- Абдуллаев Х. М. Магматизм и связанные с ним металлогенические провинции в Средней Азии. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1958.
- Арапов Ю. А. К минералогии некоторых месторождений Карамазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4, 1935.
- Арапов Ю. А. Минералогия и геохимия Кансайского месторождения. Тр. Тадж.-Памирской эксп., вып. 49. Изд. АН СССР, М., 1936.
- Арапов В. А. и Базиль В. Ф. К вопросу о возрасте постмагматического процесса в Карамазаре. «Узб. геол. журнал», № 5, 1959.
- Арапов В. А. Стратиграфия эфузивной толщи верхнего палеозоя северной части Западного Карамазара. «Узб. геол. журнал», № 6, 1960.
- Арапов В. А. Кольцевые вулкано-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона. В сб. «Проблемы вулканизма». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Арапов В. А. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта. «Узб. геол. журнал», № 2, 1965.
- Бадалов С. Т. Сравнительное изучение халькопирита и молибденита из рудных месторождений Карамазара. Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 13. Ташкент, 1959.
- Безобразова Н. Ф. Геологические исследования по изучению меловых и палеогеновых отложений в районе Кураминских гор. Отчет о деятельности Среднеазиатского районного геол.-развед. упр., № 3, 1930.
- Беликов Б. П. Упругие и некоторые прочностные свойства горных пород. Тр. ИГЕМ, вып. 43, 1961.
- Беляев Н. М. Сопротивление материалов. Гостехиздат, 1953.
- Бетехтин А. Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов. Зап. Всес. минерал. об-ва, вып. 2, 1951.
- Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Изд. АН СССР, 1958.
- Боровик С. А., Влодавец Н. И., Прокопенко Н. Л. Распространение индия в свинцово-цинковых месторождениях Средней Азии. Изд. АН СССР, серия геол., № 2, 1938.

Брешенков Б. К. К вопросу о металлогении Юго-Восточного Карамазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4, 1935.

Бутакова Е. Л. Малые интрузии гранодиорита и гранодиорит-порфира Северо-Восточного Могол-тау. Зап. Всес. минерал. об-ва, вып. 1, ч. 27, 1947.

Ван дер Варден Б. Д. Математическая статистика. Изд. иностр. лит., 1960.

Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканализм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1952.

Васильковский Н. П. К схеме возрастного расчленения верхнепалеозойских вулканогенных и интрузивных образований юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 10, 1956.

Васильковский Н. П. По поводу статьи И. П. Кушнарева и А. Б. Каждана «К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня». Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1959.

Васильковский Н. П., Недзвецкий А. П. Сопоставление разреза верхнепалеозойских образований Восточного Кара-Мазара с разрезом Чирчик-Ангренского бассейна. Докл. АН ТаджССР, № 17, 1956.

Вистелиус А. Б. Вульфенит рудника Кизылкан. Уч. зап. ЛГУ, серия геол., вып. 9, 1940.

Власова М. И. Стратиграфия и вулканализм верхнепалеозойских вулканогенных отложений южной части южного склона Кураминского хребта. Вестн. МГУ, серия геол., № 3, 1958.

Власова М. И. Новые данные по геологии южной части Южного Карамазара. Изв. Высш. учебн. завед., № 10, 1959.

Власова М. И. и Николаев С. В. Пористость эффузивных пород Восточного Карамазара и ее роль в локализации полиметаллического оруденения. Вестн. МГУ, серия геол., № 4, 1959.

Вольфсон Ф. И., Кушнарев И. П., Лукин Л. И., Хорошилов Л. В. О возрастных соотношениях даек диабазовых порфиритов и рудных жил. Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 12, 1958.

Вольфсон Ф. И. Такели как тип рудных месторождений Юго-Западного Тянь-Шаня. Изд. АН СССР, 1936.

Вольфсон Ф. И. Трецинные структуры и рудные столбы на Кансайском полиметаллическом руднике. «Советская геология», № 20, 1947.

