

Ш. Х. РАХИМОВ

**ГЕОЛОГО-  
СТРУКТУРНЫЕ  
УСЛОВИЯ  
ЛОКАЛИЗАЦИИ  
СКАРНОВО-  
ПОЛИМЕТАЛ-  
ЛИЧЕСКИХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
КАРАМАЗАРА**

„ФАН“

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

Ш. Х. РАХИМОВ

3326

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ  
УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ  
ОРУДЕНЕНИЯ  
СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ЗАПАДНОГО КАРАМАЗАРА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР  
ТАШКЕНТ—1978



УДК 553.064.3244.078.2(575.31)

Рахимов Ш. Х. Геолого-структурные условия локализации скарново-полиметаллических месторождений Карамазара. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1978. Табл. — 30, рис. — 40, библи. — 150 назв.

В работе охарактеризованы структурно-геологические позиции рудных полей, структуры месторождений и рудных тел с учетом их изменения с глубиной, показана роль физико-механических свойств вмещающих пород в локализации оруденения; приведены сведения о минеральном составе скарнов и руд, их изменении с глубиной, стадийности процесса минералообразования, зональности оруденения в рудных полях, месторождениях и рудных телах; рассмотрены некоторые вопросы генезиса описываемых месторождений.

Монография рассчитана на геологов, занимающихся поисками, разведкой и изучением рудных месторождений.

Ответственный редактор

чл.-корр. АН УзССР Х. Н. БАЙМУХАМЕДОВ

## ВВЕДЕНИЕ

Республики Средней Азии обладают значительными минеральными ресурсами, большая часть которых открыта и планомерно используется для нужд народного хозяйства страны. Однако большинство рудников Карамазара, вступивших в эксплуатацию 30—40 лет назад и добывающих свинец, цинк, серебро, вольфрам, плавиковый шпат и др., несмотря на широкий размах разведочных работ нуждается в разведанных и подготовленных запасах. Это свидетельствует о том, что геологическое строение отдельных рудных полей и месторождений изучено не всегда с достаточной полнотой, слабо разработаны геологические критерии поисков рудных месторождений, особенно скрытых, не имеющих выходов на дневную поверхность.

К настоящему времени исследователями выявлены закономерности по структурным особенностям и пространственному размещению рудных месторождений, их минеральному составу и т. д. Начато детальное изучение структурно-геологической позиции отдельных рудных узлов, полей и месторождений, сопровождающееся минералого-петрографическими, геохимическими и другими исследованиями.

Автор на протяжении последних семнадцати лет участвовал в работах по выявлению структурных условий локализации оруденения на глубоких горизонтах действующих рудников в Западном Карамазаре и выяснению вертикальной и горизонтальной зональности оруденения с целью уточнения оценочно-поисковых критериев на глубину и на флангах месторождений. В процессе научных исследований основное внимание уделялось:

- 1) изучению геологии главнейших скарновых и свинцово-цинковых месторождений Западного Карамазара;
- 2) установлению структурно-геологической позиции рудных полей и месторождений;
- 3) изучению структуры рудных полей и месторождений;
- 4) уточнению минерального состава руд и стадийности процесса минералообразования;

5) изучению физико-механических свойств горных пород и выяснению их роли в процессах рудоотложения;

6) рассмотрению некоторых вопросов генезиса месторождений.

В процессе полевых исследований большую помощь оказали геологи Ю. И. Гордиенко, В. Н. Крупин, В. С. Полотов, В. С. Дегтярев, Т. И. Чернов, Г. А. Филев, Ф. Г. Тисов, Ф. Г. Дылевский и др.

При написании отдельных разделов работы автор пользовался ценными советами акад. АН УзССР И. Х. Хамрабаева, акад. АН Тадж ССР Р. Б. Баратова, докторов геол.-мин. наук Ф. И. Вольфсона, А. В. Дружинина, кандидатов геол.-мин. наук Л. И. Лукина, В. Ф. Чернышева, [Ю. А. Розанова], В. Н. Титова, Е. Г. Краснова, научного сотрудника ИГЕМ АН СССР И. В. Дубровой.

Химические, спектральные, рентгеноструктурные и другие виды анализов производились в соответствующих лабораториях ТГУ им. В. И. Ленина, ИГЕМ АН СССР, УГ СМ ТаджССР, Адрасманского СЦК и Института геологии АН ТаджССР Л. М. Турлычкиной, Э. Ф. Калашниковой, Н. Н. Сексяевой, Л. Б. Наумовой, М. Д. Кандлин, Л. К. Кабановой, Н. И. Талалуевой, З. М. Давыдовой и др.

## ГЛАВА I

### КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОГО КАРАМАЗАРА

Современные представления о геологическом строении и закономерностях размещения оруденения в Западном Кармазаре сложились в результате исследований С. Ф. Машковцева (1926, 1937), Б. Н. Наследова (1928, 1932, 1933, 1937, 1961), А. В. Королева (1936, 1941), Д. И. Щербакова (1936), Н. В. Дюгаева (1934), Ф. И. Вольфсона (1947, 1948, 1951, 1972), В. А. Жарикова (1959), И. Х. Хамрабаева (1948, 1950, 1963, 1969 и др.), П. А. Шехтмана (1962, 1964), В. А. Королева (1961, 1968, 1969, 1971, 1972), Ю. С. Шихина (1954), Х. Н. Баймухамедова (1968, 1971), И. М. Мирходжиева (1959, 1961, 1966), К. Л. Бабаева (1959, 1965), В. А. Невского (1959, 1960, 1963, 1971), Е. М. Некрасова (1960, 1967), В. Н. Титова (1961, 1962, 1965), В. М. Бабенко (1965, 1966), Л. И. Лукина (1955, 1956, 1972), В. Ф. Чернышева (1959), В. А. Тарасова (1962, 1964, 1967, 1975), М. Мансурова (1964), С. М. Бабаходжаева (1973), Ю. И. Гордиенко, В. Н. Крупина, В. С. Полотова, Э. П. Рыжова, Е. Г. Краснова, автора и др.

Краткая характеристика стратиграфии, магматизма, тектоники дается на базе материалов упомянутых выше геологов, а также А. П. Недзвецкого (1950), Е. Д. Карповой (1942, 1944, 1946), материалов II Среднеазиатского петрографического совещания (Душанбе, 1973) и др.

#### СТРАТИГРАФИЯ

В пределах Кармазара выявляется достаточно полный разрез палеозойских и частично мезозойско-кайнозойских отложений. Наиболее древние породы — филлитовидные кварц-биотит-хлоритовые и кварц-хлоритовые сланцы, а также слюдистые песчаники и эффузивы общей мощностью около 4000 м, относимые к верхнему силуру. Эти породы смяты в линейные обычно тесно сжатые складки субширотного простирания, в осевых частях прорванные аляскитовыми и биотитовыми гранитами и реже гранодиоритами. Породы нижнепалеозойского комплекса отме-

чаются в юго-западной части Моголтау, на севере Кармазара и некоторых других участках. На них с угловым и стратиграфическим несогласием залегают образования от нижнедевонского до верхнепермского возраста (табл. 1). В основании разреза находится пласт базальных конгломератов, выше сменяющийся анде-

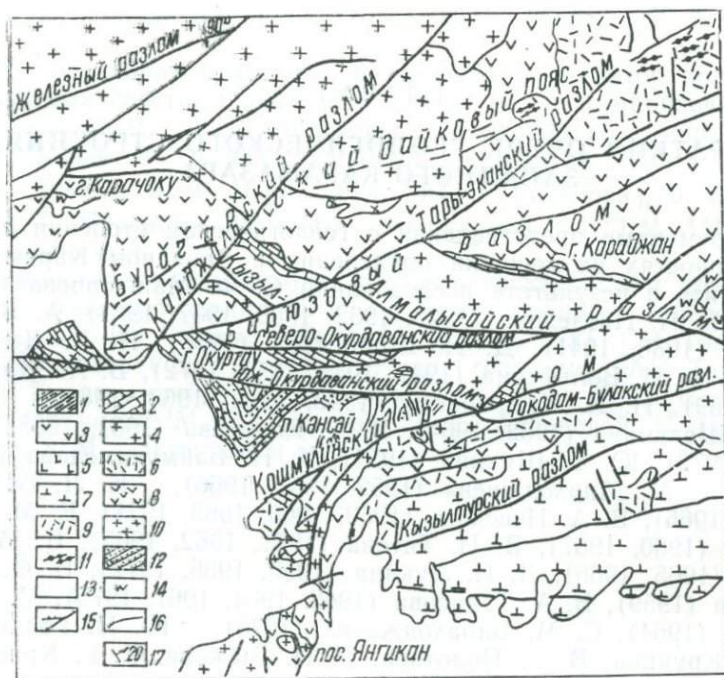


Рис. 1. Схема геологического строения Западного Кармазара:

1 — сланцы и роговики силура; 2 — известняки верхнего девона — нижнего карбона; 3 — порфириды и фельзит-порфиры нижнего — среднего карбона; 4 — гранитоиды среднего карбона; 5 — конгломераты, кварцевые порфиры и андезит-дацитовые порфиры верхнего карбона (акчинская свита); 6 — песчаники, порфириды, фельзит-порфиры и лавобрекчи фельзит-порфиров верхнего карбона (оясайская свита); субвулканические образования пермского возраста; 7 — кварцевые порфиры; 8 — порфириды; 9 — фельзит-порфиры; 10 — гипабиссальные интрузивы (граниты, сиениты, диориты); 11 — фельзит-порфиры, диабазовые порфириды и другие дайковые породы; 12 — известняки, известковые песчаники мела и палеогена; 13 — четвертичные отложения; 14 — зоны окварцованных и серицитизированных пород; 15 — разрывные нарушения; 16 — границы пород; 17 — элементы залегания.

зитовыми порфиридами с прослоями сланцев и песчаников и редко карбонатных отложений. Их возраст датируется нижним девонам. Мощность не превышает первых сотен метров (чаще меньше). Выше залегают карбонатные породы  $D_2-S_1$ , в верхней части разреза переслаивающиеся с туфогенными отложениями эффузивами, кремнистыми сланцами и известняками среднего карбона. Детальное изучение стратиграфии среднепалеозойских отложений впервые начато Е. Д. Карповой (1942), которая разделяет извест-

няки на верхнедевонские и нижнекаменноугольные, причем, среди первых установлены франские и фаменские ярусы.

Исследования Е. Д. Карповой по стратиграфическому расчленению среднего палеозоя углублены П. А. Шехтманом, О. И. Сергуньковой, геологами группы Ю. С. Шихина и др., которым удалось выделить в разрезе не только ярусы, но и горизонты.

Таблица 1

Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Западного Кармазара

Ярус	Свита	Краткая характеристика пород	Возраст, млн. лет
Триас-верхняя пермь	Кызылнуриинская, равашская	Чередование песчаников, сланцев с липаритовыми и андезитовыми порфиритами	235±30
Нижняя пермь	Шурабсайская, оясайская	Известково-аркозовые конгломераты, аркозовые песчаники с прослоями конгломератов, сланцев; андезитовые порфириты, липариты, дациты	220—270
Нижняя пермь—верхний карбон	Минбулакская, акчинская, надакская	Кварцевые порфиры, андезит-дацитовые порфириты, альбитофиры	265—303
Нижний-средний карбон	Уинская, аркүтсайская	Дацитовые и андезит-дацитовые порфириты, базальтные известково-кремнистые брекчии, песчаники и сланцы с прослоями кислых эффузивов (кварцевых порфиров и др.)	280—310
Девон		Эффузивы кислого и среднего состава, переслаивающиеся с известняками и др.	405±10

Общая мощность карбонатных отложений изменяется от 500 до 2200 м. В восточном и северном направлении она уменьшается.

Разрез отложений верхнего яруса, составленный по данным Н. П. Васильковского (1952, 1956), Ю. С. Шихина и др. (1972), представлен шестью свитами (табл. 2).

Отложения среднего палеозоя в пределах Кармазара смяты в крупную антиклинальную складку (Кураминский антиклинорий) северо-западного простирания, крылья которой усложнены более мелкими складками, нередко имеющими крутые углы падения.

В послеверхнепалеозойское время район Кармазара и всей Каржантау-Кураминской зоны претерпел длительную, глубокую денудацию, что обусловило его пенепленизацию. Последующее его развитие протекало в платформенных условиях и привело к



накоплению терригенно-осадочных и карбонатных отложений мезозойско-кайнозойского возраста.

Мезозойско-кайнозойские осадочные породы несогласно залегают на палеозойских отложениях и представлены красными пес-

Таблица 2

Стратиграфия карбонатных отложений Западного Карамазара  
(Составил Ш. Х. Рахимов по материалам Н. П. Васильковского,  
О. И. Сергуньковой, Ю. С. Шихина и др.)

Ярус	Горизонт	Характеристика	Мощность, м
Турнейский (C <sub>1</sub> )	1. Битуминоз- ный (слоистый)	Битуминозные известняки	900—1100
	2. Массивный	Известняки мраморизо- ванные	
	3. Надискрис- тый	Доломиты и хемогенные известняки	
	4. Циртоспири- феровый	Доломиты	
Намюрский (C <sub>1</sub> n) Визейский (C <sub>1</sub> v)	1. Криноидный	Известняки с кремнистыми линзами и прослоями Темно-серые известняки с фауной криноидей	150—400
	2. Кремнистый	Массивные известняки с кремнистыми сланцами	
Фаменский (D <sub>3</sub> fm)	1. Аквилину- совый	Глинистые известняки с кремнистыми прослоями	270
	2. Амфипоро- вый	Темные доломиты	260
	3. Калькарату- совый	Доломитовые мергели, переслаивающиеся с долами- тами и известняками	210
Франский (D <sub>3</sub> fr)	1. Тамнопоро- вый	Доломиты темные с при- месью песчаных и гли- нистых частей	220
	2. Атриповый	Глинистые известняки с прослоями кремнистых из- вестняков и известковых песчаников	340
Живетский (D <sub>2</sub> gv)	1. Стромато- поровый	Известняки, чередующиеся с доломитами	300
	2. Гастроподо- вый	Тонкослоистые темно-се- рые известняки с плохо сохранившимися брахиопо- дами, прослоями глинистых известняков и доломитов	230
	3. Стрингоце- фаловый	Доломиты, чередующиеся с известняками	

ками, песчаниками, конгломератами и пестрыми глинами, встречающимися в пределах Кансайского рудного поля и Сардобая. Эти породы датируются верхним мелом (турон — сенман), мощность не превышает 40 м.

Выше по разрезу развиты светло-серые известковистые и желтоватые песчаники (сенон) мощностью около 40 м. Перекрыты они известняками, песчанистыми известняками и кремнистыми включениями, реже глинами и песчаниками палеогена мощностью 40—50 м. Неоген представлен красными песчаниками, глинами и конгломератами общей мощностью 150—300 м.

Вся мезозойско-кайнозойская толща перекрыта современными осадочными отложениями — галечниками, конгломератами, песчаниками, суглинками.

## МАГМАТИЗМ

Осадочно-эффузивные отложения верхнего палеозоя смяты в пологие брахискладки и пересечены многочисленными разломами, развивавшимися длительное время и многократно проявившимися в период формирования эффузивов. Вдоль этих разломов внедрились многочисленные тела малых интрузий гранитоидов, как правило трещинного типа, и многочисленные дайки кислого и среднего состава, из которых наиболее поздними являются фельзиты и диабазовые порфириты.

Существуют различные взгляды на возраст интрузивных пород Западного Кармазара. Н. П. Васильковский (1952), П. А. Шехтман и Ю. С. Шихин (1954) и др. выделяют следующие группы различных по возрасту интрузий, соответствующих по времени внедрения верхнепалеозойским тектоническим фазам: 1) предшурасайской ( $P_3-P_1$ ); 2) предравашской ( $P_1-P_2$ ); 3) предкызылнуринской ( $P_2-T_1$ ), 4) учочакской ( $P_2-T_1$ ).

В. А. Жариков (1959), Б. А. Андерсон (1968) и др. по ряду признаков (петрохимические и др.) высказывают мысль о том, что карамазарские малые интрузии относятся к единому верхнепалеозойскому интрузивному циклу.

В пределах Западного Кармазара выделены нижне-, средне- и верхнепалеозойские интрузии. Нижнепалеозойские интрузии (гранит-порфиры) обнажаются в районе Алтынтопкана и Алмалыка (Северный Кармазар). Среднепалеозойские включают в себя: а) граниты, гранодиориты и кварцевые монциты главной фации Кураминского массива; б) породы краевых фаций и фаций сателлитов гранодиоритового, сиенитового, диоритового и монцитового состава; в) дайковую серию — редкие дайки аплитов, пегматитов и лампрофиров.

Среди верхнепалеозойских интрузивных пород в порядке возрастной последовательности Ф. И. Вольфсон (1951) выделяет: а) гранитоиды с преобладанием гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, приуроченных к трещинам северо-западного простирания; б) кварцевые порфиры, диабазовые порфириты, имеющие общее северо-восточное простирание; в) сиенит-порфиры.

Все породы он подразделяет на следующие группы. К первой, более ранней, относятся штоки и дайки, вытянутые в северо-за-

падном направлении, среди которых преобладают гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры. Ко второй, более поздней группе, относятся дайки и вытянутые штоки северо-восточного простирания, отвечающие по составу кварцевым порфирам и фельзитам, а также диоритовым и диабазовым порфиритам. Обнажающиеся в районе месторождения Курусай I выходы сиенит-порфириров, которые прорывают диабазовые порфириты, Ф. И. Вольфсон относит к третьему самостоятельному интрузивному этапу верхнепалеозойской эпохи вулканизма.

В. А. Жариков (1959) в пределах всего Западного Карамазара выделяет следующие последовательные возрастные группы: 1) диориты, сиенит-диориты, монциониты, сиениты, их кварцевые и бескварцевые разновидности; 2) лампрофиры; 3) гранодиорит-порфиры, кварцевые монционит-порфиры; 4) разнообразные гранит-порфиры; 5) красные гранит-порфиры аляскитового типа, гранофиры, сферолитовые порфиры и аляскиты; 6) диабазовые и плагиоклазовые порфириты.

Х. М. Абдуллаев (1960) на основании изучения магматизма района выделил основные циклы его развития.

В каледонский цикл происходит непрерывный процесс осадконакопления, давший мощную толщу силурийских песчано-сланцевых отложений. В начале силура мощные вертикальные движения сопровождались подводными излияниями эффузивов-спилитов, порфиритов, альбитофиров и др. Кроме обильных излияний лав различного состава, произошло внедрение небольших массивов гранитоидов.

Герцинский цикл наиболее разнообразный и сложный. Здесь выделено несколько этапов:

1. Добатолитовый ( $D_2-C_1$ ) характеризуется накоплением осадочных отложений в условиях постепенного погружения и развития интрагеосинклинали, сопровождающимся накоплением мощных (до 4 км) толщ карбонатных осадков.

2. В батолитовый этап ( $C_2-C_3$ ) происходит излияние эффузивов и развитие интрузивной деятельности.

3. Этап малых гранитоидных порфировых интрузий ( $C_3-P_1$ ) проявился при активном участии тектонических движений. В связи с этим формы интрузивных тел представлены штоками, дайками и реже линзами. Малые интрузии представлены гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами. В то же время образовались шурабская, равашская и кызылнугинская вулканогенные свиты.

4. Герцинский магматический цикл завершился дайковым этапом ( $P_1$ ) — внедрением многочисленных даек диабазовых порфиритов, кварцевых порфириров, кварцевых сиенит-порфириров и др. Размещение их четко контролируется зонами разломов.

Согласно схеме возрастного расчленения интрузивных образований Восточного Карамазара С. М. Бабаходжаев (1973) выделяет пять комплексов: среднекарбонный, верхнекарбонный,

нижнепермский, верхнепермский и нижнетриасовый (следя Г. Д. Афанасьеву и И. Х. Хамрабаеву под интрузивным комплексом понимается близкие по возрасту гранитоиды нескольких фаз или субфаз внедрения, а также связанные с ними дайковые и постмагматические образования, пространственно, структурно сопряженные и обладающие общностью минерального состава и химизма).

Проходившим в 1973 г. в Душанбе петрографическим совещанием для Средней Азии принята новая схема магматических комплексов. В Кармазаре к верхнепермско-триасовому комплексу отнесены габбро-монциты, диориты до аляскитовых гранитов, возраст которых датируется 210—220 млн. лет. С этим комплексом связана флюоритовая и полиметаллическая минерализация.

К пермскому комплексу отнесены средние и кислые породы от гранодиоритов до гранитов, возраст которых  $270 \pm 12$  млн. лет. С ним связаны месторождения железа, меди, молибдена, золота и полиметаллов. Нижне-среднекарбонный составляют диориты, различные гранодиориты и адаметлиты. Абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом, — 300—328 млн. лет. С этим комплексом связана кварц-железная, медная, молибденовая и оловянная минерализация. И к девонскому комплексу относятся гранодиорит-граниты, возраст которых  $372 \pm 17$  млн. лет. С ним связывается молибденовая минерализация.

## ТЕКТОНИКА

В пределах Западного Кармазара широко проявлены разрывные нарушения со значительными амплитудами перемещения прилегающих к ним блоков пород. Наиболее крупные из них — Железный, Редкометальный, Бирюзовый и другие разломы, вытянутые в северо-восточном направлении и прослеживающиеся по простиранию до 50 км. Бирюзовый разлом сопровождается мощным окварцеванием вмещающих пород и залечен гидротермальным кварцем, содержащим вкрапленность сульфидов, железа, меди и свинца. Другие нарушения минерализованы менее интенсивно.

Между упомянутыми разломами, время заложения которых датируется средним карбоном, прослеживается большое количество менее крупных разрывных нарушений северо-западного и широтного простирания — Тутлинский, Акчагальский, Эффузивный, Окурдаванский и т. д., разделяющие Юго-Западный Кармазар на отдельные тектонические блоки, несколько отличающиеся историей геологического развития и минерализацией.

Молодой альпийский тектогенез проявился в районе в ряде разрывных нарушений типа небольших сдвигов и особенно на-  
двигов.

## ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Западный Карамазар представляет собой своеобразную рудоносную провинцию, в пределах которой развиты многочисленные месторождения различных генетических групп: пегматитовые (слабо проявлены), грейзеновые, скарновые и гидротермальные.

Пегматиты и грейзены распространены незначительно. В них главным образом проявлены горный хрусталь, вольфрамит и др.

Среди скарновых месторождений выделяются три формации: скарново-магнетитовая (Туранглы, Пиязлы, Чокадамбулак), скарново-полиметаллическая (Алтын-Топкан, Курусай 1, Центральный Кансай) и скарново-шеелитовая (Чорухдайрон). Под формацией, по С. С. Смирнову, мы понимаем близкую ассоциацию минералов, возникшую в сходной геологической обстановке независимо от времени.

Рудные тела месторождений каждой формации локализируются на контактах известняков с гранитоидами, но отдельные из них развиты только в известняках или гранитоидах. Магнетитовые месторождения представлены в основном массивными и вкрапленными рудами, залегающими среди гранато-пироксеновых скарнов, в которых развиты пирит, халькопирит, гематит, марказит, а также более поздние сульфиды: халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит, висмутин и др.

Среди полиметаллических месторождений распространены вытянутые зоны оруденелых гранат-пироксеновых скарнов, сформировавшиеся на контакте карбонатных пород  $D_3-C_1$  с гранитоидами, а также богатые трубчатые тела среди известняков. Рудные тела обычно сложены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом и магнетитом, иногда с незначительным количеством шеелита; жильные представлены кварцем и карбонатами.

Среди гидротермальных месторождений исследуемого района выделяются средне-низкотемпературные, несущие руды разнообразных металлов. В Юго-Западном Карамазаре распространены свинцово-цинковые, мышьяково-свинцово-цинковые и свинцово-серебряные, в Восточном — свинцово-цинковые, свинцово-серебряные.

Минеральный состав рассматриваемых гидротермальных месторождений достаточно сложен и характеризуется следующими минеральными ассоциациями: а) галенит-сфалеритовой с пиритом, халькопиритом, а также кварцем, флюоритом, баритом и карбонатами; б) арсенопирит-галенит-сфалеритовой с минералами серебра (пираргирит, прустит и др.) и нерудными (кварц, карбонат, хлорит и др.); в) свинцово-серебряной с арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пираргиритом, полибазитом, стефанитом и др. Из жильных минералов во всех ассоциациях развиты кварц, карбонаты, а в некоторых — и флюорит; г) медно-висмутовой с халькопиритом, пиритом, гематитом, висмутином, клапротолитом, самородным висмутом, развитыми в ассоциации с жильными минералами (кварц, барит и карбонаты).