Вольфсон Ф. И. Изменение плана деформаций в процессе развития структуры Западного Карамазара. Сб. «Геология и горное дело». Тр. Моск. ин-та цвет. метал. и золота, № 3, 1947.

Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Западного Карамазара. Изд. АН СССР, 1951.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд. АН СССР, 1953.

Вольфсон Ф. И., Кузнецов К. Ф., Титов В. Н. Примеры структурного контроля скрытых рудных тел свинцово-цинковых месторождений в известняках. В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». Госгеолтехиздат, 1963.

Вольфсон Ф. И. и др. Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. Изд-во «Наука», 1965.

Гзовский М. В. Механизм формирования сложных тектонических разрывов. «Разведка и охрана недр», № 7, 1956.

Гудалин Г. Г. Свинцово-цинковые месторождения гор Такели (Карамазар). Изв. Всес. геол.-разв. объед., т. 11, вып. 26, 1932.

Дуброва И. В. и Филимонова А. А. О сульфоантимонитах свинца из месторождения Северный Кантау (Средняя Азия). «Геология рудных м-ний», № 3, 1962.

Дуброва И. В., Титов В. Н. Некоторые новые данные по минералогии месторождений Кансайского рудного поля. Изд. АН СССР, 1965.

Дуброва И. В. и Кашинцева Е. Н. Распределение элементов-примесей в некоторых главнейших минералах руд месторождений Кансайского рудного поля. В сб. «Геология свинцово-цинковых м-ний Кансайского рудного поля». Изд-во «Наука», 1965.

Дьяконов Ю. С. Смешанослойный глинистый минерал, родственный сти-  
венизу. Зап. Всес. минерал. об-ва, № 4, 1964.

Дюгаев И. В. Полиметаллические месторождения Кансайской группы.  
В сб. «Рудные месторождения Карамазара». М., ОНТИ, 1935.

Дюгаев И. В. Геологическое строение и характеристика рудоносности  
Кансайского участка. В сб. «Рудные месторождения Карамазара». М., ОНТИ,  
1935.

Дюгаев И. В. Рудные месторождения Табошарского участка. В сб. «Руд-  
ные месторождения Карамазара». М., ОНТИ, 1935.

Дюгаев И. В. Материалы к петрографии Карамазара. Тр. Тадж. базы  
АН СССР, т. 4, 1935.

Дюгаев И. В. Рудные месторождения Кансайского участка. В сб. «Руд-  
ные месторождения Карамазара». М., ОНТИ, 1935.

Ежов А. И. Гранитоиды Шадгинского района. Изд-во «Наука», 1964.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд. ЛГУ, 1959.

Елисеева О. П. Акцессорные минералы и акцессорные элементы Сам-  
гарского интрузива Кураминского хребта. «Узб. геол. журнал», № 2, 1958.

Елисеева О. П. Массив аплитовидных гранитов на южном склоне Ку-  
раминского хребта. Тр. ИГЕМ, вып. 21. Изд. АН СССР, 1958.

Елисеева О. П. Об образовании шаровых лав в кислых эфузивах Ку-  
раминского хребта. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1960.

Елисеева О. П. Самгарские кварцевые порфиры как пример сопряжен-  
ности интрузий и эфузий. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 27, 1960.

Еникеев М. Р. Галениты Юго-Западного Карамазара. Зап. Узб. отд.  
Всес. минерал. об-ва, вып. 13. Ташкент, 1959.

Ермаков Н. П. Генетические обоснования классификации месторождений  
пьезооптического кристаллосыря. Тр. ВНИИП, т. 2, вып. 1, 1958.

Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полимета-  
ллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ, вып. 14. Изд.  
АН СССР, 1959.

Казанский А. П. Определение сечения и глубины залегания намагничен-  
ных тел по измерениям магнитного поля. В сб. «Геофиз. методы поисков полезн.  
ископ.». Госгеолиздат, 1951.

Карпова Е. Д. К вопросу о возрасте магнетитовых месторождений Ка-  
рамазара. Изв. Тадж. ФАН СССР, № 2, 1943.

Карпова Е. Д. К геологии и рудоносности Алтынтопканской известняко-  
вой гряды в Карамазаре. Изв. Тадж. ФАН СССР, № 2, 1943.

Карпова Е. Д. Новые данные по геологии и рудоносным скарнам Запад-  
ного Карамазара. Тр. Тадж. ФАН СССР, Геологический ин-т. Душанбе, 1944.

Карпова Е. Д. О рудоносных скарнах Карамазара и Моголтау. Зап.  
Всес. минерал. об-ва, ч. 75, вып. 3, 1946.

Карпова Е. Д. Некоторые вопросы геологии Карамазара и Могол-тау  
в свете новых данных. «Советская геология», № 43, 1946.

Карпова Е. Д. Новые данные по геологии Карамазара и Могол-тау. «Со-  
ветская геология», № 34, 1948.

Карпова Е. Д. Основные черты металлогении Тянь-Шаня в связи с ис-  
торией его развития. ВСЕГЕИ, Л., 1952.

Карпова Е. Д. Магматизм Северного Таджикистана. Геология СССР,  
т. 24, Таджикская ССР, ч. I. Госгеолтехиздат, 1959.

Каххаров А. О внутриминерализационной диабазовой дайке Чокадам-  
Булакского скарново-магнетитового месторождения. «Узб. геол. журнал», № 5,  
1958.

Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат,  
1962.

Козырин А. К., Авдонин А. Н. Применение корреляционного метода  
в сложных условиях. Тр. Свердловск. горного ин-та, вып. 40. Госгеолтехиздат,  
1961.

Козырин А. К., Королюк Ф. И., Сапожников В. М. Об определении параметров электропроводящей залежи по данным скважинной электроразведки. Изв. Высш. учебн. завед. СССР, Горный журнал. № 7, 1963.

Комаров В. А. Методика изучения поляризуемости образцов горных пород. ВИТР, 1962.

Копаев В. В., Лапина М. И., Распопов О. М. Вариационный метод определения магнитных свойств сильно магнитных горных пород. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9, 1961.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1952.

Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпакдала, ч. II. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 54, 1962.

Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение в геологии. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1947.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.

Королев А. В. Месторождение Алтын-Топкан. Путеводитель экскурсий III Всес. съезда геологов, вып. 1. Ташкент, 1928.

Королев А. В. Постэоценовые движения на юго-западной окраине гор Карамазара. Изв. Геолкома, т. 28, № 6, 1929.

Королев А. В. Карамазарский рудный район. Материалы I Карамазарского съезда по цветным металлам. Таджгиз., Сталинабад, 1935.

Королев А. В. Структура и металлогенез Алмалыка. Тр. САЗПИ, горн. ф-т, вып. 13 (21). Ташкент, 1941.

Королев А. В. Состояние представлений о генезисе и условиях локализации постмагматических месторождений Средней Азии. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 2. Ташкент, 1948.

Королев А. В. К вопросу о генезисе скарново-магнетитовых месторождений. Тр. САЗПИ, вып. IV. Ташкент, 1957.

Королев А. В. и Шехтман П. А. Структурные условия размещения постмагматических руд. Изд-во «Недра», М., 1965.

Королева З. А. Парагенетические соотношения гипогенных минералов в месторождениях Карамазара. Изд. Узб. ФАН, 1941.

Королева Н. Н. О роли карбонатов в гидротермальных процессах за-мещения. Тр. САЗПИ АН УзССР, вып. 6. Ташкент, 1959. (Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 6. Ташкент, 1959).

Крейтер В. М. Материалы и характеристика Карамазарской рудной про-винции. Сб. Тадж.-Памирск. эксп. Изд. АН СССР, 1935.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.

Кристальный Б. В. Структурные типы и закономерности размещения главнейших рудоносных зон Чорух-Дайронского рудного поля. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 28. М., 1962.

Кристальный Б. В. О стадийности процесса эндогенного минералообразования в рудоносных зонах Чорух-Дайронского рудного поля. «Геология рудных месторождений», № 1, 1963.