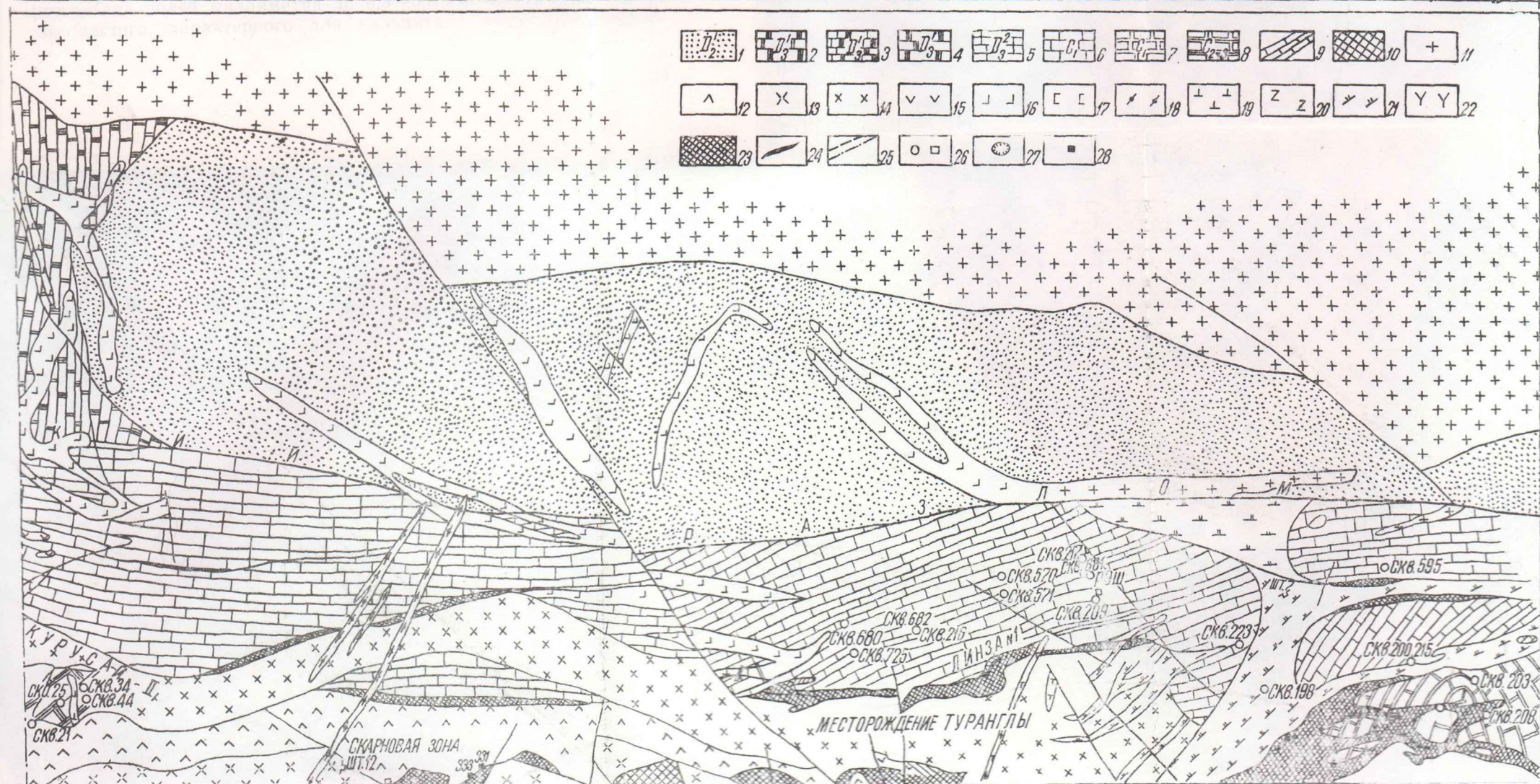
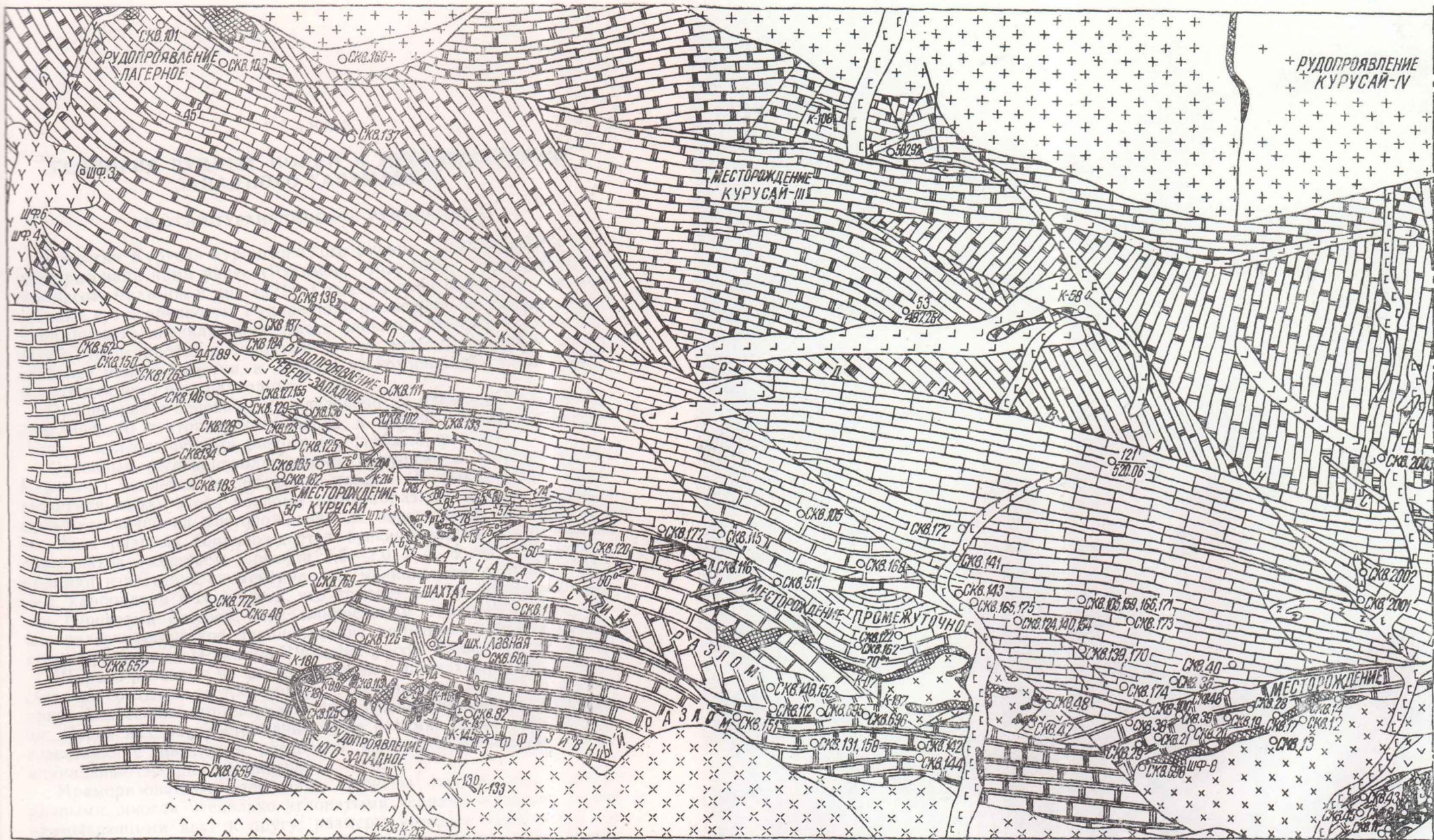


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Курусай-Туранглинского рудного поля:

1 — метаморфизованные аркозовые песчаники; 2 — известняки и доломиты горизонта string; 3 — известняки и доломиты горизонта tham; 4 — доломиты горизонта sal; 5 — известняки горизонта atg; 6 — доломиты горизонта agub; 7 — мраморы, визейский ярус; 8 — мраморы, акчинская свита; 9 — полосчатые мраморизованные известняки; 10 — конгломераты известково-аркозового состава; 11 — гранодиориты карамазарского типа; 12 — кварцевые диорит-порфиры; 13 — андезитовые порфиры; 14 — диориты курусайского типа; 15 — кварцевые порфиры; 16 — гранодиорит-порфиры; 17 — сферолитовые грани-порфиры; 18 — диабазовые порфиры; 19 — автотитовые порфиры; 20 — лампрофиты; 21 — граносениты; 22 — сленит-порфиры; 23 — грей-авто-пироксеновые скарны; 24 — полиметаллические рудные тела; 25 — тектонические трещины; 26 — выработки (горные) и буровые скважины; 27 — древние выработки; 28 — места взятия образцов.

## ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО КАРАМАЗАРА

### КУРУСАЙ-ТУРАНГЛИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Геология Курусай-Туранглинского рудного поля подробно охарактеризована нами ранее (Рахимов, 1961; 1965; Тарасов, 1967; Вольфсон, Рахимов и др., 1971). Отметим лишь наиболее отличительные его особенности. Рудное поле размещено на южном крыле Кураминского антиклинория, имеет блоковое строение. Блоки Курусай-Туранглинский и Барактынтауский разбиты серией разломов на более мелкие участки, в каждом из которых проявлена характерная для него минерализация.

Оруденение в основном локализовано на площади Курусай-Туранглинского тектонического блока в тесной пространственной связи с долгоживущими разрывами (табл. 3, рис. 2).

Основным рудоконтролирующим нарушением месторождения Курусай I является Акчагальский разлом (Рахимов, 1965). Внедрившийся вдоль этого разлома штокообразный массив диоритов непосредственно на месторождении на поверхности не обнажается. Зона разлома сопровождается брекчированием вмещающих известняков (мощность брекчии 0,5—2,0 м и более). Угловатые обломки известняка сцементированы мелкокристаллическим кварцем, карбонатом и гематитом, что придает породе сероватый, иногда буроватый оттенок. Под микроскопом отмечается интенсивное полисинтетическое двойникование кальцита и брекчиевидная структура породы (Рахимов, 1965; Вольфсон, Рахимов и др. 1971).

Широко развитые на месторождении карбонатные породы представлены белыми, светло-серыми и буроватыми средне- и мелкокристаллическими мраморизованными известняками и мраморами. Среди них распространены серые и темно-серые полосчатые известняки с прослоями роговников, смятых в небольшие антиклинальные складки (флексуры).

Мраморизованные известняки сложены относительно изометричными, иногда несколько угловатыми зернами кальцита, тесно примыкающими друг к другу, размеры которых колеблются от нескольких долей миллиметра до 0,3—0,5 см. Обязательно наличие частого, характерного для кальцита, полисинтетического

двойникования (Рахимов, 1971). Обычны равномернозернистая и неравномернозернистая гранобластовая структура и массивная текстура породы.

Вблизи Акчагальского разлома проявляются интенсивный катаклаз и сланцеватость в мраморизованных известняках. Зерна кальцита на этих участках вытянуты в одном направлении и имеют линзообразную форму. Обычно сланцеватость в таких мрамор-

Характеристика основных тектонических нарушений

Разлом	Возраст разломов и их отношение к интрузивным образованиям и оруденению	Протяженность, км	Мощность сопровождающей разлом зоны дробления и выполнения, м	Простираие, угол и азимут падения
Окурдаванский	Доинтрузивный	Несколько десятков	Зона дробления с хлоритизированной глиной трения 1—3	75—85° СВ
Акчагальский	Доинтрузивный, рудоуправляющий	Около двух	Зона дробления и окварцевания, мощность от первых сантиметров до нескольких десятков метров, сопровождается тектонической глиной трения, а также процессами скарнирования	310—320° 70—85°СВ
Эффузивный	Доинтрузивный, рудоуправляющий	Около двух	Слабое скарнирование мраморизованных известняков, хлоритизация в эффузивных породах	310—330° 85—90°СВ

ризованных известняках ориентирована либо параллельно, либо под некоторым углом. Для зерен кальцита характерно интенсивное полисинтетическое двойникование по двум, иногда трем направлениям. С приближением к зоне разлома плоскости двойникования и трещинки спайности приобретают изогнутую форму, причем, ширина двойниковых полос увеличивается, особенно у контакта мраморизованных известняков со скарново-рудными телами.

На приповерхностных и в несколько меньшей степени нижних горизонтах известняки секутся целым рядом резко выраженных



небольших зон дробления северо-западного и близмеридионального направления (близкого к плоскости простираания Акчагальского разлома). Известняки этих зон характеризуются катакластической и сланцеватой структурой, наложенной на гранобластную исходной породы. Часто наблюдается неяснополосчатая текстура породы, обусловленная некоторой ориентировкой слабо-вытянутых ксенобластов кальцита и переслаиванием их с тонко-

Таблица 3

Курусай-Туранглинского рудного поля:

Интрузивные образования	Сульфидное оруденение	Примечание
<p>Ограничивает pluton кураминских гранодиоритов</p> <p>Штоки диоритов, дайки кислого и основного состава (кварцевые порфириды, авгитовые порфириды и др.)</p>	<p>Убогая вкрапленность сульфидов и непромышленные тела рудопроявлений Курусай 5,4 и уч-ка Лагерное</p> <p>Рудные тела месторождений Курусай 1, Курусай 2, Туранглы и сульфидная минерализация на уч-ах: Промежуточное, Родниковое и Юго-Западное</p>	<p>Широко распространен поздний кальцит, рассекающий дорудную глинку трения. Амплитуда вертикального перемещения не установлена</p> <p>Местами встречаются участки раздробленных вмещающих пород с галенитом, сфалеритом, ассоциирующими с жильными минералами: гранатом, пироксеном и кальцитом. Амплитуда вертикального перемещения 100—150 м</p>
<p>Эффузивы андезит-дацитовых порфиритов, кварц-рогово-обманковых диорит-порфиров и кварцевых порфиров</p>	<p>Рудные тела месторождений: Скарновая зона, Тутлы 1 и рудопроявление Тутлы 2</p>	

зернистым карбонатным агрегатом, который тоже образует отчетливо ориентированные полосы.

Присутствующие в породе довольно частые трещины, выполненные поздним крупнозернистым изометричным кальцитом, также в основном ориентированы вдоль сланцеватости породы. К кальцитовым прожилкам приурочена вкрапленность рудного минерала, окруженного каемками лимонита.

С удалением от зоны дробления в известняках наблюдаются отдельные полосы, сложенные мелкозернистым раздробленным материалом, текстура приближается к массивной. В ряде случаев

**Интрузивные породы Курусай-Туранглинского**

Этап	Интрузивная фаза, возраст	Порода	Минеральный состав, структура
Батолитовый	Предакташская интрузивная фаза. Средний карбон, 300—310 млн. лет	Гранодиориты карамазарского типа	Плагиоклаз (30—65%), калиевый полевой шпат (10—20%), кварц (10—15%), роговая обманка (1—5%), биотит (до 2%). Акцессорные: апатит, сфен, циркон. Структура гипидиоморфнозернистая
Малых интрузий	Предакташская интрузивная фаза. Средний карбон, 290—300 млн. лет	Диориты	Плагиоклаз (30—70%), роговая обманка (25—45%), калиевый полевой шпат (5—10%), кварц (1—5%), биотит (1—5%). Акцессорные: апатит, магнетит, сфен, циркон. Структура гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая
	Предакташская интрузивная фаза. Конец верхнего карбона, 280—270 млн. лет	Гранодиорит-порфиры	Плагиоклаз (50—60%), кварц (15—20%), калишпат (10—20%), роговая обманка (1—10%), биотит (5—10%). Структура порфировая
		Гранит-порфиры	Калиевый полевой шпат (40—50%), плагиоклаз (20—25%), кварц (15—20%), биотит (5—15%). Акцессорные. Структура порфировая
		Диабазовые порфириты	Плагиоклаз (60—80%), калишпат (20—30%), кварц (1—5%), роговая обманка (15—20%). Структура — порфировая, офитовая, микродиабазовая
		Лампрофиры	Вкрапленники — плагиоклаз, калишпат. Основная масса — плагиоклаз, калиевый полевой шпат, роговая обманка, кварц. Акцессорные — апатит, сфен, циркон. Структура лампрофировая
		Сферолитовые гранит-порфиры	Вкрапленники — альбит, иногда кварц. Основная масса — калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит. Акцессорные — апатит, сфен. Структура порфировидная
	Кварцевые сиенит-порфиры	Вкрапленники — плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц. Основная масса — плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит. Акцессорные — апатит.	

## рудного поля

Степень распространности	Форма тела	Протяженность	Мощность	Элементы залегания
Значительно в северной части рудного поля	Межформационное интрузивное			В пределах рудного поля южный контакт осложнен Окурдаванским разломом, $300-320^\circ$ , $\angle 80-85^\circ$ СВ
Значительно в центральной и ЮВ части рудного поля	Штокообразное	С учетом погруженной части составляет более 10 км	В раздувах до 500 м	Простирается северо-западное $300-330^\circ$ , $\angle 75-85^\circ$ СВ
Широко	Дайки	От первых сотен метров до 5 км	До 100 м	Простирается северо-западное $310-320^\circ$ , $\angle 80-85^\circ$
Незначительно	Дайки	Около 10 км	До 200—250 м	Простирается северо-западное $300-320^\circ$ , $\angle 80-85^\circ$ СВ
Широко	Дайки	От нескольких метров до 1 км и более	О 1 м до 20 м и более	Простирается северо-восточное $40-100^\circ$ , $\angle 80-85^\circ$ ЮВ
Редко	Дайки	Десятки метров	До 1—2 м	Простирается северо-западное $280-330^\circ$ , $\angle 80-90^\circ$ СВ
Редко	Дайки	До 4 км	До 50 м	Простирается северо-восточное $45-50^\circ$ , $\angle 80-85^\circ$ ЮВ
Редко	Дайки	Более	До 20 м	Простирается северо-восточное $45-50^\circ$ , $\angle 80-85^\circ$ ЮВ



Этап	Интрузивная фаза, возраст	Порода	Минеральный состав, структура
Дайко- вый	Предкызыл- нуринская интрузивная фаза. Ко- нец верхнего карбона, 270— —260(?) млн. лет	Гранодиорит- порфиры „диоритовид- ные“	Полевой шпат (до 60%), кварц (10—15%) темноцветные минера- лы (30%). Структура порфировая, микропегматитовая, микросферо- литовая
		Гранит-пор- фиры „мелко- порфировые“ Микрогранит- порфиры „ап- литовидные“	Плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц находятся примерно в равных соотношениях (25— 45%), биотит, амфибол (5—15%). Структура порфировая
		Авгитовые порфириты	Основная масса — стекловатая; плагиоклаз, авгит. Аксессуары — сфен, апатит, пирит. Структура — порфировая
	Послекызылну- ринская интрузивная фаза. Нижняя пермь 260—250 млн. лет	Кварцевые порфиры	Плагиоклаз (40—60%), калш- шпат (15—20%), кварц (до 15%), биотит (5—10%), роговая обман- ка (5—10%). Аксессуары — цир- кон, апатит. Структура микроап- литовая

дробление происходит по полосам, а измельченный карбонатный материал выполняет межзерновое пространство между отдельными более крупными зернами кальцита. Часто раздробленные зонки довольно плавно окаймляют крупные ксенобласты, так что в отдельных случаях последние производят впечатление порфировых выделений. Несомненно, одновременно с дроблением происходила перекристаллизация карбонатного материала, благодаря чему порода сохраняет свою монолитность. В мелкозернистых раскристаллизованных участках часто встречается ксеноморфный мелкозернистый кварц, мелкие чешуи серицита, изогнутые чешуи бесцветного хлорита, мелкая вкрапленность рудного вещества.

Дробление карбонатов сопровождается повсеместной лимонитизацией. Вдоль многочисленных трещин, развитых в мраморизованных известняках, часто наблюдаются лимонитизированные участки размером до 0,5 м. Последние особенно часто встречаются вблизи известных выходов рудных тел и особенно над скрытым рудным телом «Новое».

Степень распространности	Форма тела	Протяженность	Мощность	Элементы залегания
Незначительно	Дайки			
Широко	Дайки	Первые десятки метров	До 10 м	Простираение от северо-западного до северо-восточного 300—320° до 20—40°, $\angle$ до 9°
Широко	Дайки	До 1 км	До 30—50 м	Простираение северо-западное 300—330°, $\angle$ 70—90° СВ

Часто двойники одного направления со смещением пересекаются двойниками другого. Наряду с отдельными крупными ксеноблоками кальцита в шлифе в значительном количестве (до 40%) присутствуют мелкие зерна карбоната самой различной формы с неправильными «рваными» ограничениями — несомненный результат дробления и перекристаллизации. При этом наблюдалось некоторое ориентированное полосчатое расположение раздробленных участков. В крупных кристаллах кальцита прекрасно выраженные частые двойники были ориентированы определенным образом, вытянуты вдоль зон дробления, что создавало четкую общую штриховку в породе и обуславливало отчетливую полосчатую текстуру. Эта двойниковая штриховка являлась вторичной, накладывалась на ранее существовавшие двойники. Иногда устанавливается трехстадийное двойникование зерен кальцита как следствие последовательно во времени развивавшейся пластической деформации кальцита, проявляющейся в двойниковании. Чернышев (1961), А. В. Пэк (1939), Ф. Тернер и др. (1954), Ш. Р. Рахимов (1971) установили, что полисинтетические двойники в кальците имеют деформационное происхождение.

В виде небольших по мощности и протяженности линз, вытянутых в близширотном направлении, на всех эксплуатируемых горизонтах месторождения вскрыты полосчатые известняки.

Наибольшая мощность полосчатых известняков наблюдается на поверхности непосредственно вблизи рудных тел. По направлению к востоку полосчатость постепенно затухает и на северо-восточном склоне известняковой гряды не наблюдается. Подобные известняки встречены и на Кансае. Они имеют много общего с известняками полосчатой текстуры из зонок дробления. Во всех случаях доказано их тектоническое происхождение. Полосы в известняках представляют собой небольшие зоны дробления, что подтверждается изучением шлифов под микроскопом. Детальное исследование взаимоотношений этих известняков с рудными телами позволило установить дорудный возраст полосчатости и существенное влияние последней на локализацию оруденения. Светлые полосы в известняках сложены кальцитом, а темные (жильные) содержат хлорит (25—30%), кварц, серпентин, зерна форстерита и пироксена, гранатов, сульфидов (пирит, галенит, сфалерит и др.). Вблизи рудных тел содержание темноцветных минералов в темных полосках резко увеличивается, и известняки приобретают темно-синюю, иногда до черной окраску.

С удалением от рудных тел порода светлеет и полосчатые известняки распознаются с трудом. От белых среднекристаллических мраморизованных известняков они отличаются слегка матовым блеском, мелкокристаллической структурой и едва заметными полосками, обесцвеченными благодаря отсутствию минерализации в зонах дробления.

При отсутствии полосчатости контакты массивных известняков с изверженными породами или скарнами очень отчетливы. В приконтактных известняках необходимо прежде всего отметить интенсивное окварцевание и хлоритизацию. Кварц часто ксеноморфный, представлен единичными довольно крупными зернами, в зонах трещиноватости распределяется по сланцеватости, сплошными полосками; возникает отчетливая полосчатая текстура породы.

Чешуйчатый, слабоокрашенный в травяно-зеленый цвет хлорит, обычно довольно равномерно рассеян в карбонатной породе или образует неправильные скопления в ослабленных зонах. Для него характерна интенсивная серицитизация. Наряду со скоплениями мелкочешуйчатого серицита встречаются отдельные прожилки мусковита. С перечисленными вторичными минералами ассоциирует вкрапленное рудное вещество. Рудные минералы сопровождают и скарирование известняков.

В пределах рудного поля широко развиты интрузивные породы (табл. 4). Наибольшее значение в размещении интрузивных образований и оруденения имеют Эффузивный и Акчагальский разломы. К ним тяготеет узкий вытянутый массив диоритового и кварц-диоритового состава. Кровля этого массива полого погружается в северо-западном направлении и по восстанию со-

Характеристика месторождений и рудопроявлений Курусай-Туранглинского рудного поля

Месторождение, рудопроявление	Местонахождение	Вмещающие породы	Количество рудных тел	Форма рудных тел		Наличие апофиз
				в плане	в разрезе	
Курусай 1	СВ окончание Акчагаль-Туранглинской гряды карбонатных пород	Мраморизованные известняки и доломиты D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> , скарны на контакте их с интрузией диоритов и даек кислого и основного состава	13—на поверхности, 3—на средних, глубоких горизонтах: № 7, 13 и слепые Новое, Центральное и Южное (?)	Изометричные линзообразные и неправильной формы	Ветвящиеся трубообразные тела	Есть
Курусай 2	В 1,5 км к ЮВ от месторождения Курусай 1	Скарны на контакте карбонатных пород с диоритами и кварцевыми порфирами	4—Центральное, Восточное, Западное и Северо-Западное	Линзообразные	Неправильной и столбообразной формы	Не установлено
Промежуточное	В 0,5 км к ЮВ от месторождения Курусай 1	Скарны на контакте карбонатных пород с диоритами	1	Неправильной формы	Ветвящееся рудное тело, выклинивающееся с глубиной	Не установлено
Турангли-Бииксай, Орлиная Горка	В 2,5 км к ЮВ от месторождения Курусай 1, средняя часть Акчагаль-Туранглинской гряды	Скарны на контакте карбонатных пород и диоритов	5—№№ 1—5	Четкообразные линзы и неправильные залежи	Столбообразные	Не установлено
Скарновая зона	В 2,3 км к ЮВ от месторождения Курусай 1	Карбонатные породы, скарны на контакте андезит-дацитовых порфиритов и кварцевых порфиров	1	Столбообразная залежь	Линзообразные	Не установлено

Продолжение таблицы 5

Месторождение, рудопоявление	Местонахождение	Ремещающие породы	Количество рудных тел	Форма рудных тел		Наличие апофиз
				в плане	в разрезе	
Курусай 3	В 470 м к северу от месторождения Курусай 1	Карбонатные породы	4	Линзообразные	Жилообразные	Не установлено
Курусай 4	В 60—65 м к северу от месторождения Курусай 1	Гранодиориты кураминского типа	1	Жилообразные	Выклинивается	Отсутствуют
Туглы 1	В 700—800 м южнее месторождения Курусай 2, СЗ часть Акчагаль-Туранглинской гряды	Известковистые конгломераты	Выделено 3 участка: Западный (не перспективный), Центральный (7 р. т.), Восточный (не пром.)	Изометричные линзы	Столбообразные	Не установлено



Месторождение, рудопроявление	Контроль оруденения		Минеральный состав руд			Околорудные изменения	Литературный источник
	структурный	литологический	главные	распространенные	редко встречающиеся		
Курусай 1	Зона Акчагальского разлома. Контролируются трещинами СЗ, близмеридионального и субширотного простирания		Галенит, сфалерит, пирротин, пирит, халькопирит	Борнит, гематит, магнетит	Блеклая руда, арсенопирит, марказит, эргонит	Доломитизация, скарнирование, хлоритизация, пиритизация, оталькование	Вольфсон, 1951; Рахимов, 1965; Рахимов и др., 1971
Курусай 2	Вогнутая часть поверхности контакта диоритов с карбонатными породами осложненного разрыва	Рудные тела локализованы в карбонатных породах и на их контакте с диоритами и кварцевыми порфирами	Галенит, сфалерит	Пирит, халькопирит, магнетит	Гематит	Скарнирование, эпидотизация	Рахимов и др., 1971; Тарасов, 1967; Сазонов, 1964
Промежуточное	То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же
Туранглы-Биксай, Орлиная Горка	Вогнутая часть поверхности контакта диоритов с карбонатными при осложненных разрывах	Скарны	Магнетит, галенит, сфалерит	Халькопирит, пирит	Блеклые руды, аргентит, висмутит, самородн. висмут и золото	Скарнирование, окварцевание, серпентинизация, хлоритизация и эпидотизация	Вольфсон, 1971; Тарасов, 1967; Рахимов и др., 1971
Скарновая зона	Зона Эффузивного разлома, оперяющие трещины СЗ простирания	Карбонатные породы и скарны	Сфалерит, галенит, магнетит	Гематит, пирит	Халькопирит	Скарнирование и эпидотизация	Тарасов, 1967; Рахимов и др., 1971

Продолжение таблицы 5

Месторождение, рудопроявление	Контроль оруденения		Минеральный состав руд			Околорудные изменения	Литературный источник
	структурный	литологический	главные	распростра- ненные	редко встречающиеся		
Курусай 3	Зона дробле- ния субширот- ного простира- ния	Карбонат- ные породы	Галенит	Сфалерит	Сфалерит	Доломити- зация, оквар- цевание	Тарасов, 1967; Рахи- мов, и др. 1971
Курусай 4	Окурдаванский разлом широт- ного простира- ния	Отсутст- вует	Галенит, сфалерит			Хлоритиза- ция	
Тутлы 1	Участки пере- сечения и сочле- нения трещин около 2-х и бо- лее направлений в зоне Эффузив- ного разлома	Конгломе- раты	Сфалерит, галенит, халь- копирит, ге- матит	Блеклые руды	Мушкето- вит		Тарасов, 1967; Рахи- мов и др. 1971

проводятся многочисленными «пальцеобразными» апофизами. В связи со смещением по Тутлинскому разлому этот массив обнажается на поверхности дважды — на юго-восточных флангах обеих частей блока.