Кристальный Б. В. Структурные условия эндогенного минералообразования и закономерности локализации оруденения в главнейших рудоносных зонах Чорух-Дайронского рудного поля. «Геология рудных месторождений», вып. 6. М., 1963.

Кристальный Б. В., Чернышев В. Ф. Два типа гипогенной зональности в рудном поле Чорух-Дайрон и роль тектонической структуры в их возникновении. Тр. Междунар. конференции по проблемам постмагматического рудообразования, т. I. Прага, 1963.

Кушнарев И. П. и Каждан А. Б. К стратиграфии эфузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1958.

Кушиарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Курганской структурно-фацальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. «Геология рудных месторождений», № 6, 1961.

Лаверов Н. П., Беликов Б. П., Иванов И. Б. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1964.

Логачев А. А. Курсмагниторазведки. Госгеотехиздат, 1962.

Лукин Л. И., Кушиарев И. П., Чернышев В. Ф. О повторяемости направлений разновозрастных систем трещин. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.

Лукьянова Е. Н., Марипов Т. М., Поваров А. В., Рабков К. Н., Шехтман П. А. Анализ методики разведки свинцово-цинкового месторождения Кансай. Тр. САИГИМС, вып. 3. Ташкент, 1963.

Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. Госгеотехиздат, 1963.

Мансуров М. В. К геологии и структуре одного из месторождений западноканской группы. В сб. «Вопросы геол. Ср. Азии и Казахстана». Ташкент, Изд. АН УзССР, 1963.

Массон М. Е. К истории горной промышленности Карамазара. Тр. Тадж. базы АН СССР, т. 4, 1935.

Материалы I Карамазарского съезда по цветным и редким металлам в Ходженте. Сталиниабад, 1933.

Машковцев С. Ф. К вопросу о древней металлургической промышленности в горах Карамазара и его знаменитых рудниках в древнем Туркестане. Тр. III Всес. геол. съезда в г. Ташкенте, вып. 2, 1932.

Машковцев С. Ф. Краткое описание геологической истории гор Карамазар. В сб. «Рудные месторождения Карамазара». М., ОНТИ, 1935.

Машковцев С. Ф. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 127, 1935<sub>2</sub>.

Миков Б. Д. Влияние рельефа местности на результаты магнитной съемки. Сиб. отд. АН СССР, Геология и геофизика, вып. 2, 1959.

Минералы СССР, том II. Изд. АН СССР, М.—Л., 1940.

Монсеева М. И. Сфalerиты Юго-Западного Карамазара. Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 13. Ташкент, 1959.

Наследов Б. Н. Геология и рудоносность Карамазара. Средазгосплан, Ташкент, 1934.

Наследов Б. Н. Карамазар и его проблемы. «Социалистическая наука и техника», № 1—2, 1935<sub>1</sub>.

Наследов Б. Н. Месторождения полиметаллов Средней Азии. ОНТИ, 1935<sub>2</sub>.

Наследов Б. Н. Карамазар. Тр. Тадж.-Памирск. эксп., вып. 19. Изд. АН СССР, М., 1935<sub>3</sub>.

Наследов Б. Н. Карамазар. Геология УзССР, т. 1, 1937.

Наследов Б. Н. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана. Госгеотехиздат, 1961.

Невский В. А. О некоторых закономерностях размещения гидротермальной минерализации в крупных разломах и более мелких разрывных нарушениях. В кн. «Вопросы изучения структур рудных полей и м-ний». Изд. АН СССР, 1955.

Некрасов Е. М. Основные структурные особенности свинцово-цинкового месторождения Чукур-Джилга в Восточном Карамазаре. Изв. Выш. учебн. зав., «Геология и разведка», № 7, 1960<sub>1</sub>.

Некрасов Е. М. Структурные особенности жильных свинцово-цинковых месторождений Карамазара. «Геология рудных месторождений», № 2, 1960<sub>2</sub>.

Некрасов Е. М., Николаев С. В. Об изменении физических свойств кварцевых фельзит-порфиров в околоврудных зонах свинцово-цинкового месторождения Замбарак. Тр. Ин-та геологии рудн. м-ний, вып. 43. Изд. АН СССР, 1961.

Некрасов Е. М. Влияние внутрирудных движений тектонических блоков на локализацию оруденения. Тр. ЦНИГРИ, вып. 48, 1962.

Нечелюстов Н. В., Шехтман П. А., Шихин Ю. С. Геологические особенности размещения полиметаллических месторождений в Западном Карамазаре. Сб. материалов по геологии цветных, редких и благородных металлов, вып. 3. ЦНИГРИ. 1958.

Образцова З. А. О термине «стадия минерализации». Вестн. ЛГУ, № 6, серия геол. и геогр., вып. 4, 1962.

Онтоев Д. О. О колломорфных образованиях магнетита и о своеобразных пластинчатых и таблитчатых выделениях пирита в магнетитовых рудах. Тр. минерал. музея, вып. 9, 1959.

Островский И. А. Обсидианы и туфовидные порфиры горы Ташкесекен. Тр. Тадж.-Памиркес. эксп. Изд. АН СССР, вып. 11, 1936.

Павлов В. А. Структурные особенности некоторых пермских гранитных массивов Центрального Казахстана. Изд-во «Наука», 1964.

Петровская Н. В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании. «Геология рудных месторождений», № 1, 1965.

Плотников Н. И. Водоснабжение горнорудных предприятий. Госгеолтехиздат, 1959.

Плотников Н. И., Сыроватко М. В., Щеглов Д. И. Подземные воды рудных месторождений. Металлургиздат, 1957.

Полканов А. А. Основные положения генетической системы интрузивных тел. Тр. Юбилейной научн. сессии ЛГУ (секция геол.-почв. наук). Изд-во ЛГУ, 1946.

Полковой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий (Центральный Казахстан). Тр. ИГН АН СССР, вып. 107, серия петрограф., № 31, 1950.

Поляков А. К. Новые методы поисков и разведки скрытого оруденения на вольфрамовом месторождении. Бюлл. НТИ, № 5, (22). Госгеолтехиздат, 1959.

Попов В. С. Своеобразный тип полиметаллического рудообразования в Кансайском рудном поле. Докл. АН УзССР, № 1, 1958.

Попов В. С. О ксонотлите Центрального Кансая. В сб. работ аспирантов АН УзССР. Отд. техн. и геол.-хим. наук, вып. 1. Ташкент, 1958.

Попов В. С. О низкотемпературном везувиане. В сб. работ аспирантов АН УзССР. Отд. техн. и геол.-хим. наук, вып. 1. Ташкент, 1958.

Попов В. С. Апофиллит Центрального Кансая. Докл. АН УзССР, № 6, 1958.

Попов В. С. О своеобразных серицатах Юго-Западного Карамазара. Узб. геол. журналь., № 5, 1959.

Попов В. С. О бруските и гидромагнезите хребта Окур-тау (Юго-Западный Карамазар). Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 13. Ташкент, 1959.

Попов В. С. К геохимии руд Центрального Кансая в Карамазаре. Уч. зап. САИГИМС, вып. 3. Ташкент, 1960.

Попов В. С. К минералогии скарнов Центрального Кансая в Карамазаре. Уч. зап. САИГИМС, вып. 3. Ташкент, 1960.

Попов В. С. Стивенсит из Карамазара. Докл. АН ТаджССР, т. 3, № 2, 1960.

Попов В. С. Цебедассит хребта Окуртау. Докл. АН УзССР, № 5, 1960.

Попов В. С. Минералогия полиметаллического месторождения Центральный Кансай в Карамазаре. Автореф. дисс. Ташкент, 1961.

Попов В. С. Ксонотлит и ангидрит — новая парагенетическая ассоциация в рудных месторождениях. Докл. АН УзССР, № 6, 1964.

Протодьяконова З. М. О таумасите из Окур-тау. Докл. АН УзССР, № 2, 1955.

Протодьяконова З. М. О сауконите Кураминского хребта. Тр. САЗПИ. Госиздат, Ташкент, 1955.