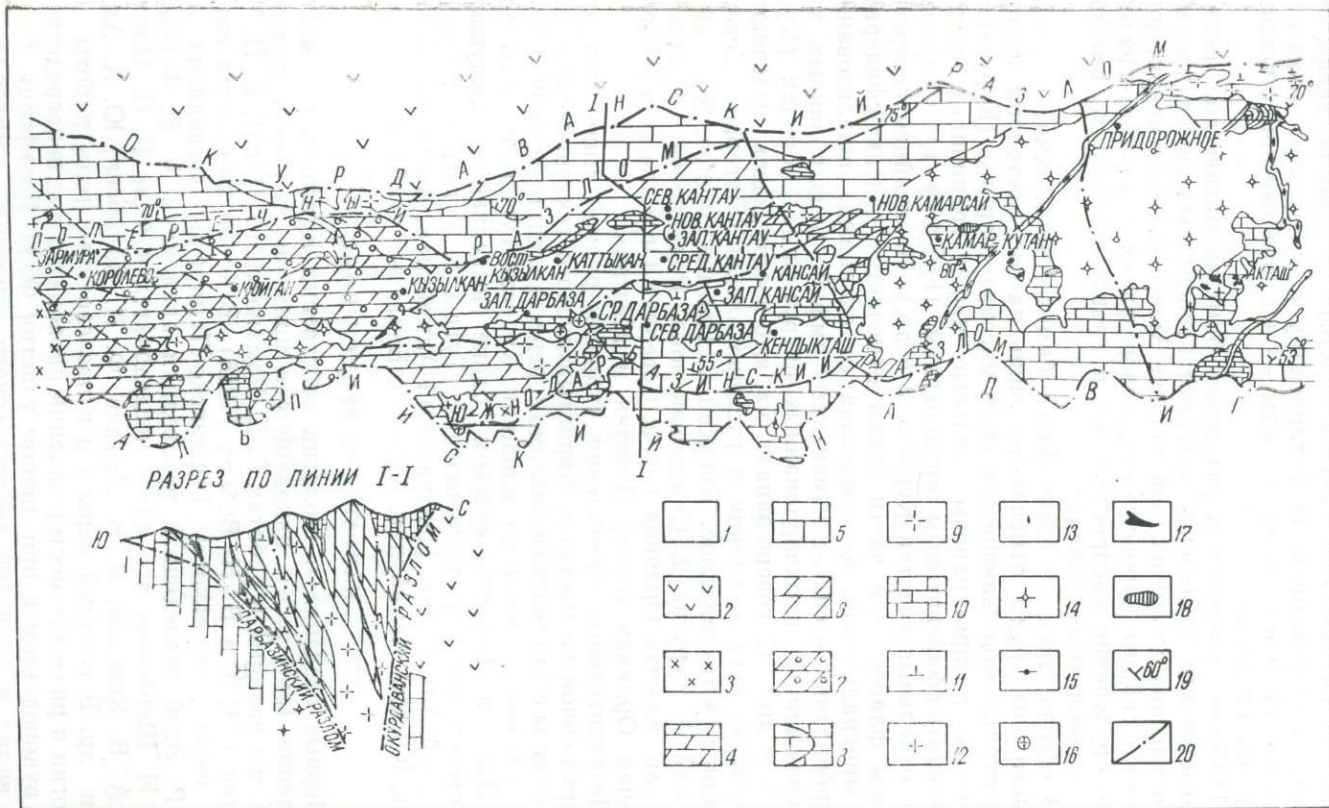
Наиболее высокотемпературные биметасоматические скарны и магнетитовое оруденение залегают непосредственно на контакте этого массива с карбонатной толщей. Менее высокотемпературные жильные скарны пироксен-эпидотовой фации и галенит-сфалеритовое оруденение распространены в кровле массива во вмещающих карбонатных породах.

В северо-западной части блока биметасоматические скарны и магнетитовые руды отмечаются лишь на юго-восточном фланге, на контактах обнажающегося здесь массива диоритов (Курусай 2). Наиболее распространены жильные инфильтрационные скарны с галенито-сфалеритовым оруденением (Курусай 1, Скарновая зона, отдельные участки Курусая 2 и др.). На крайнем северо-западном фланге этой части блока отмечается галенит-сфалеритовая минерализация, не связанная со скарнами, локализованная в карбонатных и сильно измененных амфиболитизированных, хлоритизированных и окварцованных интрузивных породах (Курусай 3 и др.). С северо-запада на юго-восток здесь выделяются следующие месторождения и рудопроявления: Лагерное, Северо-Западное, Юго-Западное, Курусай 1, Промежуточное, Курусай 3, Курусай 4, Курусай 2, Скарновая зона, Родниковое, Туранглы, Бииксай, Южная Орлиная горка, Северная Орлиная горка, Центральная Орлиная горка, Джилян и Мазгиль.

Незначительные проявления скарново-рудной минерализации, обнаруженной на площади Барактынтауского тектонического блока, связаны с Тутлинским разломом, пересекающим Алмабулакский и прослеживаемым на площади Курусай-Туранглинского блока. Здесь в Барактынтауском блоке выделяются следующие месторождения и рудопроявления: Тутлы 1, Тутлы 2, Тутлы 3, Западный Алмабулак, Центральный Алмабулак, Восточный Алмабулак, Южный Алмабулак, Акбель и Барактын (табл. 5).

### КАНСАЙСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Первые сведения о геологии собственно Кансайского месторождения (рис. 3, 4), находящегося примерно в центре рудного поля, мы находим в работах Г. Д. Романовского (1885), В. Н. Томила (1912) и В. Н. Вебера (1915). В конце 20-х годов начинается свою деятельность Таджикско-Памирская экспедиция АН СССР. Этой экспедицией руководили академики А. Е. Ферман и Д. И. Щербаков, а в числе исследователей были Б. Н. Наследов, А. В. Королев, И. В. Дюгаев, Ф. И. Вольфсон, Ю. А. Арапов и др. В военный период и в послевоенные годы работы по геологии и разведке месторождений проводятся под непосредственным руководством и при личном участии Ф. И. Вольфсона. Большой вклад в изучение геологического строения, минералогии,



геохимии отдельных месторождений, а также закономерностей размещения оруденения в пределах рудного поля внесли А. М. Дамнинова, Л. К. Комжа, Н. С. Горшков, В. Ф. Черненко, Ф. В. Козлов, О. И. Исламов, Е. П. Сонюшкин, В. Ф. Чернышев, Л. И. Лукин, П. А. Шехтман, Ю. С. Шихин, В. Н. Титов, З. М. Протодьяконова, В. С. Попов, В. А. Жариков, Ю. Г. Сафонов, И. В. Дуброва, И. И. Самодуров, В. С. Полотов, В. М. Бабенко, М. Мансу-

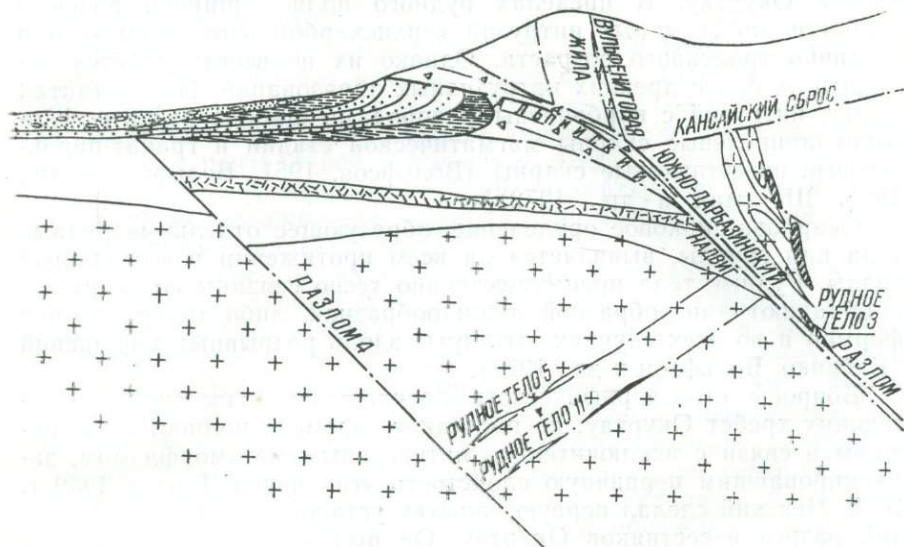


Рис. 4 Схематический геологический разрез Кансайского рудного поля. Усл. обозн. см. на рис. 3.

ров, В. И. Левин, В. Н. Крупин, Н. Д. Курилин, Ю. И. Гордиенко, Г. А. Филев, Э. П. Рыжов, Е. А. Янишевский, С. В. Григорян, А. А. Сескутов, А. В. Жукова, В. В. Шишкин, В. П. Ворожейкин, А. В. Макарихина и др.

Кансайское рудное поле, сложенное в основном известняками Д<sub>3</sub>—С<sub>1</sub>, находится в пределах хребта Окуртау, вытянутого в широтном направлении на 12 км (ширина 600 м на западе и 1500 м на востоке), отходящего от более крупного хребта Сары-Чеку. Известняки Д<sub>3</sub>—С<sub>1</sub> образуют гряду, ограниченную разрывными

Рис. 3. Схема геологического строения хребта Окуртау:

1 — мезозойско-кайнозойские осадочные породы; 2 — кварцевые порфиры оясайской эффузивной свиты; 3 — фельзит-порфиры и сферолит-порфиры минбулакской эффузивной свиты (С<sub>1</sub>+мб); 4 — черные известковистые доломиты; 5 — светлые и светло-серые доломитизированные известняки; 6 — белые доломиты; 7 — окварцованные белые известковистые доломиты; 8 — полосчатые известняки; 9 — гранодиорит-порфиры кураминского типа; 10 — темные известняки; 11 — сyenиты; 12 — гранодиорит-порфиры; 13 — гранит-порфиры; 14 — диоритовые порфиры; 15 — диабазовые порфиры; 16 — флогопитовые (магнезиальные) скарны; 17 — сульфидное оруденение; 18 — пиритовое оруденение; 19 — элементы залегания; 20 — дизъюнктивные нарушения.

нарушениями, отделяющими карбонатные породы с севера от среднекаменноугольных дацитовых порфиритов акчинской свиты, с юга — от меловых и палеогеновых отложений. На западе известняки отделены от дацитовых порфиритов Бирюзовым разломом, а на востоке прорваны массивом гранодиоритов среднекаменноугольного возраста, отдельные сателлиты которого, отвечающие по составу гранодиорит-порфирам, обнажаются и в средней части хребта Окуртау. В пределах рудного поля широко развиты штоки и дайки малых интрузий верхнекарбонowego, пермского и частично триасового возраста. Однако их не всегда удается отличить от более древних интрузивных образований. На контактах малых интрузий с карбонатными породами широко развиты флогопит-шпинелевые скарны магматической стадии и гранат-пироксеновые известняковые скарны (Вольфсон, 1951; Вольфсон и др., 1965; Шехтман и др., 1972).

Скарново-цинковое оруденение, образующее отдельные рудные тела или группы, выявляется на всем протяжении известняковой гряды. Рудные тела преимущественно тесно связаны со скарнами и обладают линзообразной и жиллообразной, либо трубообразной формой и во всех случаях вытянуты вдоль разрывных нарушений (Бабенко, Вольфсон и др., 1972).

Вопросы стратиграфического расчленения известняков, слагающих хребет Окуртау, до последнего времени полностью не решены в связи с исключительно интенсивным метаморфизмом, маскировавшим первичную слоистость этих пород. Еще в 1939 г. В. А. Невский сделал первую попытку установить стратиграфический разрез известняков Окуртау. Он выделил тонкосланцеватые в основном темно-серые и массивные, белые и светло-серые известняки. Светлые массивные известняки им определены как более древние по сравнению с темными разностями, якобы залегающими выше по разрезу. Однако более поздние исследования Ф. И. Вольфсона показали, что стратиграфически расчленить известняки по их цвету невозможно. Установлено, что светлые разности известняков образовались за счет темных в результате их метаморфизма, приведшего к потере углистого вещества, которое определяет темную окраску. В 1951 г. О. И. Сергунькова обнаружила в известняках остатки фауны, относящейся к верхнему девону. В последующие годы (Шихин и др., 1960) откартированы и выделены в пределах хребта Окуртау стратиграфические горизонты и ярусы отложений  $D_{2-3}-C_1$ , характерные для Юго-Западного Карамазара. В процессе работ, проводимых Окуртауской ГРП по корректировке геологической съемки м-ба 1:1000, разработанная стратиграфическая схема была пополнена новыми данными, детализующими ее, а выделенные горизонты получили более подробное литологическое освещение.

На площади Кансайского рудного поля обнажаются кураминские гранитоиды и многочисленные карамазарские малые интрузии верхнепалеозойского возраста.

Кураминские гранитоиды представлены порфировидными гранодиоритами среднекарбонного возраста, которые в виде крупного массива обнажаются в восточной части рудного поля — на площади Акташского месторождения.

Карамазарские малые интрузии широко распространены по всей площади рудного поля. Они представлены штоками и дайками сиенитов, гранодиорит-порфиров, сиенито-диоритовых порфиров, кварцевых порфиров, кварц-диоритовых, диоритовых и диабазовых порфиров.

Сиениты, гранодиорит-порфиры и диоритовые порфириты встречаются в пределах всей площади хребта Окуртау, сиенит-диоритовые порфириты — на месторождении Центральный Кансай, кварцевые порфиры, кварцевые диоритовые и диабазовые порфириты — в центральной и восточной частях рудного поля.

В структурном отношении хребет Окуртау представляет собой крупную, осложненную многочисленными разрывными нарушениями антиклинальную складку.

От Альпийского надвига до Окурдаванского разлома он включает в себя два структурных блока, разделенных крупной тектонической зоной несогласия (Несогласный разлом). К северу от нее северный блок представляет собой крупную широтную моноклираль с падением известняков к северу от  $45^\circ$  до  $85^\circ$ . Моноклираль в свою очередь осложнена небольшими перегибами по падению, не нарушающими общего моноклиального залегания.

Южный блок по строению резко отличается от северного. Он представляет собой сложногофрированную складку, погружающуюся к западу, вследствие чего на западе обнажаются известняки карбона и эффузивы минбулакской и оясайской свит, а на востоке — известняки калькаратусовые и живетские.

Северный и южный блоки осложнены серией разрывных нарушений, обеспечившей ступенчатое строение. Все разрывные нарушения хребта в зависимости от направления, типа и взаимоотношений с другими нарушениями и магматическими телами Ю. С. Шихин, И. М. Уразаев отнесли к той или иной тектонической фазе: преакташской, предшурабсайской, предравайской, равашской, предкызылнуринской, кызылнуринской (табл. 6).

Метасоматические образования в пределах Кансайского рудного поля представлены двумя формациями: контактовых роговиков, магнезиальных скарнов<sup>1</sup>.

По условиям локализации в рудном поле можно выделить две группы месторождений и рудопоявлений: 1) контролируемые собственно Южно-Дарбазинским и Окурдаванским разломами, а также их трещинами оперения; 2) приуроченные к самостоятельным менее крупным разрывным нарушениям.

В Кансайском рудном поле установлено восемь структурных типов рудных тел (Шехтман и др., 1972): 1) секущие: а) в сопряжениях трещин, б) в искривлениях, в) в пересечениях; 2) соглас-

<sup>1</sup> В настоящее время под руководством Л. И. Шабынина проводятся детальные исследования в Карамазаре.

## Основные разрывные нарушения

Разлом	Возраст	Протя- женность, км	Мощность сопровождающей разлом зоны дробления и выполнения, м
Несогласный	Предакташский	Более 7	Брекчия из обломков известняков, гранодиоритов и различных порфиров. Отмечаются осветление, милонитизация и скарнирование, интенсивное расслаивание в известняках до 250—300 м
Окурдаванский	Предшурабсайский	Более 8	Зона дробления и расслаивания (от 0,5 до 2,5—4,0 м) включает тонкие пластины известняков. Основной шов сложен тектонической глиной мощностью до 0,5 м
Южно-Дарбазинский	То же	8,0	Интенсивное брекчирование от 2 до 50 м, хлоритиз. глина трения от черного до темно-зеленого цвета мощностью до 2 м
Копканджакинканская структура (висячий бок Южно-Дарбазинского разлома)	Предшурабсайский	8,0	
Западно-Кызылканский	То же	4,0	Слабое брекчирование и глина трения (1,5 м) Мощность зоны до 10 м
Восточно-Кызылканский		1,5	
Поперечный	Предравашский	7,0	Брекчированная зона дробления (3—10 м) и хлоритизированная глина трения
Катыканский	Равашский		Дробление с глиной трения мощностью зоны до 5 м
Кантауский	То же	1,3	



## Кансайского рудного поля

Элементы залегания	Наличие интрузивных образований	Наличие промышленного оруденения	Примечание
<p>Простираение от СЗ до широтного (в центр. части) до СВ (на востоке) <math>\angle 60-75^\circ\text{С}</math></p>	<p>Малые интрузии и дайки гранодиорит-порфиров, диоритов</p>	<p>Зона разлома не вмещает промышленного оруденения</p>	<p>Амплитуда вертикального перемещения от 200—300 до 400—600 м</p>
<p>Простираение широтное <math>\angle 85-88^\circ\text{С}</math></p>	<p>Липарито-дацитовые порфиристы</p>	<p>К разлому приурочены отработанное месторождение Окурдаван, ряд рудопроявлений (Восточный Окурдаван и др.)</p>	<p>Маловероятно обнаружение крупных р. т. на больших глубинах. Амплитуда вертикального перемещения 1000—1500 м</p>
<p>Простираение широтное <math>\angle 30-35^\circ</math> до <math>45-65^\circ</math> север</p>		<p>На участке Акташ установлено 9 рудоносных швов, разведано 15 рудных тел. Здесь в висячем боку разлома локализованы отработанные месторождения Ю. Дарбаза и Ц. Кансай, и Королево</p>	<p>Амплитуда вертикального перемещения более 550 м</p>
<p>Простираение широтное, падение северное под <math>\angle 55-70^\circ</math></p>	<p>Дайка гранодиоритов</p>	<p>Месторождение Копкан-Джакилкан. В структуре 6 мелких рудных тел линзообразной формы с резким колебанием содерж. Pb и Zn и мощности</p>	
<p>Простираение субширотное, <math>\angle 75-85^\circ\text{С}</math>, падение северное СВ, <math>\angle 65-75^\circ\text{СЗ}</math>.</p>	<p>Гранодиорит-порфиры</p>	<p>Западный Кантау, Западная Дарбаза, Среднее Кантау, Каттыкан, небольшие рудные линзы</p>	<p>Амплитуда вертикального перемещения около 150 м</p>
<p>Простираение СВ, <math>\angle 70-80^\circ</math></p>	<p>Дайка сиенит-порфиров</p>	<p>Вкрапленность сульфидов, промышленное оруденение отсутствует</p>	<p>На глубину бесперспективный Малоперспективный</p>
<p>Простираение СВ, <math>\angle 50-70^\circ</math> на С</p>		<p>Оруденение установлено на поверхности и прослежено буровыми скважинами на 320 м (рудопоявление Бахор)</p>	<p>Перспективы оруденения не оценены</p>
<p>Простираение СВ, <math>\angle 75^\circ</math> ЮЗ</p>		<p>Рудные тела месторождения Новый Камарсай, Северный Кантау</p>	

ные: г) в отслоениях и согласных трещинах; 3) тяготеющие к контактам пород; д) в согласных контактах интрузивов, е) в секущих контактах штоков и даек, ж) в согласных контактах даек и з) внутри даек.

Наиболее широко распространены рудные тела в сопряжениях и искривлениях трещин, а остальные типы — незначительно.

В пределах Кансайского тектонического блока рудные тела месторождений Центральный и Западный Кансай, Дарбазинской группы размещаются как вдоль основного шва Южно-Дарбазинского разлома, приурочиваясь к его изогнутым интервалам, так и вдоль серии крутопадающих северо-восточных нарушений, сочленяющихся на глубине с Южно-Дарбазинским надвигом.

Рудные тела месторождения Окурдаван контролируются благоприятным сочетанием слабого изгиба поверхности одноименного разлома с оперяющими его разрывами. Установленная глубина распространения рудных тел достигает 700 м, предполагаемая — не менее 1000 м.

Рудные тела других месторождений рудного поля контролируются сопряжениями, пересечениями, изгибами разрывных нарушений и сорванными контактами часто скарнированных карбонатных пород со штоками и дайками гранодиорит-порфиров и сиенит-порфиров. Глубина распространения оруденения 50—400 м.

В настоящее время из большого числа известных месторождений и рудопроявлений рудного поля эксплуатационные и геологоразведочные работы проводятся лишь на месторождениях Центральный Кансай и Акташ, которые исследовались нами (табл. 7).

Месторождение Центральный Кансай находится в центральной части хребта Окуртау (рис. 5) и залегает в толще карбонатных пород  $D_3-S_1$ , которые прорваны многочисленными, преимущественно небольшими массивами сиенит-порфиров, гранодиоритов и других интрузивных пород, играющих важную роль в строении рудного поля, поскольку они усиливают анизотропию физико-механических свойств вмещающих их карбонатных пород.

В виде отдельных полос вдоль тектонических трещин, а также в зоне экзоконтакта интрузий широко развиты флогопит-шпинелевые и известковистые гранат-пироксеновые скарны, реже эпидотовые. Среди карбонатных пород выделяются светлые и темные разности известняков, границы между которыми в большинстве случаев имеют сложную конфигурацию.

Светлые известняки представлены средне- и мелкозернистыми разностями и сложены, как правило, кальцитом с редкими включениями мелких зерен или агрегатов зерен доломита, к которым часто приурочены небольшие кристаллы пирита и чешуйки флогопита. Кроме того, в светлых известняках нередко отмечаются кристаллы тремолита, жилки низкотемпературного кварца, халцедона, манган-кальцита и небольшие скопления брусита.

Темные известняки сложены обычно мелкозернистым кальцитом и тонкодисперсным углистым веществом, развитым в межзерновом пространстве.

Характеристика некоторых месторождений и рудопроявлений Кансайского рудного поля  
(без месторождения Центральный Кансай)

Месторождение, рудопроявление	Место нахождения	Вещающие породы	Количество известных рудных тел	Форма рудных тел		Наличие апофиз
				в плане	в разрезе	
Акташ	Восточная часть хр. Окуртау, в 3, 5—4 км к востоку от месторождения Центральный Кансай	Карбонатные породы, скарны на контакте с гранодиоритами	13 рудных тел: линзовые I—II, новые I, II, №№ 4, 6,—14 вкл.	Изометричные гнездобразные линзы	Трубообразные, жилкообразные линзы и неправильной формы	Небольшие апофизы
Северный Кантау	Средняя часть хр. Окуртау, севернее месторождения Центральный Кансай	Карбонатные породы и их контакт с дайками диоритовых порфиров	3 зоны: Главная, Восточная, Южная	Изометричные линзы, гнезда	Уплотненные рудные трубы и столбообразные тела	Многочисленны
Королёво	ЮЗ часть Кансайского рудного поля	Карбонатные породы	Пять: № 1, 2, 3, 4, Новое	Жилообразная, линзообразная, прожилковая	Сложная, линзообразная	Многочисленная
Шевчуковское	Крайняя СВ часть Кансайского рудного поля	Карбонатные породы	Одиннадцать: № 1—9, Слепое и Южное	Линзы, изометричные тела	Столбообразная, жилкообразная	Многочисленны
Новый Камарсай	То же	Контакт карбонатных пород с гранодиорит-порфирами, известняки	Ряд медких отработанных рудных тел	Линзы, неправильные залежи, гнезда	Жилообразная	
Окурдаван		Карбонатные породы и рогообманковые слениты, диоритовые порфириты	3 рудных тела: Восточное, Центральное и Западное	Линзообразная	Уплотненные рудные столбы	Редки

Месторождение, рудопроявление	Контроль оруденения		Минеральный состав руд			Околорудные изменения	Литературный источник
	структурный	литологи- ческий	главные	распростра- ненные	редко встречаемые		
Акташ	Трещины СВ простираются, реже широтного и меридиональ- ного направле- ний в зоне Южно-Дарбазин- ского надвига	Скарны и известняки	Галенит, сфалерит, магнетит, пи- рит, халько- пирит	Магнетит, гематит, пирротин	Шеелит, теллуриды золота, арсе- нопирит	Скарниро- вание, окварце- вание, хлори- тизация и др.	Бабенко, Вольфсон и др., 1972; Вольфсон, Дуброва, Ра- химов, 1972
Северный Кантау	Трещины СЗ, СВ и широтного простираются в зоне Попереч- ного разлома	Извест- няки	Сфалерит, пирит, гале- нит	Блеклая руда, арсе- но-пирит, халько- пирит	Сульфоан- тимониды свинца, геох- ронит, бурно- нит, булан- жерит	Доломити- зация, скарни- рование, хлор- итизация, серцитиза- ция, амфибо- литизация	Титов, Ба- бенко, 1965; Дуброва, Титов, 1965
Королёво	Трещины СЗ и близмеридио- нального нап- равления и мес- та их сочлене- ния в зоне коро- левского разлома	Доломиты и извест- няки	Галенит, сфалерит, пи- рит, халько- пирит	Магне- тит, гема- тит	Тетраэдрит, пирротин, валлерит и др.	Окварце- вание, оталь- кование, сер- пентинизация	Бабенко, Сафонов, Титов, 1965; Мансуров, 1964
Шевчуковское	Трещины ши- ротного и соп- ряженное к ним СВ и СЗ про- стираются в зоне Главного раз- лома	Скарны, полосча- тые из- вестняки	Галенит, сфалерит, магнетит, пирит	Пирротин	Мушкето- вит, гематит, шеелит, мо- либденит	Скарниро- вание	Титов, 1965; Вольфсон и др., 1972

В отличие от массивных светлых известняков темно-серые часто имеют полосчатое строение. Полосчатость обычно приурочена к сколовым трещинам, ориентированным в широтном и близширотном направлении с падением на север под углом 45—70°.

Широко развитые на месторождении интрузивные породы имеют форму дайкообразных штоков, вытянутых в широтном направлении. Обычно они круто падают (80—85°) на север и четко ограничиваются прямолинейными нарушениями. В пределах одной и той же интрузии ее состав колеблется от нормального сиенита до кварцевого сиенита, сиенит-порфира и сиенито-диорита.

На месторождении прослеживается большое количество разрывных нарушений. Главное из них — Южно-Дарбазинский надвиг с углом падения на север 45—60°. В его висячем боку закартирована серия круто наклоненных также к северу тектонических швов северо-восточного простирания, вмещающих основные рудные тела. Из этих швов главными являются нарушения, расположенные севернее надвига, вмещающие рудное тело 04—2, и серия проходящих южнее нарушений, к которым приурочены рудные тела Чётка 1, Чётка 2 и др. (рис. 5). Кроме того, отмечены тектонические швы северо-западного простирания, в местах сочленения которых с северо-восточными размещаются трубообразные рудные тела. Все северо-восточные разрывы и рудные тела, развитые вдоль них, на различных уровнях приключаются к Южно-Дарбазинскому надвику, распро-

Продолжение таблицы 7

Месторождение, рудопроявление	Контроль орудуения		Минеральный состав руд			Околорудные изменения	Литературный источник
	структурный	литологический	главные	распространенные	редко встречаемые		
Новый Камарсай	Трещины СВ и СЗ простирания	Известняки, скарны	Галенит, сфалерит	Магнетит, пирит	редко встречаемые		Бабенко, Вольфсон и др. 1972
Окурдаван	Трещины СЗ, СВ и субширотного простирания в зоне Окурдаванского разлома	Сиениты, известняки	Галенит, сфалерит	Пирит и др.			Бабенко, Вольфсон, и др., 1972

страняясь вдоль него. С глубиной количество рудных тел уменьшается, зона их распространения сужается, и вместо разветвляющегося «рудного дерева» (по Ф. И. Вольфсону) сохраняется лишь основной «ствол» (рудное тело Четка 1). Если на верхних горизонтах рудные тела залегали в известняках, то с 200 м отдельные из них переходили в контакт известняков с сиенит-порфирами, а с 400 м все оставшиеся рудные тела распространились вдоль контакта известняков со штоками сиенит-порфиров.

Рудные тела Четка 1, Четка 2, Новое и № 3 — наиболее крупные. Они находятся в центральной части месторождения и

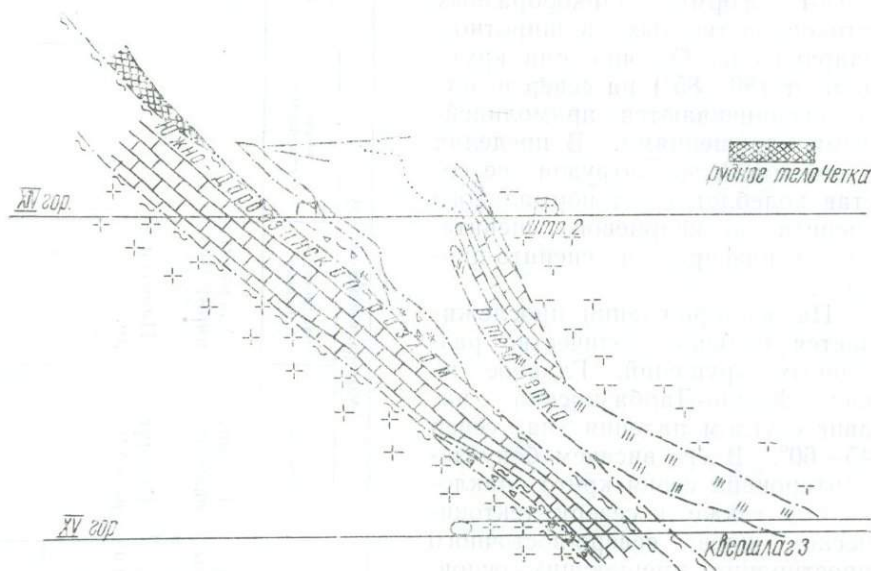


Рис. 5. Геологический разрез по рудному телу Четка месторождения Центральный Кансай. Усл. обозн. см. на рис. 3.