Протодьяконова З. М. О гидросиликатах магния хребта Окур-тау. Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. X, 1956.

Протодьяконова З. М. Находка ксонотлита в хребте Окур-тау. Тр. САЗПИ, нов. серия, вып. 4. Госиздат, Ташкент, 1957.

Протодьяконова З. М. Некоторые данные о пирите из юго-западных отрогов Кураминских гор. Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 13. Ташкент, 1959.

Протодьяконова З. М. Низкотемпературные гидросиликаты магния в некоторых рудных месторождениях Узбекистана. Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 14. Ташкент, 1963.

Протодьяконова З. М. Редкие гидросиликаты кальция из Окур-тау. В сб. «Вопросы минералогии и геохимии». Изд. АН УзССР, Ташкент, 1964.

Протодьяконова З. М. Характер амфиболов в полиметаллических рудах Кансая. В кн. «Аннот. научно-исслед. работ химико-технол., геол.-развед. и горно-металл. ф-тов Ташкентск. политехн. ин-та». Изд-во «Наука», Ташкент, 1964.

Пэк А. В., Вольфсон Ф. И. и Лукин Л. И. Об изучении структур эндогенных рудных месторождений. «Геология рудных месторождений», № 4, 1960.

Раджабов Ф. Ш. Средне-верхнекарбоновый магматический комплекс батолитового этапа (Чаткало-Кураминский регион, Кураминская подзона). В сб. «Петрография Узбекистана», кн. I. Изд-во «Наука» УзССР, Ташкент, 1964.

Радкевич Е. А. Такелийский участок. Тр. Тадж.-Памирск. эксп. (материалы по петрографии). Вып. 61. Изд. АН СССР, 1936.

Радугина Л. В. и Розина Б. Б. Минераграфическое исследование руд Карамазара. В сб. «Рудные месторождения Карамазара». М., ОНТИ, 1935.

Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1959.

Розанов Ю. А. Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения. «Геология рудных месторождений», № 2, 1961.

Розанов Ю. А., Кристальный Б. В., Некрасов Е. М., Пашковская М. Д. Изменения пористости рудовмещающих пород некоторых месторождений Северного Таджикистана. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 41. М., 1961.

Романовский Г. Д. Сообщение о произведенных исследованиях некоторых общеполезных минералов, находящихся в Сыр-Дарьинской области. Зап. ИРТО, 1885.

Сергунькова О. И. Девонские отложения Северного Таджикистана. В кн. «Геология СССР», т. 24, Таджикская ССР, ч. I. Госгеолтехиздат, 1959.

Сергунькова О. И. Каменноугольные отложения Северного Таджикистана. Нижний карбон. В кн. «Геология СССР», т. 24, Таджикская ССР, ч. I. Госгеолтехиздат, 1959.

Сескутова З. Г., Сескутов А. А. Особенности геологического строения и схема зональности гипогенной минерализации в рудном поле Чорух-Дайрон — Янгикан. Тр. САИГИМС, вып. 4, 1964.

Сикстель Т. А., Якович Б. В. Новые данные о возрасте акчинской осадочно-вулканогенной свиты Кураминского хребта. Узб. геол. упр., сб. № 1, 1960.

Сикстель Т. А., Якович Б. В. О мезозойском вулканизме в Средней Азии. Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2, Геология. Госгеолтехиздат, 1962.

Соколов К. Н. Геологическое истолкование магниторазведочных данных. Госгеолтехиздат, 1956.

Сонюшкин Е. П. О происхождении некоторых плитообразных тел известняков в Юго-Западном Тянь-Шане. Тр. ИГН, вып. 162, серия рудных м-ний (№ 17), 1955.

Смирнов С. С. Некоторые замечания о сульфидно-кассiterитовых месторождениях. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1937.

Смоляников Н. А., Баскин Б. Л. и др. Шеелитовые месторождения Могол-тау. Тр. Тадж.-Памирск. эксп., вып. 11, 1935.

Сморчков И. Е. Особенности распространения редких элементов U, Th, Y, TR (в изверженных породах) Кураминского хребта (Средняя Азия). В кн. «Магматизм и связь с ним полезн. ископаемых». Изд. АН СССР, 1960.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1 и 2. Изд. АН СССР, 1960.