локализуются в известняках висячего крыла Южно-Дарбазинского надвига. Форма рудных тел линзообразная, столообразная. Как правило, фланги рудных тел, особенно со стороны висячего бока, характеризуются бедными прожилково-вкрапленными рудами в гранат-пироксеновых скарнах или в известняках. Часто наблюдаются тупые выклинивания рудных тел.

Наиболее выдержанное по падению на север рудное тело Четка 1 с углами  $75-80^\circ$  и прослеживается чуть ли не от дневной поверхности до глубоких горизонтов месторождения. Не уступает ему по площади рудное тело Четка 2, расположенное несколько восточнее первого. Эти рудные тела ниже X горизонта близко подходят друг к другу и сливаются в одно.

На XII горизонте они пережимаются, а ниже сочленяются с Южно-Дарбазинским надвигом и далее прослеживаются вдоль него по падению.

Вмещающими породами для этих рудных столбов являются известняки. Руда представляет собой хлоритизированные гранатовые и гранат-пироксеновые скарны с наложенной сульфидной минерализацией. Нередко встречаются гнезда богатых сульфидных руд, представленные крупнокристаллическими «свинчаками».

Рудные тела месторождения характеризуются резкой изменчивостью горизонтальных площадей на различных отметках (от первых десятков квадратных метров до сотен), чему способствуют пологие ( $5-20^\circ$ ) тектонические трещины, игравшие для рудоносных растворов роль полупроницаемых экранов.

Кроме основных крупных рудных тел, на месторождении установлены мелкие. К ним относятся: Южное, восточный фланг рудного тела Восточное, рудные тела 04, № 6 и № 5 и др.

### Краткая характеристика рудных тел месторождения Центральный Кансай

Пространственное положение и морфология рудных тел показаны на горизонтальных геологических планах глубоких горизонтов месторождения (рис. 6) и геологических разрезах (рис. 4).

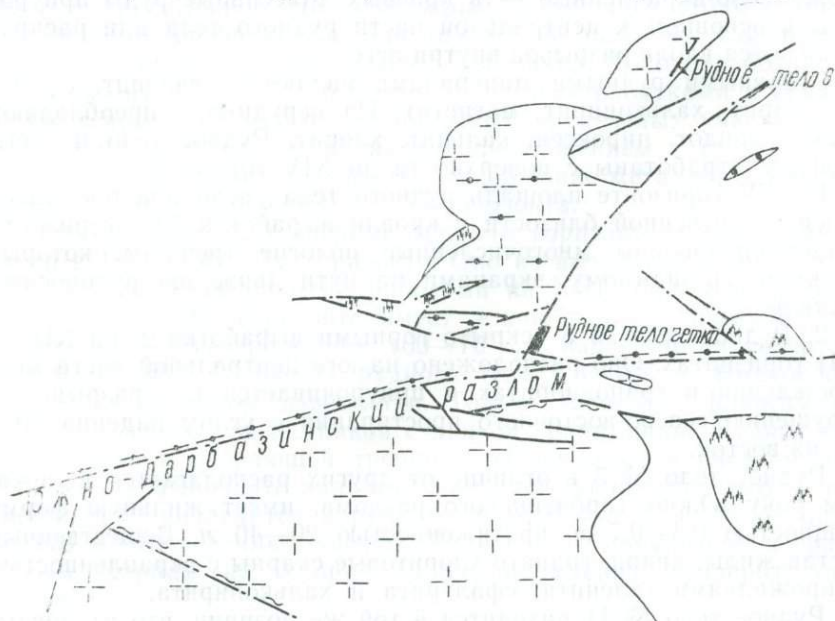


Рис. 6. Схематический геологический план XIV горизонта месторождения Центральный Кансай.

1. Рудное тело Четка — одно из крупнейших и представляет собой ветвящийся столб, прослеживающийся с поверхности на глубину более 500 м.

В верхней его части установлены апофизы, которые принимались за самостоятельные рудные тела: 01, 02, 06 и т. д. Подобные апофизы (ветви) наблюдались и в средней его части на уровне IX горизонта — рудные тела Четка 2 бис, Четка 3, Четка 4. При этом необходимо отметить, что некоторые были изолированы от основного рудного столба и не сочленялись с ним, а по восстанию и падению ограничивались пологими трещинами, представляя собой короткие срезанные рудные столбы, залегающие вблизи основного (рудное тело Четка, рудное тело № 7).

На верхних горизонтах рудное тело Четка и его многочисленные апофизы имели крутое падение, локализуясь в разрывных нарушениях, отходящих от Южно-Дарбазинского надвига. Между XII и XIII горизонтами рудное тело причленяется к этому надвику и ниже распространяется согласно элементам залегания последнего: простирание близко к широтному, угол падения 40—45°.

Рудное тело представлено вкрапленными, прожилково-вкрапленными и массивными рудами. Вкрапленные минеральные образования распространены в периферийных частях рудного тела, а прожилково-вкрапленные — в краевых. Массивные руды приурочены в основном к центральной части рудного тела или распространяются вдоль разрывов внутри него.

Основными рудными минералами являются галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, магнетит. Из нерудных преобладают гранат, эпидот, пироксен, кальцит, хлорит. Рудное тело и его апофизы отработаны с поверхности до XIV горизонта.

На XV горизонте площадь рудного тела увеличивается. Здесь в непосредственной близости у кровли выработок XV горизонта задокументированы многочисленные пологие трещины, которые служили, по-видимому, экранами на пути движения рудоносных растворов.

2. Рудное тело № 5 вскрыто горными выработками на XII и XIII горизонтах. Оно расположено на юге центральной части месторождения в гранодиоритах и приурочивается к разрывному нарушению северо-восточного простирания с углом падения 50—60° на восток.

Рудное тело № 5 в отличие от других располагается в лежащем боку Южно-Дарбазинского разлома, имеет жильную форму мощностью 0,3—0,7 м, протяженностью 20—40 м. Вещественный состав жилы: кварц, гранато-хлоритовые скарны с вкрапленностью и прожилками галенита, сфалерита и халькопирита.

Рудное тело № 11 находится в той же позиции, что и предыдущее и отстоит от него на 50—60 м к северо-западу, горными выработками вскрыто только на XV горизонте. В связи с тем, что оно располагается в охранном целике шахты Центральная, разведка его на глубину не проводилась.

Рудное тело № 6 находится на западном фланге месторождения и было впервые обнаружено на X горизонте, где вскрыта его



верхняя часть площадью 17 м<sup>2</sup>. С глубиной площадь постепенно увеличивается. Рудное тело приурочено к Южно-Дарбазинскому надвигу и локализуется в его всячем боку, повторяя элементы залегания. Форма в плане — уплощенная линза, вытягивается на значительное расстояние по падению и в общем имеет столбообразную форму. По вещественному составу рудное тело № 6 отличается от других повышенным содержанием цинка (в два раза превышающее содержание свинца) и присутствием в рудах в больших количествах пирита, пирротина, магнетита и гематита.

На верхних горизонтах (с III по VII) над ним отработано рудное тело Восточное, которое также приурочено непосредственно к всяческому боку Южно-Дарбазинского разлома. По минералогическому составу оно резко отличается от рудного тела № 6 существенным преобладанием галенита над сфалеритом, меньшим количеством пирита и отсутствием магнетита. В то же время рудные тела № 6 и Восточное по пространственному положению можно принимать за одно, имеющее пережимы между VII и X горизонтами.

Рудное тело Слепое находится в 200 м западнее рудного тела № 6 и представляет собой сложный ветвящийся столб с многочисленными апофизами и пережимами по падению. Содержание свинца здесь значительно выше, чем цинка. Тело отработано до XI горизонта. На XII горизонте горными выработками и скважинами вскрыто несколько разобщенных оруденелых участков, которые, по-видимому, и являются продолжением рудного тела Слепое и его апофизов, однако, содержание металлов в них значительно ниже вышележащего XI горизонта.

Рудное тело № 8 впервые вскрыто горизонтальными скважинами в 1971 г. на XIV горизонте. Оно не выходит на дневную поверхность и разведочными работами на XIII горизонте не обнаружено. На XIV горизонте имеет жилообразную форму с простиранием на северо-восток (60—70°) и падением на север под углом 60—65°. Мощность рудного тела 0,3—0,8 м. Вмещающие породы в основном известняки. Только западным флангом оно входит в контакт известняков с дайкой гранитоидов. Рудное тело приурочено к оперяющей трещине, развившейся в всячем боку Южно-Дарбазинского надвига. Есть предположение, что с глубиной оно причленится к рудному телу Четка, т. е. будет одной из его многочисленных апофиз. Рудное тело приурочено к гранатовым скарнам, на которые наложены галенит, сфалерит, халькопирит.

Рудное тело № 10 обнаружено на IV горизонте скважинами № 1925, 1929 и штреком № 20. Мощность оруденения 0,2—0,3 м. Выше IV горизонта в этом районе в прошлые годы из штольни № 42 скважинами также было подбурено оруденение мощностью до 3,6 м.

Предполагается, что оруденения на IV горизонте и на горизонте

штольни № 42 могут быть приурочены к двум параллельным трещинам, имеющим углы падения 70—75°. Это рудное тело плохо разведано и изучено.

К площади Южный Кансай относится территория, расположенная южнее месторождения Центральный Кансай — Дарбаза в лежачем боку Южно-Дарбазинского разлома (рис. 3). Площадь сложена карбонатами  $D_3-C_1$ , гранитоидами и андезит-дацитовыми порфиритами. С поверхности она перекрыта известняками и песчаниками мезозоя-кайнозоя.

Немногочисленные скважины, пробуренные с целью поисков скрытых рудных тел в карбонатных отложениях  $D_3-C_1$ , не дали положительных результатов.

Эксплуатационные и разведочные работы на месторождениях Кансай-Дарбазинской группы в лежачий бок Южно-Дарбазинского разлома не распространились. Скважина № 52бис, пробуренная в 1952 г. в лежачем боку Южно-Дарбазинского надвига, встретила прожилково-вкрапленное оруденение в известняках, которое не воспринималось как серьезное доказательство перспективности площади Южный Кансай.

Работы по углубке шахты «Центральная» и вскрытию XII и XV горизонтов дали возможность провести дополнительные поисковые работы по части рассматриваемой площади, что привело к выявлению двух рудных тел.

На XIII горизонте встречены рудное тело № 5 и маломощная трещина с линзами сульфидов, которая, как оказалось, на XV горизонте контролирует рудное тело № 11.

Рудные тела на площади Южный Кансай существенно отличаются от месторождения Центральный Кансай как по форме, так и по вещественному составу и представляют собой трещинные жилы в гранитоидах (Рахимов, Крупин, 1974). Горными выработками глубоких горизонтов встречены отдельные непромышленные рудопроявления в известняках.

Таким образом, в настоящее время в лежачем боку Южно-Дарбазинского надвига (Южный Кансай) выделены два типа рудных тел — жилы в гранитоидах и минерализованные зоны в известняках.

### Рудные тела в гранитоидах

Рудные тела № 5 и № 11 — глубоко скрытые трещинные жилы, приурочены к блоку гранитоидов, залегающему в основании известняков  $D_3-C_1$  между двумя разломами — Южно-Дарбазинским и № 4. Рудные тела локализуются в изгибах серицитизированных кварц-карбонатных жил, где образовались приоткрытые интервалы, благоприятные для рудоотложения. Частью оруденение локализуется в местах сочленения минеральных жил с трещинами других систем. Кварц-карбонатные жилы северо-восточного простирания и пологого (50—55°) падения. Вмещающие

породы — граниты, гранодиориты, граносенениты. Жилы сложены одинаково развитыми кварцем и карбонатами. Кроме того, встречается незначительное количество скаполита, сфена, флюорита, апатита, пироксена (диопсида), полевых шпатов, актинолита, эпидота. Широко развиты вторичные минералы пелит, хлорит, серицит. Кварц представлен двумя генерациями. Первая характеризуется развитием идиоморфных кристаллов размером 2—2,5 мм, вторая — от сотых долей миллиметра до 0,1. Карбонат, слагающий жилы, также представлен двумя генерациями. К первой относятся мелкозернистые агрегаты этого минерала, представленные в виде реликтов. Карбонаты второй генерации наклады-

Таблица 8

Температура образования минералов рудных тел месторождения Центральный Кансай и площади Южный Кансай, град.

Минерал	Рудное тело			
	№ 5	„Слепое“	№ 6	№ 7
Галенит	220	210—220	210	220
Сфалерит	250	210	220	240
Пирит	260	270—275	250—250	255
Халькопирит	—	—	250	240
Кварц	250	—	—	—
Кальцит	180	—	—	—

ваются на все минеральные образования, включая сульфиды. Рудные минералы образованы галенитом, сфалеритом, пиритом и халькопиритом. Руды характеризуются колломорфными, вкрапленными, прожилково-вкрапленными и частью брекчиевыми текстурами. Наблюдаются участки со сплошным цинковым оруденением. Методом декрепитации, выполненным в ИГЕМ АН СССР Е. И. Котовым, определена температура образования минералов описываемых рудных тел (табл. 8).

Особенностью состава руд в гранитоидах является резко пониженное содержание серебра, золота по сравнению со скарно-рудными телами месторождения Центральный Кансай (табл. 9). При переходе рудоносных разрывов из гранитоидов в известняки сульфидное оруденение исчезает.

Минерализованные зоны в карбонатных породах. Минерализация в интенсивно хлоритизированных известняках, залегающих в лежачем боку Южно-Дарбазинского разлома, проявлена незначительно. Оруденение здесь прослеживается вдоль круто падающих разрывов субширотного простирания с углами падения 75—80°.

Сформировавшаяся в этих разрывах прожилково-вкрапленная минерализация образует небольшие линзообразные залежи, распространенные как по простиранию, так и по падению и выкли-

нивается на первых метрах. Минерализация представлена в основном галенитом, сфалерит развит в меньшем количестве. Скарновые минералы отсутствуют. Отдельные рудные линзы, хотя и обладают высоким содержанием металлов, но из-за ограниченных размеров промышленной ценности не представляют.

Дарбазинская группа месторождений расположена в центральной части хребта Окуртау. На поверхности выделены следующие месторождения: Южная Дарбаза, Северная Дарбаза, Средняя Дарбаза, Западная Дарбаза и Копкан-Джакинкан.

Таблица 9

Результаты химических анализов объединенных проб руд месторождений  
Центральный Кансай и Акташ

Номер пробы	Рудное тело	Горизонт	Pb	Zn	Cd	Вl	Cu	WO <sub>3</sub>	Au*	Ag*
Центральный Кансай										
1к	Слепое	12	4,52	4,22	0,055	0,05	0,02	0,01	—	—
2к	№ 8	15	1,66	8,89	0,13	0,08	0,18	0,006	Сл.	304,0
3к	Четка	15	3,31	6,37	0,10	0,03	0,45	0,006	Сл.	89,6
4к	№ 6	12	2,23	2,65	0,04	0,03	0,30	0,01	0,2	73,2
5к	№ 8	14	0,32	0,44	0,007	0,01	0,02	0,006	Сл.	11,2
Акташ										
6а	Цинковое 1	3	1,14	8,75	0,11	0,01	0,052	0,004	Сл.	0,00
7а	Цинковое 2	3	0,26	8,34	0,11	0,01	0,071	0,006	Сл.	9,2
8а	№ 14	3	1,02	4,47	0,15	0,01	1,65	0,00	4,0	58,0
9а	№ 15	3	1,06	5,52	0,07	0,02	0,27	0,006	0,2	87,6

\*Определялось пробирным анализом.

С глубиной эти месторождения и рудные тела либо слились, либо выклинились. На уровне VIII—X горизонтов вскрыты рудные тела Слепое и нижняя часть Верхнего.

Площадь месторождения сложена серыми и светло-серыми разностями известняков, доломитизированных известняков, доломитов. Интрузивные породы представлены гранодиоритами, диоритами, сненит-порфирами, которые образуют вытянутые в широтном направлении дайкообразные тела наибольшей (1,5—20,0 м) мощности, протяженностью до 200 м. Последние сильно изменены вторичными процессами (серпентинизированы, хлоритизированы и пиритизированы).

На месторождении установлены Южно-Дарбазинский надвиг, Каттыканский разлом, разрыв Средней — Северной Дарбазы.

Южно-Дарбазинский надвиг ограничивает месторождение с юга и полого (25—30°) падает в верхних горизонтах. С глубиной поверхность надвига «выкручивается», приобретая на глубине

VI и VIII горизонтов угол  $45^\circ$ . Ниже начинается постепенное его выполаживание. Зона надвига сопровождается дробленными известняками и гранитоидами со слабоокатанными обломками, сцементированными хлоритизированной глиной трения. Мощность зоны на крутых участках 2,5—4,0 м, пологих — до 0,5 м. В лежачем боку надвигового шва залегают светло-серые доломитизированные известняки, окрашенные лимонитом в красноватый цвет. В лежачем боку они брекчированы. Мощность зоны брекчирования достигает 50 м.

Каттыканский разлом четко выражен на поверхности, однако на глубине VI—VII горизонтов он не обнаружен.

Зона разрыва Средней — Северной Дарбазы представлена серией тектонических швов северо-восточного простирания, сопровождаемых тектонической глиной мощностью 5—10 см. Падение крутое, северо-западное, под углом  $75-80^\circ$ . Эта зона контролирует месторождения Средняя Дарбаза, Северная Дарбаза и рудное тело «Слепое».

В пределах рассматриваемой зоны устанавливаются следующие типы рудных тел:

1) лежащие непосредственно в плоскости Южно-Дарбазинского разлома (Среднее);

2) контролируемые трещинами оперения Южно-Дарбазинского разлома и залегающие параллельно ему (Верхнее, Нижнее, Копкан-Джакинкан);

3) развивавшиеся в крутопадающих трещинах оперения.

Эти рудные тела зачастую бывают приурочены к контактам известняков с интрузивными породами (Средняя — Северная Дарбаза, рудное тело Слепое).

Рудное тело Верхнее вскрыто на VIII горизонте и имеет в плане треугольное сечение площадью около 100 м<sup>2</sup>. Сложено агрегативным пиритом с отдельными бедными гнездами вкрапленных свинцово-цинковых руд. На X горизонте вскрыт ряд мелких рассредоточенных гнезд пирита.

Рудное тело Слепое размещается вдоль разрыва северо-восточного простирания, падающего на северо-запад под углом  $60-80^\circ$ , включает ряд линз. На X горизонте делится на западную и восточную части. Западная часть более мощная и сложена богатыми свинцово-цинковыми рудами, восточная — сравнительно маломощная (1—2 м) и относительно бедная сульфидной свинцово-цинковой минерализацией. Если западная часть равномерно обогащена свинцом и цинком, то в восточной эти компоненты тяготеют к периферийным участкам, центральная часть сложена пиритом.

Между VIII и X горизонтами подсечены рудопоявления, которые, возможно, являются продолжением Пиритовой зоны или Слепого тела (?).

Разведочные работы, проведенные на месторождениях Дарбазинской группы, позволяют сделать выводы о том, что крупных

рудных тел в этом районе не может быть. Возможны мелкие, но богатые рудные тела типа Слепого.

Месторождение Акташ (рис. 7, 8) расположено в восточной части хребта Окуртау. Геологическое описание месторождения наиболее полно проведено в 1944 г. Вольфсоном. В. И. Турлычкин в 1955—1956 гг. на месторождении произвел геологическую съемку м-ба 1:1000. Площадь его сложена осадочными и изверженными породами. Первые представлены мас-

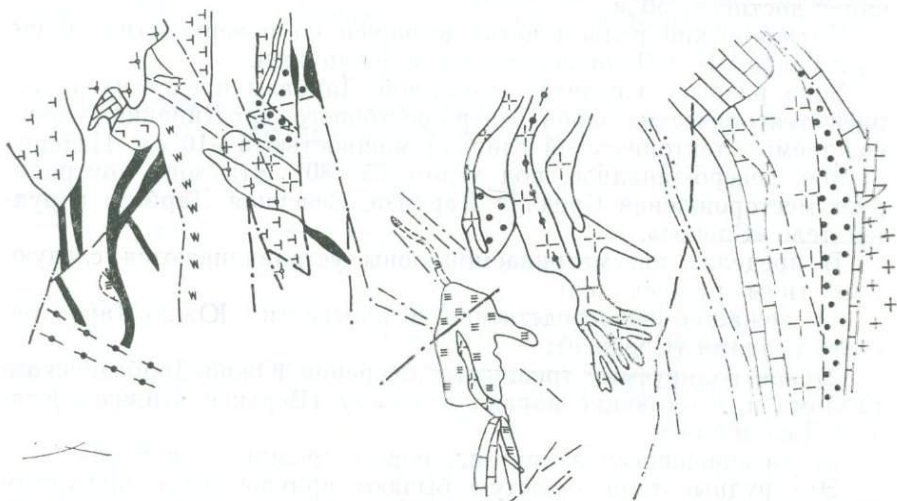


Рис. 7. Схематический геологический план горизонта штольни № 104 месторождения Акташ.

сивными известняками верхнего девона (калькаратусовый горизонт) и мезозойско-кайнозойскими отложениями, слагающими южную предгорную часть хребта. Известняки занимают 45—50% площади месторождения, простираясь вдоль южной части гор в виде полосы, вытянутой в широтном направлении. Мощность известняков на западе месторождения — 300—400 м, к востоку уменьшается до 200—250 м.

Элементы залегания известняков затушованы в результате интенсивной перекристаллизации и осветления. На менее метаморфизованных участках отмечается северное падение полосчатости под углом 50—70°.

С юга известняки ограничиваются Альпийским надвигом (обновленным Южно-Дарбазинским разломом), который простирается в том же направлении и падает к северу. Угол падения надвига у поверхности колеблется от 20 до 35—40°, увеличиваясь с глубиной. На месторождении Акташ широко развиты изверженные породы, представленные гранодиоритами, порфиroidными гранодиоритами, малыми интрузиями гранодиорит-порфиров и



дайками кварцевых, диоритовых порфиритов и диабазовых порфиритов.

Гранодиориты характеризуются изменчивостью структуры и петрографического состава. С приближением к контакту отмечается развитие порфировых вкрапленников вплоть до перехода гранодиоритов в порфиридные гранодиориты и гранодиорит-порфиры. Четких границ между такими разностями провести не удастся. Дайки и малые интрузии распространены по всей площади. Первые характеризуются сложной морфологией, особенно вытянутые вдоль напластования известняков.

В северо-восточной части площади размещается шток кварцевых диоритов неправильной формы. На месторождении широко распространены скарнированные породы и скарны. Скарны в большинстве контактового типа, генетически связаны с гранодиоритовыми интрузиями. Состоят главным образом из граната, эпидота, диопсида, геденбергита, встречаются кварц, флогопит, везувиян и др. Другой вид скарнов — жилообразные скарновые тела в интрузиях. Их можно подразделить на безрудные скарны с незначительным количеством пирита, халькопирита, магнетита и рудные — с вкрапленностью и прожилками сульфидов свинца и цинка. Рудные скарны часто развиваются вдоль трещин различных систем.

Разрывная тектоника на месторождении выражена в виде многочисленных тектонических нарушений северо-восточного и реже северо-западного, широтного и меридионального направлений.

Рудные тела представлены четырьмя типами: 1) трубообразные полиметаллические в известняках; 2) линзы скарнов с магнетитом и вкрапленным полиметаллическим оруденением; 3) сфалеритовые рудные в известняках; 4) медно-пиритовые жилообразные, связанные с гранат-пироксеновыми скарнами.

На Акташском месторождении выделены следующие рудоносные структуры (рудные зоны): №№ 1, 1а, 2, 3, 4, 5, 6а, 7, 8, 9.

Протяженность зон изменяется от 300 до 1500 м. К ним приурочено 13 рудных тел: Цинковое I, Цинковое II, Новое I, Новое II, №№ 4, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 13 и 14 (табл. 7).

## АЛТЫНТОПКАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

Современные представления о геологии, структуре и минералогии Алтынтопканского рудного поля сложились в результате исследований А. В. Королева, Х. М. Абдуллаева, А. Б. Баталова, З. А. Королевой, В. А. Королева, Н. Н. Королевой, В. А. Воронич, П. А. Шехтмана, Д. С. Коржинского, В. А. Жарикова, Н. В. Нечелюстова, В. К. Мельниченко, М. Р. Еникева и др.

Учитывая, что геология Алтынтопканского рудного поля подробно освещена В. А. Королевым и др. и опубликовано немало работ по месторождениям, мы лишь кратко охарактеризуем



геологическое строение для сравнения с детально изученными нами другими рудными полями Карамазара.

Площадь рудного поля составляет более 200 км<sup>2</sup>. Геологическими границами служат крупные разломы: на севере Баштавакский, юге — Железный. Разломы пересекаются на восточном фланге, ограничивая крупный тектонический блок клинообразной формы (Шехтман, Акбаров, Королев, 1964; Королев, 1973).

Алтынтопканское рудное поле в нижней части сложено гранодиоритами кураминского типа. В его центральной части обнажаются мраморизованные известняки Д<sub>3</sub>—С<sub>1</sub>, которые на севере и северо-западе приведены в контакт с верхнепалеозойскими эффузивами. Известняки широкой полосой прослеживаются за пределами рудного поля к востоку, западу и юго-западу. Среди них встречаются карбонатно-песчанистые, глинистые и кремнистые прослои, на которых устанавливается крутое падение в северные румбы. Эти породы входят в средний структурный этаж, где выделено пять структурно-литологических ярусов, существенно различающихся между собой по свойствам слагающих их пород (Королев, 1973). Первый ярус образует залегающая в основании слоистая пластинчатая, химически слабо активная (по отношению к гидротермальному процессу) песчано-сланцевая толща нижнего палеозоя. Второй ярус представлен слоистой, химически активной карбонатной толщей средневерхнего девона, в которой горизонты известняков часто переслаиваются с доломитами. Третий ярус сложен массивными чистыми химически активными известняками нижнего карбона. К четвертому и пятому ярусам относятся соответственно толщи андезитовых порфиритов среднего и дацитовых порфиров верхнего карбона.

Характерными особенностями разреза карбонатной толщи являются увеличение мощностей в направлении с востока на запад почти в два раза и упрощение литологического состава вверх по разрезу — от слоистых песчано-известняково-доломитовых в среднем и верхнем девоне до чистых массивных известняков нижнего карбона (Королев, 1962).

Весь осадочно-вулканогенный комплекс пород имеет близкое к широтному северо-восточное простирание с преобладающим падением на север и северо-запад. Средние углы падения уменьшаются в более молодых толщах от 60—65° в известняках и доломитах среднего девона до 10—15° в эффузивах верхнего палеозоя.

Интрузивные породы представлены многочисленными разновозрастными и многообразными петрографическими типами. На севере района располагается массив гранитов доживетского возраста. На юге, в ядре Кураминского антиклинория, размещаются ранневарисские гранодиориты с серией жильных дериватов. Контакт гранодиоритов с вмещающими сланцами и известняками осложнен многократными тектоническими движениями, представляет собой сложную тектоническую зону — Приконтактную — и

является основной рудовмещающей и рудоконтролирующей структурой. Шестой самостоятельный структурный ярус образуют массивы гранитоидных пород.

В пределах рудного поля широко распространены многочисленные и разнообразные по составу жильные интрузивные породы — от сиенит-порфиров и гранодиорит-порфиров (ранние) до кварцевых порфиров, лампрофиров и др. (поздние).

По данным В. А. Королева и др., строение площади определяется взаимоотношением крупных складчатых форм и разрывных нарушений. На юге и севере вытянуты и крупные антиклинальные поднятия — Кураминское и Северное, центральные части которых сложены массивами гранитоидных пород. Между ними размещается узкий синклинальный прогиб, замыкающийся на востоке. В этом прогибе сохранился наиболее полный разрез осадочных и вулканогенных толщ. Складчатые структуры широтного или близкого к нему северо-восточного простирания.

Складки осложнены многочисленными разрывными нарушениями, которые простираются в следующих направлениях: северо-восточном, восток-северо-восточном, меридиональном и юго-восточном. Падение разломов первых трех направлений в основном крутое ( $80-85^\circ$ ) на юго-восток и восток, за исключением Приконтактной зоны ( $75-85^\circ$  СЗ). Северо-западное, близкое к широтному, простирание имеет лишь один Баштавакский разлом ( $60-75^\circ$  ССВ). Вместе с Железным (аз. пад.  $85-87^\circ$  ЮВ) он образует крупный тектонический блок клинообразной формы, расширяющийся в западном направлении и на глубину. Взаимными пересечениями разломов остальных направлений этот клин разбит на более мелкие тектонические блоки, в пределах которых и размещаются рудные тела месторождений рудного поля.

В Алтынтюпканском рудном поле (рудный район, по В. А. Королеву) установлены следующие месторождения и рудопроявления: 1) Алтынтюпкан, 2) Чалата, 3) Кичик Чалата, 4) Мышыккол, 5) Ташбулак, 6) Перевальное, 7) Чашлы, 8) Аткулак, 9) Пайбулак, 10) Учкотлы, 11) Каскана, 12) Ташгезе, 13) Сардоб, 14) Учкотлы-Мискан и 15) Акташкан (табл. 10).

В настоящее время эксплуатационные и геологоразведочные работы проводятся на месторождениях Алтынтюпкан и Сардоб. Подготавливается к отработке месторождение Чалата. Опытные отработки проводятся на участке Пайбулак. На месторождениях рудного поля оруденение тесно связано с известняковыми скарнами главным образом пироксено-гранатового состава. Процесс минералообразования был многостадийным. По наблюдениям В. А. Королева и др., оруденение локализовалось в условиях сбросовых смещений в обстановке тектонического растяжения. Все постмагматические проявления находятся либо непосредственно в разрывных нарушениях, либо в зонах их влияния.

По структурно-морфологическим особенностям в месторождениях рудного поля (Королев, 1964) выделено двенадцать морфо-

генетических типов рудных тел, которые в соответствии с классификацией А. В. Королева и П. А. Шехтмана (1965) объединяются в четыре группы — согласные, секущие, контактовые и сложные.

По данным М. Р. Еникеева и Л. В. Сквалецкой, среди постмагматических изменений пород для месторождений рудного поля характерно скарнирование, серицитизация, эпидотизация, хлоритизация, карбонатизация и окварцевание.

Скарнирование отмечается в туфопесчаниках и известняках. Скарны представлены гранатовыми, эпидот-гранатовыми, тремолитовыми разностями, обычно подвергнуты серпентинизации, эпидотизации, хлоритизации, карбонатизации и окварцеванию. Нередко они содержат скопления гематита. Следует отметить, что скарны являются наиболее благоприятными породами для локализации оруденения.

Эпидотизация широко распространена в зонах разрывных нарушений, где развивается по туфолавам дацитового и андезитового состава. С эпидотом ассоциируют скопления зерен перекристаллизованного кварца, калишпата и хлорита.

Хлоритизация также широко развита в породах участка. В процессе рудоотложения на месторождении Перевальное она сопровождается образование основных рудных минералов.

Серицитизации подвергаются обычно субинтрузивные образования в пределах зон разломов.

Карбонатизация проявлена широко, особенно в скарнированных и пропилитизированных породах. Ранняя карбонатизация на месторождении Перевальное предшествует началу рудоотложения (образование псевдоморфоз карбоната по пироксену и гранату); более поздний кальцит сопровождается отложениями сфалерита и галенита.

Окварцевание развито в тектонически ослабленных зонах и накладывается на скарны, сопровождаясь образованием гематита и хлорита в конце скарновой стадии минералообразования и одновременным отложением сульфидных руд.

По данным В. Ф. Романова, рудные тела на месторождениях рудного поля локализируются в скарнах, приуроченных к контактам вулканогенных пород и гранитоидных даек с известняками вблизи дорудных разломов третьего и других порядков. Основная масса руды сконцентрирована в рудных телах: межформационных, внутрiformационных, либо секущих. Первые имеют наибольшее значение. Внутреннее строение Главной рудной зоны месторождения Алтынтопкан показано на рис. 40.

Главные рудные минералы полиметаллических руд месторождений — галенит и сфалерит, второстепенные — пирит, халькопирит, гематит, реже магнетит; в качестве примесей присутствуют тетраэдрит и сульфовисмутит серебра. Вторичные рудные минералы редки и представлены лимонитом, церусситом, ковеллином, малахитом, азуритом. В составе нерудных минералов — гранат, пи-

## Характеристика месторождений и рудопроявлений

Месторождение, рудопроявление	Вмещающие породы	Форма рудных тел	
		в плане	в разрезе
Чалата	Карбонатные породы, сланцы, гранодиориты	Удлиненные контактовые залежи, чехлообразные тела, сложные тела и сланцы	Крутопадающие столбообразные и линзообразные тела
Ташбулак	Известняки и гранодиориты камазарского типа	Сложные контактовые залежи и пластообразные тела	То же
Ташгезе	Известняки и доломиты $D_{2+3}+C_1$ , песчаники и конгломераты	Линзообразная	Выклинивающаяся трубообразная
Сардоб	Сланцы, граниты порфиридные и гранодиориты	То же	Рудные столбы и сложные крутопадающие залежи
Перевальное	Сланцы, известняки, эффузивы	Согласные плитообразные, секущие и сложной формы	
Мышиккол	Карбонатные породы и эффузивы (андезитовые порфириты) $C_2$ , прорв. дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов	Пластообразные, согласные залежи, линзообразные залежи и сложные тела	
Пайбулак	Эффузивы и в подчиненном количестве известняки, дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров	Согласные и сложные скарновые тела на контакте кварцевых порфиров и гранит-порфиров	

## Алтын-Топканского рудного поля

Контроль оруденения		Минеральный состав руд без скар. мин.		
структурный	литологический	главные	распространенные	редко встречаемые
Зона Приконтактового разлома	Скарны на контакте даек гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров	Галенит, сфалерит	Пирит, халькопирит	
Приконтактовая зона	Скарны на контактах даек гранодиорит- и гранит-порфиров, лампрофиров Скарны, известняки	Галенит, сфалерит, халькопирит Сфалерит, галенит, халькопирит Галенит, сфалерит, пирит	Гематит, магнетит, пирит, пирротин Пирит, халькопирит Пирит, арсенопирит Халькопирит, флюорит, гематит	Шеелит, галеновисмутин, блеклая руда, минералы серебра Шеелит, блеклая руда, минералы сурьмы Антимонит, барит, арсенопирит— блеклая руда, галеновисмутин, минералы серебра Блеклая руда, минералы висмута, самородное золото
Клинообразный тектонический блок, образцов. Курбанкульским и Чалатинским разломами	Известняки	Халькопирит, сфалерит, галенит, гематит	Пирит, магнетит, флюорит, барит, арсенопирит	
Рудные тела расположены внутри крупного клинообразного тектонического блока (между Курбанкульским и Чидатинским разломами)	Оруденение приурочено к скарнам, известнякам и доломитам	Галенит, сфалерит	Магнетит, гематит, пирит, халькопирит, флюорит и др.	Арсенопирит, блеклая руда, аргентит и другие минералы серебра, ильваит
Контакт известняков с эффузивами	Скарны			

роксен, эпидот, клинохлор, пеннин, хондродит, волластонит, кальцит, кварц и редко флюорит.

Типоморфные элементы-примеси руд — серебро, висмут, селен, теллур, кадмий, индий и др. По данным Н. Н. Королевой, постоянным носителем серебра является галенит. Висмут устаетавливается в сульфидах, гранате, хлорите и магнетите.

Селен и теллур концентрируются в галените, сфалерите и пирите. Кадмий типичен для сфалерита и некоторых минералов-скарнов.

Индий обнаружен в магнетите, галените, сфалерите, гранате и волластоните. Н. Н. Королева указывает, что в поздних генерациях сульфидов свинца и цинка увеличивается содержание кадмия, серебра, висмута, сурьмы, кобальта, селена, теллура и уменьшается — германия, ванадия, галлия и никеля.

### ГЛАВА 3

## СТРУКТУРА РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Широкий размах геологоразведочных работ в СССР вызвал необходимость широкого развития структурных исследований. Начало их было положено Н. К. Высоцким, Б. С. Федоровым и др., затем продолжено В. В. Котульским (1922, 1928 и др.), Е. Е. Захаровым (1936, 1953, 1955, 1965), А. В. Королевым (1936), В. М. Крейтером (1934, 1936, 1937, 1963), Ф. И. Вольфсоном (1935, 1936, 1940, 1945), А. В. Пэком и др. (1947, 1960). При этом отчетливо наметились различные направления исследований. Ф. И. Вольфсон (1951, 1955) и В. М. Крейтер (1957, 1963) начали разрабатывать учение о структурно-геологических позициях рудных полей, продолженное в дальнейшем А. В. Королевым и П. А. Шехтманом (1949, 1954, 1965), Г. П. Волоровичем (1938), В. А. Невским (1940, 1955), Л. И. Лукиным (1955, 1961, 1968, 1972), Е. П. Сонюшкиным (1955), В. П. Федорчуком (1961, 1964, 1973), В. А. Королевым (1969, 1973) и др.

Благодаря исследованиям В. И. Смирнова (1940, 1955, 1957, 1963, 1965, 1969 и др.), Е. А. Радкевич (1958, 1959, 1967, 1972 а, б и др.), Е. Т. Шаталова (1958, 1965), В. Н. Котляра (1970), М. Б. Бородаевской (1936 и др.), Н. И. Бородаевского (1946 и др.), Н. П. Лаверова и др. (1964), В. Ф. Чернышева (1961, 1971, 1974), Е. М. Некрасова (1959, 1960, 1967), Ю. С. Шихина (1960, 1961, 1967) и др. существенно расширилось и углубилось изучение структур рудных полей и месторождений цветных металлов.

По всем перечисленным направлениям особенно большой объем работ выполнен на месторождениях Карамазара, где в сущности разработаны основные вопросы теории структур рудных полей и месторождений и главнейшие методы структурных исследований, что отразилось в работах А. В. Королева, Ф. И. Вольфсона, П. А. Шехтмана, Е. М. Некрасова, В. А. Королева, а также Л. И. Лукина, В. Ф. Чернышева, В. Н. Титова и др.

Несмотря на большой объем и высокое качество проведенных структурных исследований, некоторые вопросы все еще оказались в должной мере не изученными и среди них особое место занимает выяснение условий локализации оруденения на глубоких

горизонтах и сравнительная характеристика структур рудных полей и месторождений Карамазара.

Ниже коротко изложим основные результаты проведенных работ, которые в целом выполнялись по всем названным ранее направлениям структурных исследований.

### СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

В Карамазаре исключительно отчетливо проявлена роль тектонических элементов в размещении рудных полей. При этом в ряде случаев важное значение приобретают не только крупные разрывные нарушения, но и складчатые сооружения, а также отдельные массивы интрузивов и пород жерловой фации. В Карамазаре достаточно четко выявляется положение рудных полей в стратиграфическом разрезе, состав и строение надрудных толщ, а также благоприятный глубинный уровень рудообразования.

Структурно-геологическая позиция Кансайского рудного поля определяется сложной складкой известняков  $D_3C_1$  в хребте Окуртау, получившей название Кансайской горст-антиклинали, вытянутой в субширотном направлении, и крупными разрывными нарушениями. Среди них основной — Окурдаванский разлом субширотного направления, отделяющий горст-антиклиналь с юга и срезанный Альпийским надвигом. Севернее его проходят Южно-Дарбазинский палеозойский надвиг и Бирюзовый разлом северо-восточного простирания, ограничивающий горст-антиклиналь с запада. Движения по этим разломам и другим более мелким разрывам синхронно, с поступлением рудоносных растворов, предопределили формирование рудных тел и месторождений в пределах Кансайской горст-антиклинали. Исследования А. В. Королева (1936, 1954, 1965), Ф. И. Вольфсона (1951), И. П. Кушнарера (1961), В. Ф. Чернышева и др. (1968) показали, что глубина формирования верхних частей рудных тел месторождений Кансайского рудного поля соответствовала примерно 1500—2000 м, и рудные массы накапливались под верхнепалеозойскими эффузивами. Дополнительные расчеты, проведенные автором, показали те же глубины.

Структурно-геологическая позиция Курсай-Туранглинского рудного поля, как и Кансайского, определяется наличием сложнопостроенной складки северо-западного направления, смявшей известняки  $D_3-C_1$  и осложнившей ее разрывные нарушения: 1) северо-западного простирания — Окурдаванский разлом, отделяющий известняки от гранитоидов Кураминского плутона с севера, Эффузивный и Акчагальский разломы, несущие основное оруденение, отделяющие упомянутые известняки от верхнепалеозойских эффузивов; 2) северо-восточного простирания — Железный разлом, ограничивающий известняковую гряду с юго-востока. Глубина формирования верхних частей рудных тел



месторождений рудного поля тождественна кансайским и составляет 1500—2000 м.

Структурно-геологическая позиция Алтынтопканского рудного поля определяется так же, как и двух предыдущих рудных полей — по наличию складчатого сооружения известняков  $D_3C_1$ , вытягивающихся в субширотном и северо-западном направлении. Эти породы перекрываются эффузивными образованиями и разбиты системой разломов: Баштавакского, ориентированного в северо-восточном направлении, проходящего в северной части Приконтактового рудного поля субширотного и северо-западного простирания, серией сбросов субмеридионального направления, секущих известняковый массив. Приведенные к ним с юга в контакт гранитоиды Кармазарского батолита и распространяющиеся к северу от известняков верхнепалеозойские эффузивы.

В вопросе о глубине формирования верхних частей рудных тел месторождений Алтынтопканского рудного поля в настоящее время единого мнения нет. В. А. Королев (1968) пришел к выводу о том, что оруденение сформировалось на глубине 100—150 м на основании следующих данных:

Таблица 11

Важнейшие геолого-структурные позиции главнейших рудных полей свинцово-цинковых и вольфрамовых месторождений Таджикистана

Группа	Отношение рудных полей к тектоническим элементам	Отношение рудных полей к интрузивным массивам и вулканическим образованиям	Положение рудных полей в структурных этажах и ярусах и благоприятных для оруденения породах	Надрудные толщи	Глубина формирования верхних частей месторождения	Пример
I	На участках изгиба оси антиклинального сооружения, осложненного крупными продольными и поперечными разрывными нарушениями На крыльях складок, осложненных разрывами На участках изгиба и пересечения разломов На участках сочленения оперяющих трещин склона и отрыва с главными разрывными нарушениями	В экзоконтактах крупного интрузивного массива, осложненного разрывами То же В скарнированных интервалах конгломератов	В образованиях нижнего яруса среднего структурного этажа среди карбонатных пород Эффузивы кислого и среднего состава То же	Эффузивы среднего состава (порфириты, дациты и их туфы) Дациты и др. То же Смыты	0,1—0,2(2) 1—1,5 км То же До 1,5 км Не установлена	Алтын-топкан Курусай I Кансай Туранглы Аткуллак Туглы I
II						
III						
IV						

а) эффузивы накапливались прислоненно к Алтынтопканской известняковой гряде и почти не перекрывали Приконтактной зоны; б) все складки в известняках образовались и эродировались задолго до рудообразования, к началу которого на одном уровне оказались разные стратиграфические комплексы; в) в размещении минеральных комплексов разных температур формирования нет закономерной локализации; г) характер изменений зависит главным образом от состава пород; д) превышение содержания свинца над цинком и повсеместное присутствие в рудах гематита.

А. М. Даминова и Ф. И. Вольфсон (устное сообщение) высказывали мнение о том, что в Алтынтопкане оруденение формировалось примерно на той же глубине, что и на других рудных полях Западного Кармазара, несущих свинцово-цинковое оруденение скарновой формации. Это положение требует дальнейшего изучения, поскольку над известняками Алтынтопкана залегли две эффузивные толщи — андезитовые порфириды  $S_1$  и дациты, а также их туфы  $S_{2+3}$ . Так, если образования андезитовых порфиритов могли прислоняться к известнякам, то верхняя толща дацитов и их туфов взаимно перерывала все более древние породы, в том числе известняки и гранитоиды. При окончательном решении вопроса о глубине формирования месторождений Алтынтопканского рудного поля от поверхности, существовавшей в момент минерализации, должно учитываться мнение А. М. Даминовой и Ф. И. Вольфсона.

Таким образом, представляется возможным выделить ряд структурно-геологических позиций рудных полей (табл. 11). Эти позиции определяются изгибом осей складок, положением рудных полей на пересечениях и сочленениях разрывов разных направлений, осложняющих различные части складок пологими и крутопадающими контактами карбонатных пород с гранитоидами, а также участками развития разрывов, оперяющих более крупные разрывные нарушения. Все изученные рудные поля находятся в зонах экзо- и эндоконтакта субвулканических интрузий, реже среди слоистых толщ осадочных пород. По вертикали они размещаются в нижнем ярусе среднего структурного этажа, частью — в верхнем.

Надрудными толщами свинцово-цинковых месторождений скарновой формации являются преимущественно эффузивные породы верхнего карбона. Верхняя часть скарново-рудных тел рудных полей сформировалась на глубине около 1,5 км от поверхности, существовавшей в момент оруденения.

### СТРУКТУРА РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Как и для большинства известных рудных полей контакто-метасоматических и гидротермальных месторождений, находящихся в различных рудоносных провинциях, структура рассматриваемых рудных полей Кармазара определяется сочетанием

разрывных нарушений, складок и благоприятных для оруденения вмещающих пород по их физико-механическим свойствам и химическому составу. Общей особенностью структур свинцово-цинковых месторождений скарновой формации является контроль оруденения достаточно крупными разрывными нарушениями, прослеживающимися внутри карбонатных пород, либо по их контакту с гранитоидами и другими алюмосиликатными породами. Рудоконтролирующие разрывы внутри карбонатных пород проявлены на Кансайском и Курусай-Туранглинском рудных полях. На первом из них рудоконтролирующий и частью рудовмещающий Южно-Дарбазский разлом, представляющий собой надвиг, развился в южной части известняковой гряды. Этот надвиг ориентирован в широтном направлении и наклонен к северу под углом 45—60°. С ним сопряжена серия крутопадающих разрывов, прослеживающихся в широтном и северо-восточном направлениях и проходящих в его всячем боку. Эти разрывы являются опережающими трещинами скола, причленивающимися к основному надвигу на различных горизонтах (от первых сотен до 600 м). Скарны и руды развиваются как вдоль основного надвигового шва, так и по опережающим его с всячего бока сколам. Локализуются в виде трубообразных рудных тел в местах сочленения рудоносных северо-восточных нарушений с северо-западными сколами или ответвления от них крутопадающих опережающих трещин. И, наконец, размещаются в интервалах изгиба Южно-Дарбазинского разлома по простиранию.

Установленный вертикальный размах оруденения составляет 650 м (до XVII горизонта), предполагаемый — не менее 1000 м. В связи с тем, что с глубиной Южно-Дарбазинский разлом сочленился с крутопадающим Окурдаванским, направленным к северу-ширина продуктивной части карбонатных пород по падению все более и более сужается и на глубине ~2000 м оруденение может распространяться только по Окурдаванскому разлому. Все другие месторождения и рудные тела Кансайского рудного поля с глубиной будут сочленяться с этим разломом и, следовательно, на глубине около 2000 м от современной поверхности оруденение будет вытягиваться в единой зоне, ориентированной в субширотном направлении.

Следует отметить, что Южно-Дарбазинский разлом в различных интервалах пересекается, но чаще сочленяется с разрывами северо-западного меридионального и северо-восточного простирания, в результате чего структурная позиция отдельных рудных тел и месторождений отличается в зависимости от того, на сочленении каких разрывов с Южно-Дарбазинским они локализуются. Это еще приводит к тому, что протяженность рудных тел вдоль этого разлома не наблюдается, а каждое из известных имеет трубообразную, либо близкую к ней, форму, нередко в сечении приближающуюся к изометричной.

Аналогичная охарактеризованным условиям локализация руд-

ных тел наблюдается и на Курусай-Туранглинском рудном поле. Однако отмечаются и существенные различия, вызванные тем, что здесь рудоконтролирующий и частью рудовмещающий Акчагальский разлом имеет более крутое падение по сравнению с Южно-Дарбазинским надвигом на Кансае. В рудной зоне значительно, чем на Кансайском месторождении, развиты штоки и дайки интрузивных пород. Они влияют на локализацию оруденения, что выражается в распространении почти всех трубообразных рудных тел с глубины 200—300 м и более только лишь вдоль контактов малых интрузий и мраморизованных известняков. В зоне Южно-Дарбазинского надвига на верхних и средних горизонтах такие условия локализации наблюдаются лишь для единичных рудных тел.

Особенностью структуры Курусай-Туранглинского рудного поля является также то, что секущие разрывные нарушения по отношению к Акчагальскому разлому или во всяком случае подавляющее большинство из них ориентировано в одном — меридиональном направлении. Это определенным образом влияло на раскрытие в процессе движения блоков, примыкающих к характеризованному нарушению относительно протяженных интервалов достигающих порядка 300 м и более. Соответственно здесь развиты относительно протяженные рудные тела, хотя в основном они несут убогое прожилково-вкрапленное оруденение (Курусай 2, Промежуточное, Туранглы). Иную позицию занимает месторождение Курусай 1. Оно размещается на участке, где Акчагальский разлом изменяет простирание с северо-западного на субширотное и под острым углом пересекается меридиональным разрывом. В результате этого рудные тела размещаются в клиновидном блоке, в свою очередь разбитом более мелкими разрывами, локализуясь на их сочленении.

Установленный горными выработками и подземными скважинами вертикальный размах оруденения на Курусайском месторождении составляет около 900 м, а в перспективе можно ожидать его распространение до глубины 1200 м и более. На Алтынтопканском месторождении рудоконтролирующим и рудовмещающим разрывным нарушением является Главная зона, прослеживающаяся вдоль контакта карбонатных пород с гранитоидами. Она вытянута в широтном, запад-северо-западном направлении и представляет собой нарушение, наклоненное в сторону падения слоистости известняков  $D_3C_1$  к северу, но под более крутым углом. Проявление широкой зоны катаклаза гранитоидов, сопровождающих Главную зону с ее лежачего бока, появление отдельных пачек сланцев силура вдоль рассматриваемого нарушения и четко выраженные следы пластических деформаций в известняках, примыкающих к нарушению с его висячего бока, свидетельствуют о длительной истории формирования и большой амплитуде перемещения примыкающих к нему блоков пород. Формирование пироксен-гранатовых скарнов, развитых в Главной зоне, про-

текало в строго определенное время, соответствующее внедрению даек гранит-порфиров и других интрузивных пород пермского возраста. Свинцово-цинковое оруденение формировалось позднее этих даек и в его локализации основную роль сыграли сбросы северо-восточного простирания, рассекающие и смещающие Главную зону Алтынтопкана и всю известняковую гряду на ряд блоков. Движения вдоль разломов приводили к дроблению скарнов, залегающих вдоль нее, особенно на участках развития даек интрузивных пород, существенно повысивших анизотропию вмещающих пород (Королев, 1963). Секущие разрывы, имеющие на Алтынтопкане северо-восточное простирание, более выдержаны не только по отношению к Кансайским, но и к Курусайским. Движения блоков по ним, выражавшиеся в сбросовых перемещениях, приводили к раскрытию интервалов основного нарушения. В совокупности же эти интервалы составили Приконтактную рудную зону. Поскольку она представляла собой длительно развивавшийся разлом, проходящий по контакту двух резко различающихся сред, оруденение на Алтынтопкане (включая Чалату) имеет значительное простирание (в общей сложности до 15 км) и глубину. К настоящему времени оруденение вскрыто скважинами по вертикали на глубину более 1000 м, а общий вертикальный размах его, видимо, будет приближаться к 2000 м.

От Главной зоны Алтынтопкана оруденение распространилось в сторону висячего бока известняков лишь в одном месте, развиваясь вдоль боковых сколов. Сочетание их с оперяющими трещинами обусловило формирование трубообразных рудных тел Северного участка. В основном же в Алтынтопкане, как уже отмечалось, оруденение формировалось вдоль Приконтактной зоны, разбитой на отдельные части сбросами северо-восточного простирания.

К разрывам, контролирующим оруденение и проходящим по контакту известняков с другими алюмосиликатными породами, в данном случае с дацитами, относятся Окурдаванский разлом на Кансае и Северная зона Алтынтопкана. Первый представляет собой крутопадающий разрыв, сложенный несколькими тектоническими швами, сопровождающимися глиной трения. Между ними местами сохранились узкие пластины известняков. Оруденение локализовалось в тех интервалах разлома, в которые ранее внедрялись малые интрузии гранитоидов и развились крутопадающие боковые оперяющие трещины. На Алтынтопкане структурные условия локализации оруденения на контакте известняков с эффузивами верхнего палеозоя в должной мере не изучены.

## СТРУКТУРА МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ТЕЛ

Рассматриваемые месторождения и рудные тела приурочены к протяженным разрывам (табл. 12). В основном они локализуются вблизи контактов карбонатных пород со штоками малых интрузий

и представлены телами трубчатой формы. Отдельные из них прослеживаются на значительное расстояние вдоль разрывных нарушений, проходящих по контакту указанных пород. Примером первых являются месторождения Центральный Кансай, Курусай I и др. Ко второй разновидности относится Алтынтопканское месторожде-

Т а б л и ц а 12

**Структурные типы рудных тел главнейших свинцово-цинковых месторождений скарновой формации Кармазара**

Тип	Централь- ный Кан- сай	Курусай I	Алтын- топкан	Акташ
Трубообразные рудные тела на пересечении сколов:				
а) в карбонатных породах	+	+	+	
б) на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород	+	+	+	+
Трубообразные рудные тела на сочленении сколов:				
а) в карбонатных породах	+	+	+	+
б) на контакте силикатных и алюмосиликатных пород	+	+	+	+
Трубообразные рудные тела в местах искрив- ления сколов и отщепления оперяющих тре- щин:				
а) в карбонатных породах	+	+		-
б) на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород	+	+		
Линзообразные тела на изогнутых тектоничес- ких контактах карбонатных и алюмосиликат- ных пород	-	+	+	+
Рудные тела на расщеплении разрывных нару- шений		+		
Плитообразные залежи вдоль тектонического контакта гранитоидов и карбонатных пород			+	+

ние, в пределах которого трубообразные тела имеют подчиненное значение.

В процессе проведенных исследований основное внимание мы уделяли изучению особенностей структур рудных тел отдельных месторождений, вскрытых горными выработками на глубоких горизонтах: по Курусаю I — наши исследования были начаты с VII, на Центральном Кансае — с XII и ниже, на Алтынтопкане — с IV. На более глубоких горизонтах всех месторождений материал дополнительно собирался по скважинам, пробуренным ниже. Полученные нами новые данные при сопоставлении с материалами предыдущих исследований месторождений, собранными по верхним и средним горизонтам тех же рудных тел, позволяют охарактеризовать их структурные особенности на всей вскрытой глубине и выделить главнейшие структурные типы.