Тарасов В. А. Курусайское рудное поле. Ташкент, изд-во «Фан», 1968.

Титов В. Н. Особенности геологической структуры и первичные ореолы рассеяния на свинцово-цинковом месторождении Окурдаван. Изв. Выш. учебн. зав., «Цветная металлургия», № 1, 1961.

Титов В. Н. Геологическая структура месторождения Шевчуковское в Кансайском рудном поле. «Геология рудных месторождений», вып. 6, 1963.

Титов В. Н., Бабенко В. И. Основные черты структуры месторождения Северный Кантау в Кансайском рудном поле. «Геология рудных месторождений», № 2, 1961.

Томилин В. Н. Месторождения медных и свинцовых руд в предгорьях Могол-тау и Карамазара в Туркестане. Зап. Горн. ин-та, т. 4, вып. 2, 1912.

Топорец С. А. Методика изучения электрических свойств ископаемых углей. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1961.

Уклонский А. С. К вопросу о перемещенных минералах. Тр. САГУ, нов. серия, вып. 32, геол. наука, Ереван, 1956.

Хамрабаев И. Х. Вопросы зональности продуктов метаморфизма в Чорух-Дайроне. Докл. АН УзССР, № 9, 1948.

Хамрабаев И. Х. К петрологии малых интрузий и автоскарнов Северо-Восточного Могол-тау. Тр. Ин-та геол. наук АН УзССР, вып. 4, 1949.

Хамрабаев И. Х. Первичная зональность на некоторых высокотемпературных месторождениях Средней Азии и возможные причины этого явления. Тр. Междунар. конф. по проблемам постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, 1963.

Шафрановский И. И. и Арапов Ю. А. О параллельных сростках вульфенита Южной Дарбазы. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., вып. 1, 1935.

Шехтман П. А. Принцип и методика составления детальных геолого-прогнозных карт рудных полей постмагматических месторождений. «Советская геология», № 2, 1962.

Шехтман П. А., Поваров А. В., Марипов Т. Морфологические особенности рудных тел Кансайского свинцово-цинкового месторождения и методика их разведки. «Геология рудных месторождений», № 4, 1962.

Шихин Ю. С. К вопросу о механизме образования сколовых нарушений. В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.

Шихин Ю. С., Кузнецов Ж. Н., Ищенко Е. Н. и Тарасов В. А. Геолого-прогнозная карта Юго-Западного Карамазара. В сб. «Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт». Изд. АН УССР, Киев, 1960.

Эмmons В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. В кн. «Геология рудных месторождений западных штатов США». Перевод под ред. И. Ф. Григорьева. ОНТИ, 1937.

Юдичев М. М. Новые данные о геологическом строении рудного Карамазара. «Советская геология», № 5, 1941.

Янишевский Е. А. и Разумная Е. Г. Генезис вульфенита Южной Дарбазы. «Советская геология», № 15, 1938.