Особенностью структуры рудных тел месторождений Центральный Кансай на верхних горизонтах является приуроченность главных трубообразных рудных тел к сколовым нарушениям северо-восточного простирания. В местах пересечения с северо-западными сколами они названы основными стволами Кансайского рудного дерева (Вольфсон, 1951), от которых по трещинам отрыва отходили боковые ветви, присоединившиеся к ним на различных горизонтах. Однако и основные трубообразные тела, известные на верхних горизонтах, и скрытые, появившиеся на глубине 300—400 м от поверхности (Бабенко и др., 1965) — Новое, Четка 2, Четка 3, Четка 4 и др. также оказались боковыми ветвями, развившимися вдоль сколов, оперяющих Южно-Дарбазинский надвиг и причленяющиеся к нему на глубоких горизонтах (XI—XV). Важно то, что отдельные из этих тел размещаются вдоль сколов, ориентированных близко параллельно Южно-Дарбазинскому надвигу, другие же локализируются вдоль трещин, отходящих от основного надвигового шва под острым углом, и находятся в пределах изогнутых интервалов Южно-Дарбазинского надвига. Вместе с тем следует отметить, что и сам надвиг на глубоких горизонтах (примерно с IX) резко изменил внутреннее строение и место нарушения, сопровождавшегося хлоритизированной тектонической глиной мощностью до 1 м и тектонической брекчией в ее лежачем боку, превратился в зону расслабления мощностью от 1 до 4 м. Боковые сколы, несущие рудные тела, в основном сохраняют внутреннее строение, наблюдавшееся на верхних горизонтах, также и на глубоких, где представлены тектоническими швами со скарновой минерализацией. Вместе с тем, если на средних горизонтах только отдельные трубообразные рудные тела локализовались на контакте карбонатных пород и штоков сиенит-порфиоров, то на глубине все рудные тела причленялись к этим контактам. В целом же Кансайское рудное дерево на глубоких горизонтах в сущности представлено одним стволом Четка, вытягивающимся вдоль Южно-Дарбазинского надвига, от которого вверх по восстанию поднимается сложно построенное достаточно объемное дерево, отдельные ветви которого распространяются по сколам и трещинам отрыва (рис. 4, 5).

На других участках Кансайского рудного поля (Акташ, Шевчукское) выдержанных на большую глубину сложнопостроенных трубообразных рудных тел не установлено, а выявленные рудные тела представляют собой уплощенные трубы и линзы преимущественно с вкрапленным оруденением в скарнах, вытянутые вдоль контактов карбонатных пород с штоками и дайками гранитоидов и обладающие максимальным вертикальным размахом порядка 150—160 м.

Общая особенность структуры всех рассмотренных рудных полей и месторождений — контроль оруденения крупными разрывными нарушениями, которые в ряде случаев на отдельных интервалах или даже на всем протяжении являются и рудовмещающими. Среди свинцово-цинковых месторождений отчетливо выделяются два

структурных типа. К первому относятся трубообразные тела, локализующиеся на пересечениях, сочленениях и искривлениях разрывных нарушений, а ко второму — плитообразные, развившиеся вдоль долгоживущих зон разрывов. На всех месторождениях, залегающих в известняках, вмещающие породы интенсивно пластически деформированы (Чернышев, 1961). В них развиты складки изоклинального типа с шарнирами различной ориентировки, будинаж и расслаивание. Широко развиты малые интрузии и экструзии различного состава. В момент скарнового и последующего рудообразования в породах нижнего структурного яруса происходили сдвиговые, сдвиго-надвиговые и сдвиго-сбросовые движения.



## ГЛАВА 4

# ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В локализации эндогенного оруденения в пределах рассматриваемых рудных полей и месторождений основную роль играют тектонические и литологические факторы, среди которых следует различать химический состав горных пород и их физико-механические свойства.

Физико-механические свойства горных пород многих скарноворудных месторождений оказывают существенное влияние на форму проявления тектонических деформаций и ход физико-химических процессов.

Мы отобрали и исследовали тысячи проб, взятых на различных месторождениях, для характеристики основных типов пород, слагающих рудные поля, а также их гидротермальные изменения. Определялись объемный и удельный вес, эффективная и общая пористость, упругие свойства.

## ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Физические свойства горных пород мы исследовали с различной степенью детальности в связи с тем, что на некоторых месторождениях подобные исследования уже проводились. Мы отобрали лишь образцы пород, вскрытых на глубоких горизонтах горными выработками. Подробно описаны разрезы свинцово-цинковых месторождений по Курусаю 1.

**Курусай 1.** На этом месторождении, вскрытом горными выработками на глубину более 700 м, физические свойства горных пород и руд и их изменение с глубиной мы детально изучили на примере более десяти разрезов (Рахимов, 1962; Розанов, Рахимов, 1971).

На поверхности месторождения Курасай-I, в районе рудного тела «Новое», в направлении с юго-запада на северо-восток мы отобрали образцы по разрезу в карбонатных породах. В пределах этого разреза крупнокристаллические кальцитовые мраморы сменяются среднекристаллическими, а затем роговиками (полосчатыми известняками), переходящими в мелкокристаллические мраморизованные известняки и мраморы.

Крупнокристаллические кальцитовые мраморы имеют объемный вес 2,65—2,67 г/см<sup>3</sup> и эффективную пористость 0,80—0,83%; среднекристаллические мраморы — соответственно 2,68—2,77 г/см<sup>3</sup> и 0,51—0,70%; полосчатые известняки — 2,67—2,73 г/см<sup>3</sup> и 1,22—1,71%. В мелкокристаллических мраморах по сравнению со всеми другими карбонатными породами при почти таком же объемном весе 2,67—2,69 г/см<sup>3</sup> эффективная пористость составляет 0,37—0,40%.

На верхних горизонтах образцы отобраны по разрезу штрека № 2 II горизонта (район предполагаемого рудного тела «Неизвестное»), штреков № 1, 4, 6 III горизонта и горных выработок, пройденных вкрест простирания рудных зон на IV горизонте.

Эффективная пористость среднекристаллических мраморизованных известняков составляет 0,30—0,54%, объемный вес 2,68—2,71 г/см<sup>3</sup>; полосчатых известняков соответственно 1,68% и 2,67 г/см<sup>3</sup>.

Изучение образцов среднекристаллических мраморизованных известняков показало, что на поверхности пористость немного выше (0,51—0,70%), чем под землей (0,51%). Это, возможно, объясняется незначительными процессами выветривания и выщелачивания, которыми подвержены породы на дневной поверхности. В слабоскарнированных и минерализованных их разностях пористость несколько увеличивается — 0,70—1,33%, объемный вес — 2,74—3,17 г/см<sup>3</sup>, в пироксеновых скарнах — соответственно 11,03—16,06% и 2,79—3,35 г/см<sup>3</sup>, в гранатовых — 2,50—2,65% и 3,22—3,70 г/см<sup>3</sup>, в гранатово-пироксеновых — 3,41—3,58% и 3,20—3,52 г/см<sup>3</sup>.

Из интрузивных пород в пределах описываемых разрезов обнаружены диориты, авгитовые порфириты и кварцевые порфиры. Первые имеют объемный вес 2,78—2,86 г/см<sup>3</sup> и эффективную пористость 1,03—1,87%. Такое колебание объемного веса и пористости связано с разной степенью пропилитизации диоритов. Более интенсивно пропилитизированные породы оказались пористее.

Авгитовые порфириты имеют объемный вес 2,84 г/см<sup>3</sup> и пористость 1,19%. Обломки дайки авгитового порфирита, встреченные в рудных телах, подвергались интенсивному скарнированию и оруденению. Вследствие этого объемный вес их составил 4,37 г/см<sup>3</sup>, эффективная пористость — 4,47%, в кварцевых порфирах соответственно 2,58—2,61 г/см<sup>3</sup> и 1,41—1,84%. Породы несколько изменены и, возможно, содержат тончайшие микротрещинки, за счет которых эффективная пористость оказалась несколько повышенной.

На средних горизонтах отобраны образцы из следующих четырех разрезов: на V горизонте в штреке № 2 (район «Нового» рудного тела), на VI горизонте — в штреке № 2, 2бис и 3.

На этих горизонтах в мраморизованных известняках, белых, от мелко- до среднекристаллической структуры эффективная пористость составляет 0,23—0,40%, объемный вес — 2,69—2,71 г/см<sup>3</sup>; в полосчатых известняках — соответственно 1,00—1,87% и 2,70—2,71 г/см<sup>3</sup>; в скарнах для пироксеновых разностей — 6,40—10,95%, гранатовых — 2,45—3,38%; 2,31—2,45 и 2,51—3,10 г/см<sup>3</sup>.

Изверженные породы представлены образцами из авгитовых порфиритов и кварцевых сиенит-порфиров. В первых эффективная пористость составляет 10,6%, объемный вес — 2,51 г/см<sup>3</sup>, во вторых — 1,01% и 2,87 г/см<sup>3</sup> соответственно.

Из глубоких горизонтов для изучения физических свойств образцы отбирались в районе рудного тела № 7 на VIII горизонте и по трем разрезам вкрест простирания рудных тел № 7 и «Новое» на IX горизонте. Кроме того, для сравнения отобраны единичные образцы из нижележащих горизонтов.

Наиболее представительные разрезы опробованы на IX горизонте в районе рудного тела № 7 по штреку № 1, по орту № 4 из этого штрека и в районе рудного тела Новое, по орту № 6 из штрека № 2, штреку № 2 и орту из этого штрека.

В штреке № 1 вскрыты гранато-пироксеновые скарны в всячем боку Акчагальского разлома, вдоль которого отмечаются интенсивное дробление, хлоритизация и кальцитизация. Объемный вес породы 2,90 г/см<sup>3</sup>, эффективная пористость — 4,55%. На контакте этих скарнов с мраморизованными известняками эффективная пористость составляет 1,63%. Вскрытые далее штреком мраморизованные известняки имеют объемный вес 2,69—2,70 г/см<sup>3</sup> и эффективную пористость порядка 0,41%. На контакте мраморизованных известняков с оруденелыми гранатовыми скарнами объемный вес первых составляет 2,91 г/см<sup>3</sup>, эффективная пористость — 1,98%. На данном горизонте рудное тело № 7 вплотную примыкает к дайке кварцевых порфиров. Объемный вес — 2,81—3,17 г/см<sup>3</sup> и эффективная пористость оруденелых скарнов 4,20—4,52% (в скарнах помимо граната присутствует небольшое количество пироксена). На контакте кварцевых порфиров отмечается эпидотизация; объемный вес приконтактной породы 3,13 г/см<sup>3</sup>, эффективная пористость 0,54%.

В орте № 4 и штреке № 1 вскрыты одни и те же породы, однако, здесь мощность эпидотизированной зоны на контакте кварцевых порфиров со скарнами превышает 5 м. Эпидотизированные породы постепенно переходят в оруденелые гранат-пироксеновые скарны. Объемный вес переходной эпидот-гранатовой породы 2,93 г/см<sup>3</sup>, эффективная пористость — 1,81%, гранат-пироксеновых оруденелых скарнов — 3,29—4,65 г/см<sup>3</sup> и 1,65—2,83% соответственно. Очевидно, в данном случае рудные минералы в значительной степени закрыли поры.

Большой интерес представляет разрез вкрест простирания рудного тела Новое. В 4 м от забоя орта № 6 из штрека № 2 вскрыт Акчагальский разлом, представленный зоной раздробленных, хлоритизированных пород с глиной трения; мощность зоны более 0,5 м. Объемный вес и пористость породы из этой зоны определить не удалось. К юго-западу от разлома карбонатные породы имеют объемный вес 2,69 г/см<sup>3</sup> и эффективную пористость 0,30%. Значения здесь получены те же, что и на поверхности, где пористость карбонатных пород, расположенных к юго-западу от Акчагальского

разлома, значительно ниже, чем в северо-восточном блоке. Непосредственно к разлому примыкает мощная шестиметровая зона гранат-пироксеновых скарнов с объемным весом 2,81—3,62 г/см<sup>3</sup> и эффективной пористостью — 1,85—4,52%. Ниже 18 м следуют мраморизованные известняки; объемный вес 2,67 г/см<sup>3</sup> и эффективная пористость — 0,59%. В интервале 18,0—24,6 м вскрыто рудное тело Новое, представленное агрегативными свинцово-цинковыми руда-

Т а б л и ц а 13

Пористость неизмененных горных пород Курусай-Туранглинского рудного поля

Порода	Место взятия проб	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %	
				общая	эффективная
Известняк	Курусай 1		2,65—2,71		0,51—1,02
	Туранглы	2,701—2,722	2,66—2,70	0,52—2,44	0,48—2,46
Известняк доломитизированный	Курусай 1	2,729—2,744	2,76—2,78		0,41—0,75
Доломит			2,68—2,72	0,76—1,91	0,76—1,82
Кварцевый порфир экстрезивный	Курусай 1		2,79—2,81		0,53—0,88
Известняк	Курусай 1	2,600—2,630	2,58—2,61	0,50—0,66	0,41—0,54
Днорит	Туранглы	2,640—2,674	2,62—2,65	0,38—0,97	0,32—0,71
Кварцевый сиенит-порфир	Промежуточное				0,55—1,00
Андезит-дацитовый порфирит	То же				1,10—1,60
Авгитовый порфирит	Курусай 1		2,60—2,90		0,90—1,08
Конгломерат с галькой карбонатных пород и андезит-дацитовых порфиритов	Тутлы 1		2,74—2,90		0,98—1,17
	Курусай 1		2,70—2,84		0,75—1,19
	Тутлы 1	2,754—2,838	2,70—2,81	0,82—1,50	0,62—1,31

ми, в которых скарновые минералы нацело замещены сульфидами. Поэтому объемный вес их составляет 3,52 г/см<sup>3</sup>, а эффективная пористость — 1,10%, в то время как на контакте руд с дайкой авгитовых порфиров объемный вес слабооруденелых скарнов — 3,89 г/см<sup>3</sup> и эффективная пористость — 6,22%. Далее идут мраморизованные известняки (объемный вес 2,78—2,80 г/см<sup>3</sup>, эффективная пористость — 0,75—0,88%), пересеченные маломощными дайками авгитовых порфиритов. На контактах с дайками пористость пород высокая. Среди этих известняков в интервале 42—47,0 м вскрыта зона полосчатых известняков с объемным весом 2,72 г/см<sup>3</sup> и относительно высокой эффективной пористостью — 2,05%.

Степень заполнения пор при свободном 45-суточном водонасыщении для карбонатных пород Курусай 1 составляет: в голубовато-белых крупнокристаллических кальцитовых мраморах — 60—85%, белых среднекристаллических мраморизованных известняках — 45—65%, светлых мелкозернистых мраморах и известняках — 20—30%, полосчатых известняках и скарированных разностях карбонатных пород около 90%.

Степень заполнения пор в интрузивных породах при тех же условиях изменяется от 60 до 90%, для гранатовых разностей —

Таблица 14

**Пористость горных пород Курусай-Туранглинского рудного поля, измененных гидротермальными процессами**

Порода	Место взятия проб	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость эффективная, %
Конгломераты со скарированным карбонатным цементом:	Тутлы 1		
а) безрудные		2,79—3,60	1,04—5,80
б) с рудой		2,99—3,30	2,83—4,86
Измененные известняки и доломиты	Курусай 1	2,51—2,79	1,33—14,53
Скарны:	Курусай 1		
гранатовый		2,72—4,72	1,10—4,52
пироксеновый		2,31—3,41	4,06—16,00
пироксен-гранатовый		3,20—4,65	0,99—6,22
Скарны:			
Эпидотовый	Промежуточное Туранглы	3,05	1,60—1,70 2,79
Гранатовый	Промежуточное Туранглы	3,35—3,47	1,20—5,00 1,13—5,13
Пироксеновый	Промежуточное Туранглы	3,45	4,8—11,80 2,88—3,08
Эпидотовый скари по кварцевому сиенит-порфиру	Курусай 1	2,76	1,32
Скари гранат-пироксеновый оруденелый	Курусай 1	3,29—4,65	1,65—2,83

около 70%, постепенно увеличиваясь в пироксеновых до 100% (табл. 13, 14).

**Месторождение Центральный Кансай.** На верхних и средних горизонтах месторождения Центральный Кансай физико-механические свойства пород изучали Ю. А. Розанов и В. Н. Титов (Розанов и др., 1961; Розанов, 1962; Розанов и Титов, 1965). В последние годы нами были отобраны образцы на ряде глубоких горизонтов этого месторождения.

По данным указанных авторов, подтвержденным нашими исследованиями, на размещение свинцово-цинкового оруденения определенное влияние оказывают физико-механические свойства горных пород, в частности, эффективная пористость и прочностные свойства.

Результаты физических свойств горных пород средних (по В. Н. Титову) и глубоких (по автору) горизонтов сведены в табл. 15. Установлено, что на Центральном Кансае с глубиной по мере уменьшения эффективной пористости карбонатных пород и преобладания пироксен-гранатовых и гранатовых разностей скарнов, в которых эффективная пористость также низка, содержание свинца

Таблица 15

**Физические свойства горных пород из X горизонта месторождения  
Центральный Кансай**

Порода	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Истинная пористость, %	Эффектив. пористость, %	Степень заполнения пор, %
Известняки от светло-серых до темных	2,717	2,67	1,72—3,01	0,84—1,78	40—58
Известняки доломитизированные	2,696—3,302	2,51—3,19	0,95	0,54—0,63	30
Доломиты неизмененные	2,740	2,70	1,82	0,54	30
Известняки и доломиты скарновые слабоизмененные				0,18	
Известняки и доломиты скарнированные	2,768	2,65	4,28	1,52	36
Гранодиориты	2,648	2,51	5,22	4,83	
Гранодиориты скарнированные				1,10—1,83	
Сиениты				2,20—2,42	
Дацитовые порфири-ты					
Скарны эпидотовые и гранат-эпидотовые			8,76—9,26	6,26—7,15	74
Скарны гранатовые	3,217—3,265	3,03—3,04	6,51—9,36	2,89—4,58	44
Скарн гранатово-пироксеновый				5,08	
Флогопитовые скарны		3,1		0,88	
Скарны оруденелые гранатово-пироксеновые	3,934—4,291	3,52—4,01	4,35—6,57	2,67—2,93	

и цинка в рудах значительно меньше, чем в вышележащих горизонтах.

Приведем данные по определению физических свойств горных пород, отобранных из кваршлага № 5 XV горизонта месторождения Центральный Кансай (рис. 9). Данной выработкой в 1972 г. вкрест простирания пересечены следующие разности пород: сиениты (за пределами графика), характеризующиеся эффективной пористостью 1,05—1,63%, светло-серые известняки (эффективная пористость

0,84—1,78%), скарнированные пироксеновые известняки с редкой вкрапленностью сульфидов свинца и цинка (эффективная пористость — 11,25%), а затем идут минерализованные гранат-пироксеновые скарны (эффективная пористость — 2,67—11,20%).

Далее вскрыты известняки белого цвета, от мелкой до среднекристаллической структуры, с эффективной пористостью 0,7—1,1%, увеличивающиеся в гидротермально измененных разностях (хлоритизированных) до 3,7%. Пористость образцов интрузивных пород,

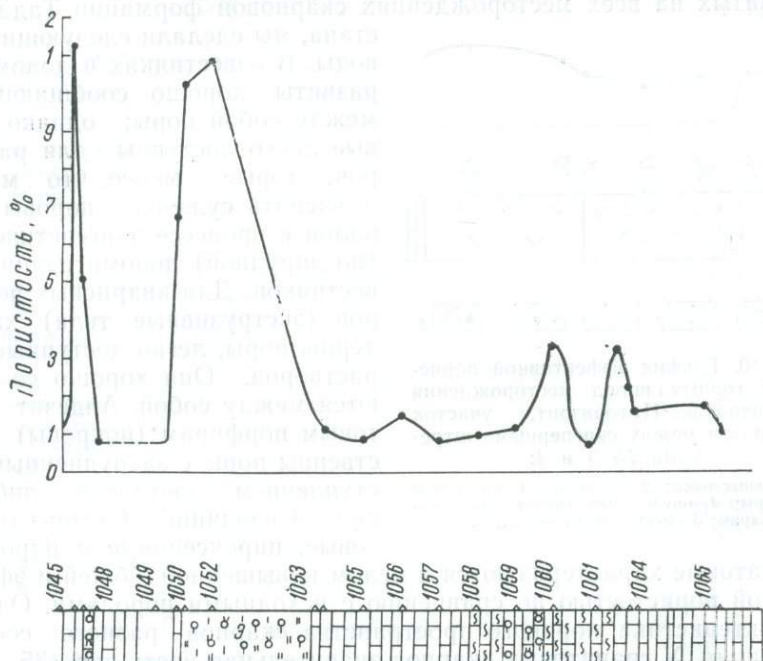


Рис. 9. График эффективной пористости горных пород месторождения Центральный Кансай, XV горизонт, квершлаг 5.

взятых с разных участков месторождения, на данном горизонте близка к значениям, полученным на средних горизонтах.

Физические свойства горных пород на месторождении Алтынтапкан изучались И. П. Тимченко (1959, 1960, 1967), И. П. Тимченко, Ю. А. Розановым (1965) и Е. А. Саниной (1967), О. Н. Коротковой (1971), В. А. Королевым (1970). Мы в 1972 г. исследовали породы двух разрезов: в рассечке № 3 блока № 22 горизонта II и на участке квершлага между скреперными штреками того же горизонта (рис. 10).

Первый разрез пересекает известняки мраморизованные, местами хлоритизированные, скарны гранатового и гранат-пироксен-эпидотового состава, кварцевые порфиры и их туфы. Второй разрез представлен мраморизованными известняками, кварцевыми порфи-

рами, гранитами и минерализованными гранат-пироксеновыми скарнами (табл. 16).

Данные показали, что скарнированные породы и скарны характеризуются повышенной пористостью. Оруденение развивается в них на контактах малых интрузий с вмещающими породами, а также в зонах измененных пород (серцитизированных, хлоритизированных) вдоль разрывных нарушений.

При сопоставлении полученных данных по пористости пород, развитых на всех месторождениях скарновой формации Таджикистана, мы сделали следующие выводы.

В известняках и доломитах развиты хорошо сообщающиеся между собой поры; однако первые легко доступны для растворов; вторые — менее, что можно объяснить сужением поровых каналов в процессе эпигенетической (но дорудной) доломитизации известняков. Для кварцевых порфиров (экструзивные тела) характерны поры, легко доступные для растворов. Они хорошо сообщаются между собой. Андезит-дацитовый порфир (покровы) свойственны поры с затрудненным поступлением растворов, либо с полной изоляцией. Скарны гранатовые, пироксеновые и пироксен-

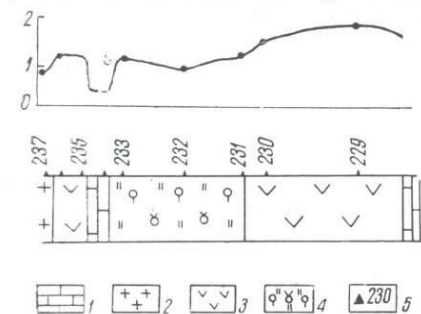


Рис. 10. График эффективной пористости горных пород месторождения Алтынопкан, II горизонт, участок кваршлага между скреперными штреками № 3 и 4:

1 — известняки; 2 — граниты; 3 — кварцевые порфиры; 4 — оруденелые гранат-пироксеновые скарны; 5 — места отбора образцов.

гранатовые характеризуются в целом повышенной, общей и эффективной пористостью по сравнению с исходными породами. Однако характеристика порового пространства скарнов разного состава различна. У гранатовых скарнов значительная часть пор (35—45% объема) либо трудно доступна для растворов, либо полностью изолирована; для пироксеновых основная масса пор легко доступна для растворов, они хорошо сообщаются между собой. Для пироксен-гранатовых скарнов характеристика порового пространства является средней между характеристикой для гранатовых и пироксеновых скарнов. Чем больше в скарне граната, тем больше в нем труднодоступных для растворов пор.

Непосредственное выделение рудных компонентов из растворов в поровых пустотах подтверждается уменьшением пористости скарнов, подверженных оруденению (табл. 17).

Все неизменные породы характеризуются низкой общей и эффективной пористостью обычно ниже 1%. Лишь на месторождении Туранглы для известняков иногда наблюдается пористость больше 2% (табл. 18). Следует отметить, что пористость интрузивных пород несколько ниже, чем карбонатных. Значения общей и эффективной пористости исходных пород близки между собой. При этом



объем открытых пор (эффективная пористость) составляет 95—100% от общей пористости для известняков, 80—90% для извержен-

Таблица 16

Физические свойства горных пород Главной зоны месторождения  
Алтынтопкан

Порода	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Водонасыщение, %	Эффективная пористость, %	Автор
Известняк мраморизованный	2,736	2,72	0,22	0,59	И. П. Тимченко
То же		2,783—2,798	0,23—0,25	0,44—0,73	Ш. Х. Рахимов
Известняк мраморизованный, хлоритизированный	2,758	2,64	1,12	3,02	Ш. Х. Рахимов
То же		2,773—2,778	2,773—2,778	1,09—2,11	Ш. Х. Рахимов
Мрамор полосчатый		3,201—3,252	0,92—1,05	1,68	Ш. Х. Рахимов
Скарн гранатовый	2,899	2,89	0,70	2,05	И. П. Тимченко
То же			3,111	1,10	
Скарн-гранат-пироксен-эпидотовый (волласт.)	3,044	2,82	0,96	2,62—2,96	И. П. Тимченко
То же				1,22—2,35	Ш. Х. Рахимов
Скарн-гранат-пироксеновый минерализованный				0,86—1,12	И. П. Тимченко
То же		3,193—3,610	0,30—0,80	1,27—2,40	Ш. Х. Рахимов
Контакт минерализованных скарнов с измененными карбонатными породами		2,463—2,590	4,65—6,84	10,2—14,45	Ш. Х. Рахимов
Кварцевые порфиры	2,633	2,60	0,60	1,58	И. П. Тимченко
То же		2,567—2,602	0,27—0,53	1,00—1,31	Ш. Х. Рахимов
Туфы кварцевых порфиров (эффузивный песчаник)		2,712—2,988	0,28—0,31	0,89—0,95	Ш. Х. Рахимов
Скарнированные разности туфов кварцевых порфиров		3,070—3,078	0,53—0,55	1,66—1,70	Ш. Х. Рахимов

ных пород и лишь для доломитизированных известняков и доломитов составляет 55—65%, а для эффузивов (андезит-дацитовый порфирит, Тутлы 1) — 60—70%.

Наблюдаемый относительно малый объем открытых пор, судя по исследованиям в других районах СССР (Розанов, 1958), характерен так называемым «вторичным» (метасоматическим) доломитам. Поэтому есть основания предполагать, что доломиты и сильно-доломитизированные разности карбонатных пород образовались по

Т а б л и ц а 17

**Пористость горных пород, измененных гидротермальными процессами**

Порода	Место взятия проб	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Эффективная пористость, %
Измененные известняки и доломиты (контакт с изверженными породами)	Акташ	2,70—2,73	0,40—1,32
	Ц. Кансай		0,54—1,78
Конгломераты со скарнированным карбонатным цементом	Тутлы 1	2,79—3,60	1,04—5,80
	Акташ	2,99—3,30	2,83—4,86
Скарны: гранатовые	Курусай 1	2,73—2,99	4,17—5,11
	Ц. Кансай	2,72—4,72	1,10—4,52
	Алтынтоп-кан		2,88
пироксеновые гранат-пироксеновые	Курусай 1	2,89—3,10	2,05—2,90
	Курусай 2	2,31—3,41	4,06—16,0
Эпидозиты	Туранглы	3,20—4,65	0,99—6,22
Оруденелые гранат-пироксеновые ска- рны	Курусай 1	3,05	2,79
	Ц. Кансай	3,29—4,65	1,65—2,83
Измененные гранитоиды	Акташ	4,0	2,67—9,23
		2,51—3,02	4,83—5,98

известнякам в результате доломитизации последних в связи с проявлением эпигенетических процессов, а, может быть, даже на первых стадиях гидротермального процесса.

**МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД**

Для выяснения условий образования складчатых и разрывных нарушений важное значение имеет изучение упругих и пластичных свойств горных пород.

В результате измерений деформаций, полученных при одних и тех же нагрузках для разных пород, может быть получена характеристика относительной пластичности (деформируемости). Несколько ступеней нагрузки позволяет получить для каждой породы кривые, характеризующие ее поведение в определенном интервале напряжений. Подробное описание метода определения пластичных свойств пород дано Ю. А. Розановым (1962).

Эксперименты по определению пластичных свойств горных пород проведены в лаборатории исследований физико-механических свойств горных пород ИГЕМ АН СССР.

**Курусай-Туранглинское рудное поле.** Как показали результаты исследования относительной деформируемости пород в обстановке всестороннего сжатия, равного 2300 кг/см<sup>2</sup>, белые среднекристалли-

ческие известняки начинают деформироваться пластически при осевых нагрузках около  $10\,000\text{ кг/см}^2$ . С увеличением нагрузок до  $11\,000\text{ кг/см}^2$  получена деформация в 10%, при нагрузке  $12\,000\text{ кг/см}^2$  — 20% и т. д.

Известняки, взятые вблизи рудных тел, подвергавшиеся, в какой-то мере воздействию рудоносных растворов, пластически дефор-

Таблица 18

**Пористость неизмененных горных пород скарново-рудных месторождений Западного Карамазара**

Порода	Место взятия проб	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Объемный вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %	
				общая	эффективная
Известняки	Курусай 1	2,59 — 2,68	2,65 — 2,71	0,51—2,41	0,51—1,02
	Туранглы	2,701—2,722	2,66 — 2,70	0,52—2,44	0,48—2,46
	Промежуточное	2,63 — 2,69	2,64 — 2,70		0,55—1,00
	Алтынтопкан	3,054—3,271	2,64 — 2,72	0,51—4,16	0,40—0,74
	Ц. Кансай	2,717—3,302	2,55 — 2,67		0,74—1,78
	Акташ	2,70 — 2,71	2,67 — 2,69		0,90—1,20
Известняки доломитизированные	Курусай 1		2,76 — 2,78		0,41—0,75
	Туранглы	2,729—2,744	2,68 — 2,72	0,76—1,91	0,76—1,82
	Алтынтопкан	3,054—3,271	2,95 — 3,25		0,40—1,35
Доломиты	Курусай 1		2,79 — 2,81		0,53—0,88
	Акташ	2,85	2,80		0,87
Гранодиориты	Курусай		2,689 — 2,762		0,48—1,45
Сиенит-порфиры	Курусай 1		2,60 — 2,90		0,90—1,08
	Ц. Кансай				1,10—1,83
Кварцевые порфиры	Курусай 1	2,600 — 2,630	2,58 — 2,61	0,50 — 0,66	0,41—0,54
	Курусай 2	2,640—2,674	2,62 — 2,65	0,30—0,97	0,32—0,71
	Алтынтопкан	2,620—2,635	2,60	1,25	1,58
Авгитовый порфирит	Курусай 1	2,70 — 2,84			0,75—1,19
Андезит-дацитовый порфирит	Тутлы 1		2,72 — 2,90		0,98—1,17
	Ц. Кансай				2,20—2,42
Конгломерат с галькой известняков и андезит-дацитовых порфиритов	Тутлы 1	2,754—2,833	2,70 — 2,82	0,82—1,50	0,62—1,31

мируются при осевых нагрузках  $7000\text{ кг/см}^2$ . Увеличение нагрузки до  $7500\text{ кг/см}^2$  повышает деформацию на 10%, до  $8000\text{ кг/см}^2$  — на 20%, а затем увеличение нагрузок на 100—200 кг приводит к резкому увеличению деформации (табл. 19).

Для образования месторождений не всегда обязательно наличие открытых трещин, которые могли бы быть подводящими каналами.

Рудораспределяющими могут явиться также зоны пластической деформации (Розанов, 1962). Подача необходимых компонентов в растворе может осуществляться по зонам пластических деформаций пород в момент их образования.

Гранат-пироксеновые скарны характеризуются сравнительно низкими прочностными свойствами (предел прочности на сжатие  $2100 \text{ кг/см}^2$ ). При тектонических деформациях они легко дробятся. Появление в скарнах трещин усиливает возможность проникнове-

Таблица 19

Упругие свойства порода Курусай-Туранглинского рудного поля

Порода	Место взятия пробы	$E \times 10^5 \text{ кг/см}^2$	Коэффициент Пуассона
Неизменные породы			
Известняки	Туранглы	7,87—8,62	—
Доломиты	Курусай 1	9,93	0,27
Доломитизированные известняки	То же	7,94	0,30
Кварцевый порфир экструзивный	Туранглы	5,62—6,85	0,23
Андезито-дацитовый порфирит	Тутлы 1	4,93—5,77	0,25
Измененные породы			
Скарн гранатовый	Туранглы	14,10	0,17
Скарн пироксеновый	То же	6,70—10,05	0,21
Скарн эпидотовый		10,85	0,21

ния в их поровое пространство рудоносных растворов, что, очевидно, еще больше способствует отложению в них богатых свинцово-цинковых руд. Интересные данные получены Ю. А. Розановым, В. Н. Титовым (1965) и Ш. Х. Рахимовым по деформируемости пород месторождений Карамазара.

**Кансайское рудное поле.** При всестороннем сжатии, равном  $2100 \text{ кг/см}^2$  и температуре  $25^\circ\text{C}$ , по Ю. А. Розанову и В. Н. Титову (1965) и полученным нами данным (табл. 20), пластическая деформация серпентинизированных известняков начинается при ориентировочных нагрузках, достигающих  $4050 \text{ кг/см}^2$ . Для темно-серых известняков предельная прочность на сжатие в этих же условиях равна  $4700 \text{ кг/см}^2$ . Светлоокрашенные перекристаллизованные известняки при нагрузке  $4300 \text{ кг/см}^2$  уже деформировались на 11%. Гидротермальные скарновидные доломиты пластически начали деформироваться при нагрузке  $5200 \text{ кг/см}^2$ , а их несколько окварцованные разности — при  $5800 \text{ кг/см}^2$ . Пластическая деформация гранатовых скарнов при нагрузке  $6100 \text{ кг/см}^2$  уже была равна 4%. Наибольшая деформация наблюдалась в образцах светлых мраморизованных известняков. Она достигала 38% и более при ориентировочном давлении в  $8700 \text{ кг/см}^2$ . По данным микроскопического изучения деформация образцов известняков и их

измененных разностей протекала пластически (Ю. А. Розанов). Сахаровидные гидротермальные доломиты до нагрузки в  $7250 \text{ кг/см}^2$  деформировались пластически, а при увеличении ориентированного давления в их деформации существенное значение имело хрупкое разрушение. Окварцованные разности гидротермальных доломитов пластически деформировались до приложения нагрузки порядка  $700 \text{ кг/см}^2$ , гранатовых скарнов до  $6700 \text{ кг/см}^2$ . Сопоставление данных по физико-механическим свойствам горных

Таблица 20

Параметры и скорость распространения упругих волн  
(метод продольного профилирования) для горных пород  
месторождения Центральный Кансай

Номер образца	$P$ , г/см <sup>2</sup>	$v_1$ , м/сек	$v_2$ , м/сек	$v_3$ , м/сек	$E \cdot 10^5$ , кг/см <sup>2</sup>	$C \cdot 10^5$ , кг/см <sup>2</sup>	$C$
1045	2,766	4540	2600	2928	5,50	2,41	0,15
1048	2,699	5560	3060	3397	6,61	3,17	0,21
1050	2,606	3600	1865	2048	2,82	1,11	0,26
1051	3,167	3160	1380	1485	2,00	0,75	0,36
1054	2,672	4880	2330	2488	4,50	1,68	0,32
1055	2,697	6600	3020	3240	7,78	2,88	0,34
1056	2,682	4780	2090	2265	3,82	1,39	0,36
1057	2,723	4000	1390	1492	1,68	0,61	0,42
1058	2,706	4060	1855	1993	2,95	1,09	0,34
1059	2,750	6170	3190	3486	8,64	3,40	0,27
1060	2,711	5600	2555	2749	5,62	2,08	0,34
1061	2,694	5520	3020	3195	7,76	2,80	0,42
1062	2,644	4960	2460	2678	5,03	1,92	0,29
1063	2,660	3720	1805	1968	2,75	1,04	0,31
1064	2,726	4800	2760	3120	6,09	2,70	0,14
1065	2,788	5830	2700	2897	6,42	2,38	0,34

Примечание. Все образцы взяты на XV горизонте, в кварцшлале № 5 (район рудного тела № 8). Порода: 1045—1050—известняк, 1051—оруденелый гранатовый скарн, 1054—1065—известняк (1059—скарнированный, 1062—1063—окремненный).

пород и закономерностям размещения различных минеральных образований и руд показывает, что условия локализации во времени в процессе минерализации менялись.

Наиболее высокотемпературные биметасоматические известковые скарны развивались на контактах с известняками, обладающими относительно низкими значениями предела прочности и наиболее высокой пластичностью в условиях всестороннего сжатия. Эффективная пористость этих известняков в статическом состоянии очень незначительна. Пористость контактирующихся с ними и подвергавшихся замещению интрузивных пород более высокая. В связи с высокой пластичностью в условиях всестороннего сжатия и значительных температур в известняках (Чернышев, 1962) было

затруднено образование трещин. Возникшие в этих породах нарушения представляли собой зоны интенсивного пластического течения, развившиеся на контактах известняков с породами алюмо-силикатного состава. В период формирования эти зоны были более проницаемы для растворов по сравнению с окружающими их менее деформированными породами.

В Алтынтюпканском рудном поле прочность существенно геденбергитовых скарновых пород значительно ниже, чем скарновых, сложенных маложелезистыми разностями пироксенов, а также гранатовых скарнов. Так, геденбергитовые скарны имеют порис-

Таблица 21

Упругие свойства горных пород месторождения Алтынтюпкан

Порода	Предел прочности при сжатии, кг/см <sup>2</sup>	Модуль Юнга, 10 <sup>-5</sup> кг/см <sup>2</sup>	Коэффициент Пуассона <i>E</i>
Пироксеновые волластонитовые, родонитовые скарны	2800—3600	12,50—15,14	0,20—0,23
Гранатовые скарны	2050—2900	4,94—11,33	0,27
Роговики, скарноиды	1210—2300	8,12	0,22
Амфиболовые апоскарны и амфиболитизированные скарноиды	680—1540	5,0	0,27

тость 1—2%, предел прочности сжатия 1500—2100 кг/см<sup>2</sup>; существенно гранатовые скарны с пористостью 2—3% имеют предел прочности при сжатии — 2600—3000 кг/см<sup>2</sup>, а у пироксеновых скарнов при пористости 4—6% предел прочности при сжатии — 2100—2400 кг/см<sup>2</sup>.

Оруденение связано преимущественно со сравнительно крупно- и неравномернозернистыми породами, наиболее пористыми и проницаемыми, поскольку размерность поровых пустот, микротрещин, протяженность контактов зерен и другие элементы порового пространства определяются размерностью зерен породы. Более высокими прочностными характеристиками, по данным И. П. Тимченко и подтвержденными нашими исследованиями, обладают высокотемпературные пироксеновые, волластонитовые и родонитовые экзоскарны. Более низкотемпературные гранатовые скарны характеризуются пониженными физико-механическими свойствами. Наиболее низкие прочностные свойства характерны для среднетемпературных амфиболовых пород (табл. 21).

Скарновые породы, обладающие высоким пределом прочности на сжатие 2800 кг/см<sup>2</sup> (волластонит-пироксеновые и родонитовые скарны), неблагоприятны для оруденения, тогда как в других типах скарновых пород с меньшими пределами прочности 1000—2000 кг/см<sup>2</sup> локализуется полиметаллическое оруденение. По данным Ф. И. Вольфсона, Ю. А. Розанова и др. (1961), при тектонических напряжениях, возникавших в рудном поле на глубине 1—5 км,

где давление вышележащих пород не превышает  $1200 \text{ кг/см}^2$ , микротрещиноватость развивалась главным образом в скарных породах с пониженными прочностными характеристиками, что привело к формированию здесь значительного по объему трещинно-порового пространства, доступного для проникновения в него рудоносных растворов.

Таблица 22

**Упругие свойства некоторых типов горных пород Таджикистана**

Порода	Предел прочности, $\text{кг/см}^2$	Твердость по Шору	Модуль упругости, $10^9 \text{ кг/см}^2$	Коэффициент Пуассона $E$	Проницаемость 10 м.	Месторождение
Неизменные						
Известняки	900—1240	58	7,87—8,62	0,26—0,32	6	Акташ, Алтынтопкан
Доломитизированные известняки	1290	59	7,94	0,30—0,35	1	Алтынтопкан
Доломиты	1550—1700	60	7,98—9,93	0,22—0,27	1	Алтынтопкан, Курусай 1, Акташ
Гранодиориты	2,667—3050		5,94—6,11	0,22—0,29		Курусай
Кварцевые порфиры	2020	88	7,54	0,20	0,1	Алтынтопкан
Авгитовые порфиры			5,62—6,85	0,23		Туранглы
Андезит-дацитовые порфиры	2,631		4,93—5,77	0,25		Тутлы 1
Измененные						
Известняки и доломиты (контакт с изверженными породами)	1050	48	4,95	0,25—0,30	0,04	Алтынтопкан

Карбонатные породы, обладающие повышенным коэффициентом Пуассона (0,26—0,30), могут обнаруживать в тектонических зонах признаки пластических деформаций. Здесь развиваются процессы скарнирования и локализуется свинцово-цинковое оруденение (табл. 22).

**ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД**

Наряду с приведенными сведениями по физико-механическим свойствам горных пород, на локализацию эндогенного оруденения влияют свойства и некоторые другие теплофизические параметры.

Установлено, что флюидопроводность, фильтрационный эффект и кислотоосновные свойства пород и растворов увеличиваются с повышением температуры среды.

На роль тепловых свойств пород в локализации полиметаллических месторождений Северного Нуратау указал Э. Искандеров (1970). Так, известняки среднего девона, в которых избирательно локализуется оруденение, характеризуются наибольшими значениями теплофизических свойств по сравнению с «инертными» породами. Свинцово-цинковое и редкометальное оруденение предпочтительно локализуется в определенных минеральных и структурных разностях скарнов (Рахимов, 1965; Кучукова и др., 1971).

В лаборатории экспериментального моделирования геологических процессов Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева под руководством И. Х. Хамрабаева проводились эксперименты по определению коэффициентов температуро- и теплопроводности пород Койташского и Лянгарского рудных полей. При этом установлено, что они меняются в широких пределах для разных генетических групп пород (Хамрабаев и др., 1974). Относительно высокие коэффициенты теплопроводности свойственны скарнам —  $11,95 \cdot 10^{-3}$  кал/см·сек.град., тогда как, в известняках они равны  $5,4-6,75$  кал/см·сек.град., а в гранитоидах —  $6,00-8,6$  кал/см·сек.град.

Изучение мощности теплового потока, который увеличивается с ростом температуры, длительности температурного равновесия и расстояния изотермических линий позволило установить, что эти параметры в теле пироксеновых скарнов значительно больше, чем у других типов пород и поэтому эти скарны оказываются особенно благоприятны при избирательном размещении скарнового молибден-вольфрамового оруденения на месторождениях Койташ и Лянгар.

Образцы горных пород и руд из месторождений Курусай-Турганглинского и Кансайского рудных полей также подвергнуты испытаниям (аналитик М. Юсупов). Приведенные данные (табл. 23) следует рассматривать как предварительные, в будущем предполагается провести более тщательные исследования в этом направлении. Полученные цифры в какой-то мере приближаются к данным по месторождениям Западного Узбекистана, хотя для известняков получены несколько завышенные значения (возможно, за счет трещиноватости пород). Данные по скарнам, особенно пироксеновым, значительно отличаются от других пород. Это подтверждает еще раз предположение о благоприятности пироксеновых скарнов для локализации оруденения по сравнению с другими разновидностями.

В. А. Тарасов считает, что причиной приуроченности свинцово-цинкового оруденения к пироксеновым скарнам «являются особенности химического состава пироксена, выражающиеся в присутствии в пироксене в отличие от граната закисных марганца и железа в довольно высоких концентрациях, которые и обуславливают



## Теплофизические свойства некоторых горных пород Западного Кармазара

Месторождение	Номер образцов	Порода	$\nu_p$ , м/сек	$\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	$\alpha \cdot 10^{-6}$ /град						Термодилатация при 600°С, %
					100	200	300	400	500	600	
Курусай I	292	Мраморизованный известняк	5070	2,83	3,46	5,63	6,76	6,75	8,31	10,47	—
	313	То же	3050	2,83	3,30	6,51	8,38	—	11,57	13,03	0,890
	506	Скарн пироксеновый	5610	3,00	2,70	5,55	6,54	7,22	7,80	8,10	0,666
	570	Гранатовый скарн	6500	3,47	3,53	5,30	6,00	6,61	7,64	8,72	2,723
	П-1	Пироксеновый скарн крупнозернистый	4700	3,47	3,58	4,62	6,36	7,91	9,55	13,63	0,501
Центральный Кансай	1068	Рудный пироксеновый скарн	3650	2,97	3,90	5,07	6,30	7,31	8,11	9,35	0,483
	1001	Гранатовый скарн карбонатизованный	4860	2,94	3,90	8,10	7,12	5,83	6,41	6,80	—
			5200	2,77	—	3,90	5,50	6,11	6,23	8,15	0,659
	1229	Мраморизованный известняк	3220	4,12—4,10	3,63	4,40	6,76	7,57	8,84	10,10	—
			3670		Нет данных						
1000	Рудный пироксен—гранатовый скарн	Не опред.	2,73—2,71	3,27	8,25	10,61	12,30	13,45	15,30	—	

течение восстановительных реакций в ходе рудообразования» (Тарасов, 1975).

По данным химических анализов пироксена, отобранного на различных горизонтах, содержание закисных железа и марганца с глубиной уменьшается. В. А. Тарасов отмечает существование прямой зависимости концентрации свинцово-цинкового оруденения от концентрации закисных марганца и железа, входящих в состав пироксена.

На глубине 700 м отмечается тенденция к выклиниванию свинцово-цинкового оруденения и смене мангангеденбергита салитом.

Сфалерит-галенитовые руды с глубиной постепенно сменяются галенит-сфалеритовыми на фоне общего снижения содержания цинка и появления медных руд.

Из приведенного выше материала можно заключить следующее.

Все неизменные породы характеризуются склонностью к пластической деформации; карбонатные породы требуют при этом приложения более высоких напряжений. Достаточная контрастность упругих свойств изверженных и осадочных пород предопределяет вероятность возникновения разрывов в контактах пород и поступления гидротермальных скарнообразующих растворов именно в эти зоны. Упругие свойства скарнов, образовавшихся на контакте экструзивных тел кварцевых порфиров и различных пород отличны от свойств карбонатных и интрузивных отложений. Они более склонны к хрупким деформациям (низкий коэффициент Пуассона —  $E$ ) при достаточно высоких напряжениях. Для получения деформаций пироксеновые скарны требуют наименьших напряжений (наиболее низкие значения  $E$ ), что при повторных подвижках обусловило формирование именно в них повышенной трещиноватости. Проведенные исследования показали, что пироксеновые скарны — наиболее благоприятная среда для локализации прожилкового и вкрапленного свинцово-цинкового оруденения и подвергаются наиболее интенсивному замещению рудными минералами. Полученная закономерность полностью подтверждается геологическими наблюдениями на всех изученных рудных полях и месторождениях.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ СКАРНОВ И РУД, СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА ИЗУЧЕННЫХ СКАРНОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

В развитии теории скарнообразования большое значение приобрели труды Д. С. Коржинского (1957, 1958, 1966 гг.) и многочисленных его последователей: В. А. Жарикова (1959, 1960, 1965, 1970 и др.), М. А. Лицарева (1961), А. А. Маракушева (1972), Л. Н. Овчинникова (1959, 1960, 1962, 1970, 1971), Л. И. Шабынина (1961, 1967, 1973) и др. По скарново-шеелитовым и молибденовым месторождениям следует упомянуть работы Х. М. Абдуллаева (1949, 1954 и др.), А. В. Пэка (1960, 1962), Н. В. Нечелюстова (1967, 1971), Н. А. Хруцова (1953, 1959), А. М. Быбочкина (1965), Б. В. Кристального (1963, 1966, 1972) и др.; по свинцово-цинковым — Е. А. Радкевич (1958, 1959, 1967, 1972), В. И. Вольфсона (1951, 1962, 1965, 1971, 1972 и др.), В. Ф. Чернышева (1971, 1972), Л. А. Шехтмана и др. (1962, 1964<sub>1, 2</sub>), В. А. Королева (1961, 1968, 1969, 1971, 1972), Ю. С. Шихина (1960, 1964), В. Н. Титова (1961<sub>1, 2</sub>, 1965 и др.), автора (Рахимов, 1965, 1971, 1972); скарново-магнетитовым — А. П. Заварицкого (1972), Н. В. Павлова (1958, 1961), Г. А. Соколова (1959, 1972), Г. Л. Пospelова (1963) и др.

Детальные исследования скарново-рудных месторождений Карамазара также проведены в достаточно большом объеме. Несмотря на то, что отдельные рудные поля и месторождения изучены достаточно детально, среди исследователей нет единого мнения о возрасте оруденения, стадийности процесса минералообразования и т. д.

Х. М. Абдуллаев, Х. Н. Баймухамедов, И. М. Мирходжиев и др. придерживаются мнения о разновозрастном и многоэтапном образовании гидротермального процесса. А. В. Королев, Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин, И. П. Кушнарев, П. А. Шехтман, В. А. Королев, Ю. С. Шихин, Ш. Х. Рахимов и др. считают, что промышленное оруденение сформировалось после внедрения всех интрузивных образований в орогенном этапе в последовательные стадии единого рудного процесса. Порядок проявления этих стадий от ранних к поздним: 1) магнезиальные скарны, 2) безрудные известковые скарны, 3) скарново-магнетитовая, 4) скарново-галенит-сфалерит-

товая, 5) скарново-молибденит-халькопиритовая, 6) скарново-шеепитовая, 7) арсенопирит-халькопирит-висмут-золотая, 8) кварц-гематитовая с сульфидами, 9) кварц-флюорит-галенит-сфалеритовая, 10) серебряная, 11) кальцит-кварц-флюорит-сульфидная и 12) кальцитовая.

Все рудные поля и отдельные месторождения контролируются крупными разломами преимущественно северо-восточного и северо-западного простирания.

## КУРУСАЙ-ТУРАНГЛИНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

### Вещественный состав скарнов и руд

Минералогию и вещественный состав руд месторождений Курусай-Туранглинского рудного поля изучали З. А. Королева, Е. Д. Карпова, Е. П. Сонюшкин, Ф. И. Вольфсон, Т. Н. Шадлун, и А. А. Филимонова, М. И. Моисеева, В. А. Жариков, В. Д. Сазонов, В. А. Тарасов, И. В. Дуброва, автор и др.

Для того, чтобы показать изменение минерального состава руд и минералов с глубиной мы использовали материалы предыдущих исследователей по верхним горизонтам. По средним и нижним горизонтам в течение 1959—1975 гг. нам удалось собрать и обработать новый материал.

На месторождениях Курусай-Туранглинского рудного поля развиты инфильтрационные и биметасоматические скарны. Оруденение приурочено к биметасоматическим известковым гранат-пироксеновым скарнам, сформировавшимся непосредственно вдоль контакта штока диоритов и мощной дайки кварцевых сиенит-порфиров и ряда других даек различного состава с карбонатными породами.

Наряду с биметасоматическими скарнами значительное место занимают жильные, существенно инфильтрационные метасоматические скарны, находящиеся непосредственно в известняках на некотором удалении от контакта с интрузивными и дайковыми телами.

Инфильтрационно-метасоматические скарны отчетливо контролируются небольшими разрывными нарушениями, опережающими Акчагальский разлом, и развиты преимущественно в приповерхностных горизонтах. С глубиной происходит их наложение на ранее образовавшиеся биметасоматические скарны.

По составу гранаты относятся к гроссуляр-андрадитовому ряду. Резко преобладают оптически аномальные, редко анизотропные гранаты, в параллельных николях бесцветные или со слабой буроватой окраской. Они отличаются прекрасно образованными идиоморфными кристаллами (размером 0,05—1,0 мм) правильной шестигранной формы с четко выраженной зональностью (рис. 11).

В мономинеральных скарнах гранаты обычно мелкозернистые, слабозональные, размер зерен уменьшается благодаря интенсивной вторичной раздробленности таких скарнов (рис. 12, а, б). Ин-

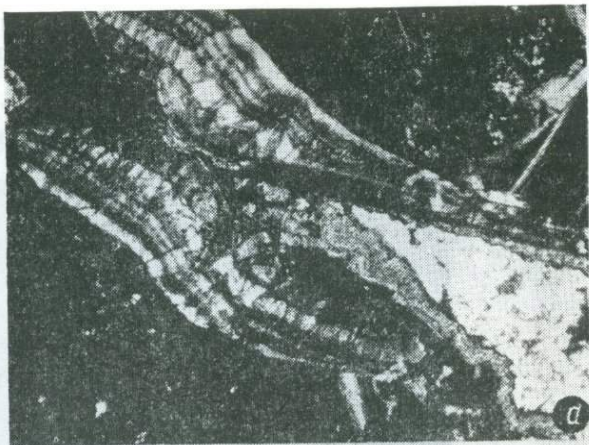


Рис. 11. Мономинеральный скарн, сложенный крупными зернами зонального граната правильной огранки. Зональное выполнение трещины вторичными минералами: рудный эпидот — карбонат — кварц. Шлиф VI—361. Увел. 55, а—ник. X, б, в—11.

интересно, что более крупные, прекрасно ограненные зональные гранаты, приурочены к трещинам, прослеживающимся в приконтактных участках.

Гранаты окаймляются и пересекаются сульфидными минералами, которые выполняют межзерновое пространство, трещины.

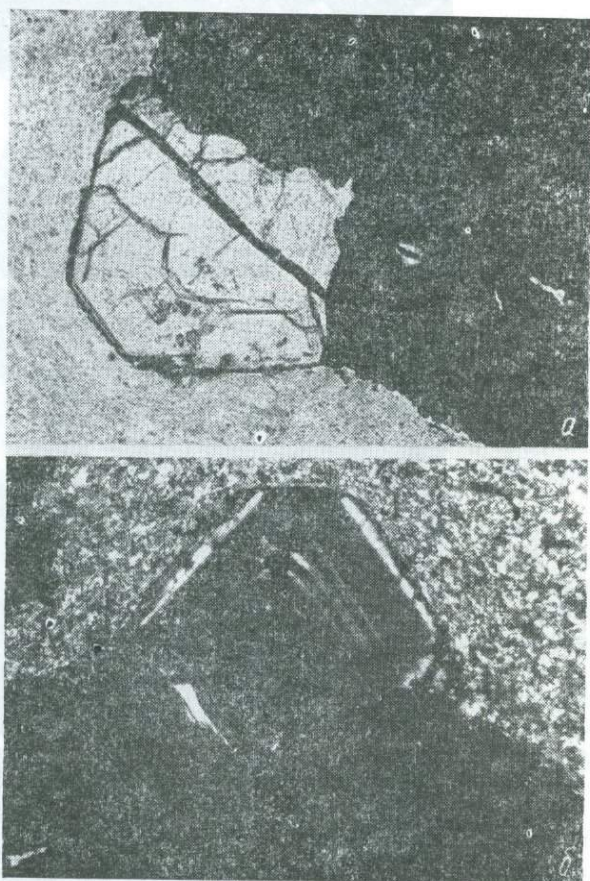


Рис. 12. Взаимоотношение зонального граната со сфалеритом 1. Шлиф VI—3756. Увел. 55, ник. II (а); то же при скрещенных николях. Шлиф VI—3756. Увел. 55 (б).