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                                         | Стр. |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| Предисловие . . . . .                                                                                                                                                                   | 3    |
| Закономерности размещения эндогенной минерализации в Карамазаре.<br>Ф. И. Вольфсон, В. И. Левин, Л. И. Лукин . . . . .                                                                  | 4    |
| Геологический очерк. Ю. С. Шихин, В. Н. Байков, Е. Н. Ищенко, Ж. Н. Кузнецов, В. В. Михайлов, А. А. Починок, П. А. Шехтман . . . . .                                                    | 18   |
| Состояние изученности . . . . .                                                                                                                                                         | 18   |
| Стратиграфия . . . . .                                                                                                                                                                  | 22   |
| Тектоника . . . . .                                                                                                                                                                     | 55   |
| Интузивные образования . . . . .                                                                                                                                                        | 61   |
| Структурно-геологическое районирование . . . . .                                                                                                                                        | 79   |
| Послемагматические процессы . . . . .                                                                                                                                                   | 83   |
| Общая характеристика рудоносности . . . . .                                                                                                                                             | 89   |
| Геология Карамазарского гранитоидного plutона. В. Н. Байков . . . . .                                                                                                                   | 105  |
| Строение палеозойского фундамента под отложениями мезо-кайнозоя<br>в западном окончании Кураминского антиклиниория. А. Н. Балашов,<br>А. А. Букин, Н. В. Петров, В. С. Петров . . . . . | 123  |
| Рудные поля в зоне Окурудаванского и Мирзарабатского разломов . . . . .                                                                                                                 | 130  |
| Кансайское рудное поле . . . . .                                                                                                                                                        | 130  |
| Основные особенности геологического строения. П. А. Шехтман,<br>А. В. Поваров, И. М. Уразаев . . . . .                                                                                  | 130  |
| Минералогия месторождений. З. М. Протодьяконова, В. С. Попов . . . . .                                                                                                                  | 147  |
| Главнейшие свинцово-цинковые месторождения. В. М. Бабенко,<br>Ф. И. Вольфсон, И. В. Дуброва, В. Н. Крупин, В. А. Полотов,<br>А. А. Сескутов, В. Н. Титов, В. В. Шишкин . . . . .        | 171  |
| Чокадамбулакское рудное поле . . . . .                                                                                                                                                  | 192  |
| Геология и рудоносность рудного поля. М. И. Власова, М. Д. Котенев,<br>В. П. Матяш, В. М. Мясников . . . . .                                                                            | 192  |
| Геологическая интерпретация результатов магнитных съемок.<br>Н. Ф. Шевченко, А. П. Корякин . . . . .                                                                                    | 229  |
| Рудный пояс гор Моголтау. А. А. Сескутов, З. Г. Сескутова . . . . .                                                                                                                     | 247  |
| Чорухдайронское рудное поле . . . . .                                                                                                                                                   | 258  |
| Геология и рудоносность рудного поля. А. А. Сескутов, З. Г. Сескутова . . . . .                                                                                                         | 259  |
| Минеральные и структурные особенности Чорухдайрона. Ф. Г. Дылевский, Б. В. Кристальный, Н. И. Румянцев, В. Ф. Чернышев . . . . .                                                        | 293  |
| Рудные поля Центральной зоны редкометальных разломов . . . . .                                                                                                                          | 313  |
| Такелийское рудное поле. Ю. С. Шихин . . . . .                                                                                                                                          | 313  |
| Структурные особенности свинцово-цинкового месторождения Учо-<br>чак. Е. М. Некрасов . . . . .                                                                                          | 342  |

|                                                                                                                             |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Токмакская минерализованная зона. <i>В. В. Архангельская, В. М. Турлычkin</i>                                               | 358 |
| Канджольское рудное поле. <i>В. М. Турлычkin</i>                                                                            | 368 |
| Гидрогеологические и геофизические исследования                                                                             | 383 |
| Гидрогеологическая характеристика Западного Карамазара и гор Моголтау. <i>О. Х. Шахбазиди</i>                               | 383 |
| Физические свойства горных пород. <i>А. Н. Балашов, П. М. Вольфштейн, И. Е. Шкуренко</i>                                    | 406 |
| Электрическая корреляция разрезов скважин на рудных месторождениях. <i>А. Н. Балашов, П. М. Вольфштейн, В. К. Кокодзеев</i> | 420 |
| Литература                                                                                                                  | 430 |

## ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОГО КАРАМАЗАРА

Редактор издательства З. И. Башмакова  
Техн. редакторы Т. М. Шмакова, Л. Д. Агапонова  
Корректор Л. В. Сметанина

Сдано в набор 13/XI 1970 г.  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага № 1.  
Тираж 1200 экз.

Подписано в печать 9/III 1972 г. Т-04188.  
Печ. л. 29,25 с 3 вкл. Уч.-изд. л. 30,90  
Индекс 3-4-1. Заказ 863/10096-4.  
Цена 3 р. 32 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19,  
Ленинградская картфабрика ВАГТ

30. 32K.

192

HUPA 1972