Иногда сульфиды замещают гранаты, образуя каемки вокруг минералов, неправильные плитообразные выделения и нашлапки.

Хорошо ограненные зональные гранаты, как правило, сопровождаются сфалеритом (рис. 13) и могут быть отнесены ко второй генерации, к первой — изотропные гранаты биметасоматических скарнов, вокруг которых анизотропные часто образуют каемки.

Гранаты третьей генерации анизотропные, зональные, образуют отчетливые каемки вокруг сфалерита. Кроме того, встречается (ред-

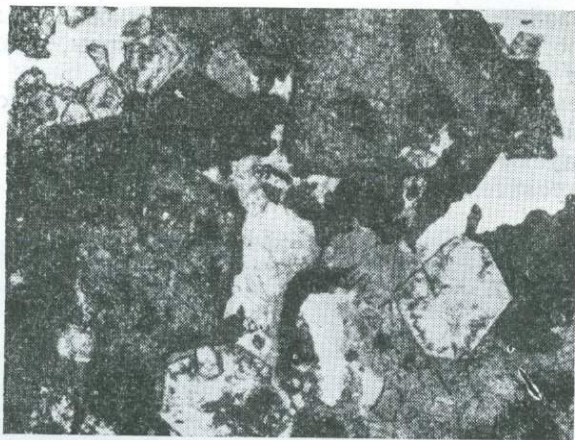


Рис. 13. Распределение рудных минералов в гранат-пироксеновом скарне (крупные полупрозрачные зерна — сфалерит, черное — магнетит). Шлиф VII—387. Увел. 55, ник. II.

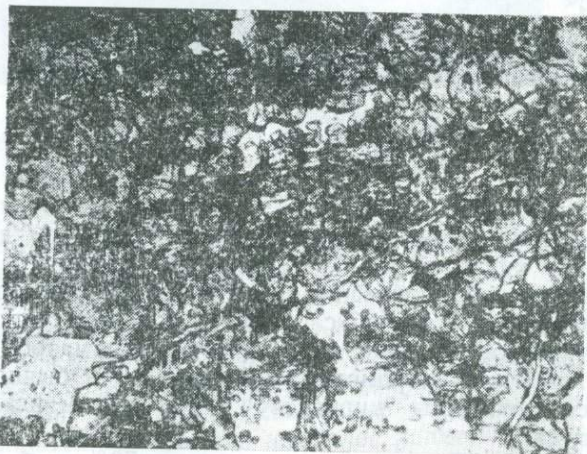


Рис. 14. Полосчатая текстура гранатного скарна, обусловленная ориентированным расположением вторичных минералов (кварца, эпидота). Шлиф IX—2450. Увел. 55, ник. II.

ко) гранат IV генерации, мелкозернистый, изотропный, развивающийся по пироксенам вдоль спайности. Гранатовые скарны характеризуются гранобластовой структурой и массивной, а часто полос-

чатой текстурой, обусловленной несколько ориентированным расположением зерен граната и полосчатым распределением продуктов вторичной минерализации (рис. 14). Спектральным анализом в гранатах различных генераций установлены свинец, цинк, марганец, серебро, медь, магний, титан, никель, хром, кобальт, молибден, висмут и др.

Пироксены являются основной составной частью скарнов, часто встречаются их чисто пироксеновые разновидности.

Преобладают моноклинные пироксены, бесцветные или с очень бледной буровой и зеленоватой окраской, с почти незаметным



Рис. 15. Полосчатая текстура пироксенового скарна. Шлиф IX—2456. Увел. 55, ник. II.

плеохроизмом, образующие мелкие относительно идиоморфные слабо-удлиненные кристаллы, тесно примыкающие друг к другу или довольно крупные (до 0,5—1,0 мм по удлинению), правильные, удлиненно призматические с почти повсеместно ориентированным расположением, что обуславливает довольно четкую полосчатую структуру породы (рис. 15). Структура нематобластовая, при наличии гранатов — гранонематобластовая. Обычно в породе встречаются кристаллы пироксенов — салита, мангангеденбергита и диопсида.

Салит распространен в количествах до 70% к объему скарнов, преимущественно наблюдается на нижних и средних горизонтах месторождения, где развит в виде призматических и радиально-лучистых агрегатов, образуя иногда кристаллы до 3 см и более. Образовался при температуре 650—700°C (Сазонов, 1961).

Мангангеденбергит — главный минерал, инфильтрационно-метасоматических скарнов, встречается преимущественно на верхних и средних горизонтах месторождения в виде крупных лу-



чистых агрегатов темно-зеленого цвета размером зерен до 20—30 мм по удлинению. Температура образования около 600°C.

Диопсид образует удлиненно-призматические и игольчатые кристаллы размером до 0,1 мм совместно с волластонитом, дающим таблитчатые или радиально-лучистые образования, с характерным низким двупреломлением, колеблющимся от 0,014 до 0,015. Спектральным анализом в них устанавливаются титан, свинец, цинк, медь, серебро и другие элементы.

Наряду с пироксенами и гранатами в подчиненном количестве в скарнах присутствуют тремолит, волластонит, актинолит и др. (рис. 16). Обязательными минералами обычно являются наиболее

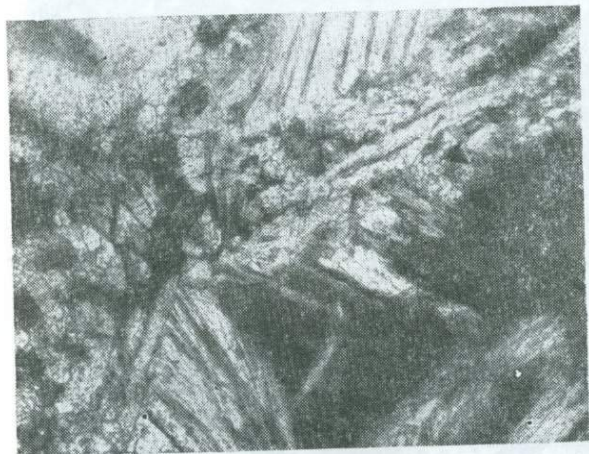


Рис. 16. Характер контакта мраморизованного известняка с волластонитовым скарном. Шлиф IV—572. Увел. 55, ник. X.

ранние кварц и карбонат, образовавшиеся одновременно или почти одновременно со скарнами. Имея резко ксеноморфную форму, они выполняют промежутки между зернами пироксенов и гранатов.

Интересен парагенезис кварца и карбоната чешуйчатой формы; чешуи карбоната постепенно переходят в кварц, сменяют друг друга, с ними ассоциируют слюдястые минералы и тремолит (рис. 17). Кварц и карбонат замещают скарновые минералы (пироксен, слюда) и являются продуктами наиболее раннего послескарнового кварц-карбонатного метасоматоза, происшедшего еще в основную стадию минерализации сразу вслед за скарнообразованием (рис. 18).

К первой и второй (основным) стадиям минерализации относятся и эпидотизация. Причем эпидот образовывался сразу после скарнов, еще до наложения на них свинцово-цинковой сульфидной минерализации.

Эпидотизация — очень широко и повсеместно распространенный процесс — развивается почти в равной степени по гранатам и



Рис. 17. Развитие тремолита и кварца в скарновой породе. Шлиф VII—542. Увел. 55, ник. X.

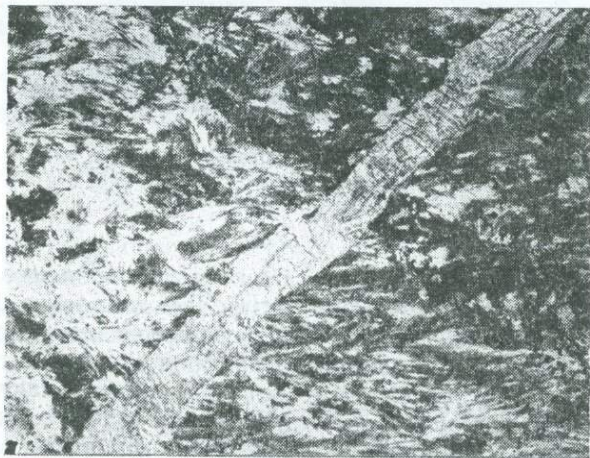


Рис. 18. Развитие карбоната и кварца по скарновым минералам (кварц-карбонатный послескарновый метасоматоз). Шлиф VI—414. Увел. 55, ник. II.

пироксенам, по последним несколько интенсивнее. Эпидот образует неправильные пятнообразные скопления очень мелких неправильных округлых зерен, прозрачных и слабоокрашенных в травяно-

зеленоватый цвет с довольно отчетливым плеохроизмом, переходящим к центральным частям скоплений в грязно-бурый, тонкозернистый, почти непрозрачный землистый агрегат, часто покрывающий гранаты и пироксены сплошной коркой. Характерно зональное замещение гранатов эпидотом — в отдельных крупных хорошо ограниченных зернах эпидот выполняет центральные части граната, иногда даже образует кольцеобразные выделения, повторяющие грани граната (рис. 19). В пироксенах эпидотизация начинается по спайности. Интересна выявленная в скарнах ячеистая текстура



Рис. 19. Гранат-пироксеновый скарн. Зональное замещение гранатов эпидотом и другими вторичными продуктами. Шлиф IX—2470. Увел. 55, ник. II.

породы. Эпидот образует кольца, выполненные в центре тонкозернистым карбонатным агрегатом.

В распределении эпидотового материала часто наблюдается некоторая ориентировка, еще более подчеркивающая полосчатую текстуру скарнов, что связано, очевидно, с полосчатым расположением гранатов и пироксенов и с тяготением эпидота к центральным частям последних (рис. 20). Относительно слабопроявленные на северо-западном участке хлоритизация и серицитизация, видимо, сопровождали свинцово-цинковое оруденение, которому сопутствовали также окварцевание и карбонатизация скарнов.

Третья и четвертая стадии минерализации, следующие за основной, рудной, характеризуются прежде всего интенсивным окварцеванием и карбонатизацией.

Наиболее интенсивным оказывается раннее окварцевание третьей стадии, следующее за основной свинцово-цинковой сульфидной минерализацией. Интересно послойное, полосчатое, распределение мелкозернистого ксеноморфного кварца с очень чет-

кими ограничениями зерен и отчетливым ровным угасанием в отличие от расплывчатых очертаний волнистого нерезкого угаса-

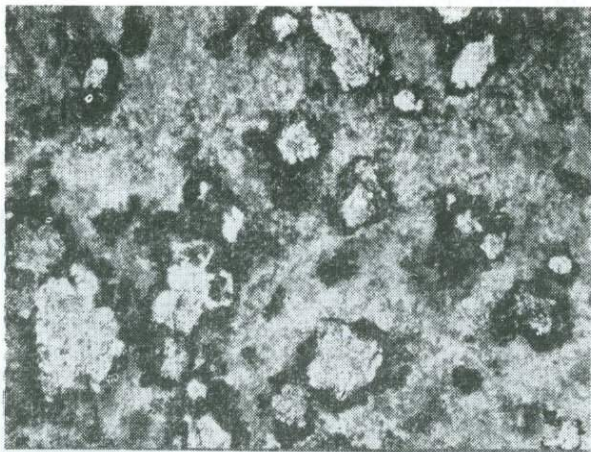


Рис. 20. Ячеистая текстура скарновой породы (черные кольца — эпидот, центральные части ячеек выполнены карбонатом). Шлиф VI—378. Увел. 55, ник. II.



Рис. 21. Полосчатое распределение кварца в гранатовом скарне. Четко видно пересечение кварца более поздним. Шлиф XIII—103. Увел. 45, ник X.

ния кварца непосредственно послескарнового карбонатно-кварцевого метасоматоза (рис. 21).

Послойное окварцевание в наиболее (рис. 22) ослабленных участках переходит в сплошное интенсивное окварцевание, мелкозер-

нистый кварц сменяется крупнокристаллическим. Интересно, что ксеноморфный кварц как бы обтекает грани граната и пироксена, форма которых полностью сохраняется.

В сильно окварцованных участках среди сплошного кварцевого поля в виде реликтов сохраняются отдельные зерна гранатов правильной шестигранной формы. В ассоциации с кварцем в резко подчиненном количестве находится крупнозернистый ксеноморфный карбонат.

В шлифах наблюдаются многочисленные тонкие карбонатно-кварцевые прожилки, секущие скарновые и рудные минералы и пе-

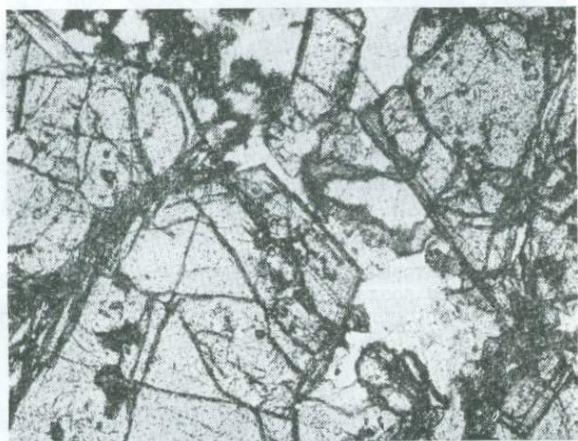


Рис. 22. Окварцевание и карбонатизация гранатового скарна. Шлиф V—5156. Увел. 55, ник. П.

ресекающиеся друг с другом. Часто отчетливо пересекаются этими прожилками кварц и карбонат (рис. 23). В какой-то мере окварцевание сопровождалось оруденением. Встречен ряд прожилков, выполненных кварцем в ассоциации с рудными минералами.

С глубиной, по мере приближения к наиболее глубоким горизонтам, состав скарнов заметно изменяется. Наряду с пироксенами несколько большую роль приобретают гранаты, причем, преобладают крупнозернистые, анизотропные, прекрасно ограненные, отчетливо зональные разности. Характерны чисто пироксеновые или чисто гранатовые разности. Пироксены отличаются появлением более крупных кристаллов удлиненно-призматической формы, четкой ориентировкой по удлинению.

С глубиной более отчетливо прослеживаются все выделенные ранее этапы минерализации, причем, интенсивно проявленные. Особенно широко развита эпидотизация. Эпидот, развитый в равной мере по гранатам и пироксенам, часто образует сплошное поле, в котором с трудом угадываются отдельные гранат-пироксеновые реликты (рис. 24).

Таким образом, на глубоких горизонтах широко развиты вторичные эпидозиты, полученные за счет метасоматического заме-

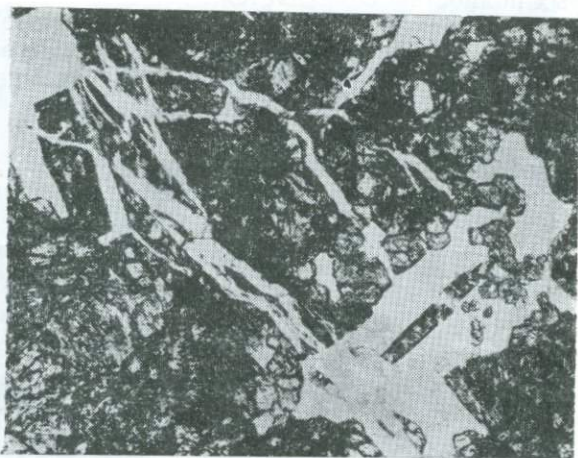


Рис. 23. Гранатовый скарн. Развитие кварца двух генераций. Более поздние тонкие прожилки кварца секут кварц ранней генерации. Шлиф IX—2469. Увел. 55, ник. II.

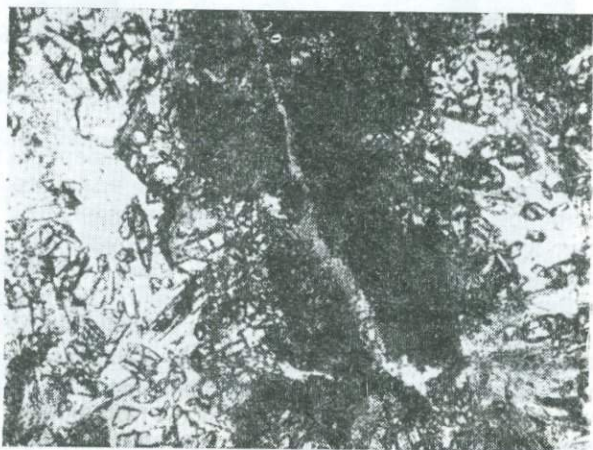


Рис. 24. Развитие хлорита (тонкий прожилок) в интенсивно эпидотизированном окварцованном пироксеновом скарне. Шлиф IX—2460. Увел. 55, ник. X.

щения гранат-пироксеновых скарнов. Здесь в отличие от верхних горизонтов сильно распространена хлоритизация. Крупночешуйча-

тый зеленый хлорит с ярким плеохроизмом образует розетковидные скопления по карбонатной массе как бы обтекая пироксены. Отдельные прожилки секут скарновые минералы и развитый по ним эпидот. Таким образом, хлоритизация по времени произошла позднее эпидотизации, однако, в ту же основную рудоносную стадию. Часто хлорит в ассоциации с эпидотом почти полностью замещает скарновые минералы, образуя хлорит-эпидотовые метасоматиты. При этом породы бывают интенсивно раздроблены, брекчированы и сцементированы более поздним карбонатом.

Так же интенсивно развита карбонатно-кварцевая минерализация. Если на верхних горизонтах кварц третьей стадии минерали-

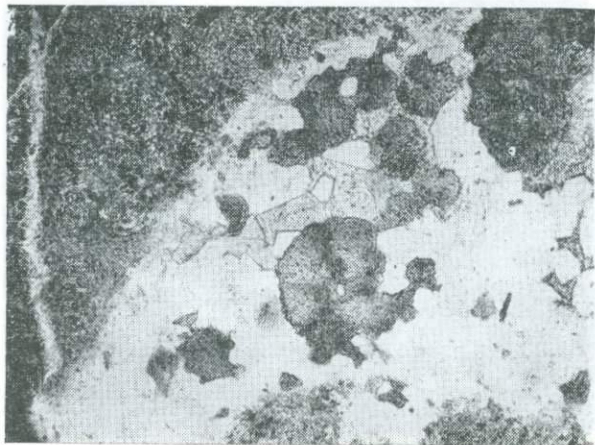


Рис. 25. Карбонатно-кварцевый метасоматит с отдельными реликтами скарновых минералов. Шлиф IX — 2479. Увел. 55, ник. X.

зации выполняет отдельные ослабленные участки в скарнах, то на глубоких горизонтах в некоторых случаях он вместе с карбонатом полностью замещает скарны, образуя карбонатно-кварцевые метасоматиты с отдельными реликтами скарновых минералов (рис. 25). Эти реликты также бывают замещены карбонатом, хлоритом, эпидотом и угадываются только по отчетливо сохранившейся форме кристаллов, что особенно характерно для гранатов.

В ассоциации с ксеноморфным крупнозернистым кварцем встречается, очевидно, близкий ему по времени образования коричневый хлорит, образующий сходные с кварцем крупные ксеноморфные относительно изометричные выделения с ровной или пятнистой густой коричневой окраской, которая, видимо, обусловлена лимонитизацией хлорита. Только при скрещенных николях проявляется характерная для хлорита мелкочешуйчатая структура.

Для глубоких горизонтов характерна гранатизация пироксенов — развитие мелкозернистого анизотропного граната по спайности последних.

Карбонатно-кварцевые прожилки третьей и четвертой стадий минерализации развиты интенсивнее, чем на верхних горизонтах. При этом наряду с чисто кварцевыми встречаются прожилки, vyplненные кварцем с ярко-зеленым чешуйчатым хлоритом (аномальной индигово-синей интерференционной окраской), собранным в розетки (рис. 26). Они секут прожилки чисто кварцевого состава.

Рудные минералы концентрируются в виде полос, вкрапленности, отдельных прожилков и крупных сплошных скоплений. Харак-

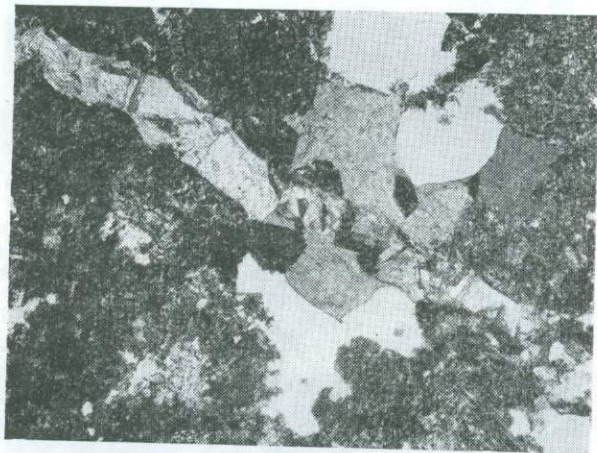


Рис. 26. Скарновая порода с хлорито-кварцевым прожилком. Шлиф XIII—100. Увел. 45, ник. X.

терно полосчатое распределение рудных минералов согласно общей слоистости скарнов, еще более подчеркивающее полосчатую текстуру породы. Так, рудное тело «Новое» сложено известковыми гранат-пироксеновыми скарнами, минеральный состав которых очень близок к составу описанных скарновых тел в северо-западной части участка. Значительную роль играют гранатовые скарны уже на средних горизонтах. Гранаты также анизотропные, от мелко- до крупнозернистых, с хорошо выраженной зональностью. Довольно часто встречаются и чисто пироксеновые скарны, обычно мелкозернистые со слабоидiomорфными кристаллами, нечетко удлинённой формы. Структура скарнов соответственно гранобластовая (для гранатовых) и нематобластовая (для пироксеновых). Текстура иногда массивная, но в основном полосчатая, обусловленная чередованием гранатовых или пироксеновых полос со светлыми известняковыми, сложенными ксеноморфным относительно изометричным кальцитом. Аналогичная закономерность наблюдается при оквар-



цевании, которое также распределяется по слоистости, подчеркивая полосчатую текстуру породы. Замещение скарновых минералов сульфидами свинца и цинка и другими рудными также контролируется общей слоистостью рудовмещающей толщи. Поэтому в большинстве случаев распределение рудных обуславливает резко выраженную полосчатую текстуру породы.

Минерализация и ее поэтапная последовательность — единая для всего месторождения Курусай 1. Послескарновый кварц-карбонатный метасоматоз развился здесь не только на контакте скарнов с известняками. Имеются значительные участки, сложенные удлиненно-чешуйчатым карбонатом, унаследовавшим реликтовую фор-



Рис. 27. Полосчатая текстура скарнированного мрамора. Шлиф VII — 542. Увел. 55, ник. П.

му замещенных им минералов (вероятно, чешуйчатого пироксена). Интересен случай, когда порода имеет отчетливую полосчатую текстуру, а чешуи ориентированы поперек общей слоистости. На контакте скарнов с известняками послескарновый метасоматоз проявился в полном замещении удлиненно-призматических кристаллов пироксена карбонатом. Реликтовая форма пироксенов при этом полностью сохраняется (рис. 27).

Интенсивно развитая кварцевая послесульфидная минерализация, обусловившая для большинства скарнов яркую полосчатую текстуру породы, проявилась здесь интенсивно. Благодаря ей скарны имеют «псевдопорфировую» структуру. Отдельные кристаллики пироксенов разбросаны на едином кварцевом поле, образованном крупнозернистыми ксенобластами. Отличительной особенностью являются интенсивная серицитизация скарнов и хлоритизация, характерные только для глубоких горизонтов. Здесь серицит — составная часть большинства скарнов — образует неправильные пятнообразные скопления и прожилки, часто выполняя промежутки

между полосами гранатов или пироксенов. Он играет ту же роль, что возникший почти одновременно со скарнами кварц или кальцит. То же можно сказать и о хлорите. Для рудного тела «Новое» характерна также значительная прожилковая эпидотизация. Эпидот в прожилках находится в ассоциации с кварцем, реже карбонатом.

Если на верхних и средних горизонтах полосчатость в известняках возникает в основном благодаря наличию многочисленных субпараллельных зонок дробления, то на глубоких горизонтах сланцеватость в известняках объясняется ориентированным расположени-

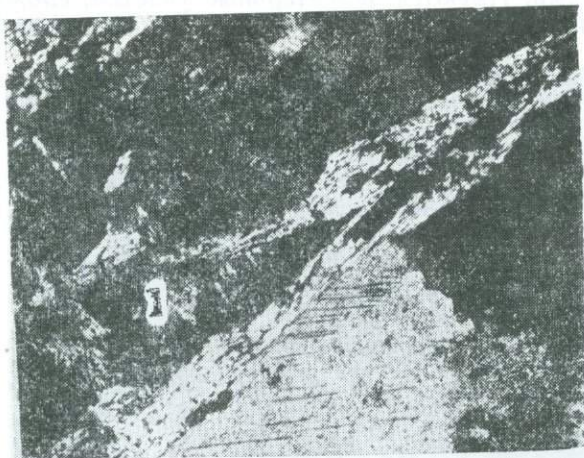


Рис. 28. Мраморизованный известняк. Развитие мусковита по трещине. Шлиф. V—512. Увел. 60, ник. X.

ем зерен кальцита, их удлинением, вытянутостью в одном направлении, что является следствием тектонических напряжений (рис. 28).

Таким образом, на верхних горизонтах карбонатные породы подвергались преимущественно хрупкой, а на нижних — пластической деформации.

Рудные минералы более детально описаны нами ранее (Дуброва, Рахимов, 1971). Поздние исследования на глубоких горизонтах существенных корректив не внесли.

### Стадийность процесса минералообразования

Мы установили, что на месторождении Курусай 1 гипогенное минералообразование развивалось в четыре стадии (табл. 24).

В начале первой стадии (скарново-силикатной с магнетитом) возникли биметасоматические скарны, сложенные пироксенами — салитом, диопсидом, геденбергитом, авгитом и замещающими их изотропными гранатами гроссуляр-андрадитового ряда, волластонитом, эпидотом, везувианом и кварцем. После незначительных

тектонических подвижек, проявившихся в процессе формирования минеральной ассоциации данной стадии из растворов, отлагались пирит и гематит, по которому впоследствии развивался мушкетовит, а затем кристаллизовались магнетит, пирротин, сфалерит, халько-

Таблица 24

Парагенетическая схема минералообразования на месторождениях Курусай-Туранглинского рудного поля

Стадия минерализации Тип минеральных образований	Биметасоматические скарны				Инфильтрационно-метасоматич. скарны				Жильные образования			
	Скарно-силикатная с магнетитом				Скарно-водно-силикатно-сульфидная				Кварц-карбонат-сульфидная		Кварц-флюорит-дрит-кальцитовая	
Минерал	Гидротермальный интродуцированный	Кварц-гематит-эпидитов.	Пирротин-серафимит-демассит.	Гроссулар-спраудитовый	Гематит-эпидит-кардэевый	Хлорит-сульфидный	Андадит-кальцитов.	Сульфидно-кальцитовый	Барит-ангелит-кварц-цельсигей	Кальцитовый		
САЛИТ												
ДИОПСИД												
КОБАНИТ												
АКТИНОЛИТ												
ЭПИДОТ												
ВИДЛУЧЕНИТ												
АДЕНИТ												
МАНГАТ-ДЕНСЕЛИХ												
ТРЕМОЛИТ												
ХЛОРИТ												
БЕЛУШАН												
СЕРПЕНТИН												
КУБИТ												
ЦИАЗИТ												
ДЕКЛОРИТ												
ГАУШИТ												
СЕРИЦИТ												
КВАРЦ												
ГЕМАТИТ												
МАГНЕТИТ												
МУШКЕТОВИТ												
ГАДЕНИТ												
СФАЛЕРИТ												
КАДЕШАН												
ПИРОТИН												
ПИРИТ												
МАРКАЗИТ												
БАЖКАЯ РУДА												
СУЛЬФОСЛИ В1												
ХАЛЬКОПИРИТ												
БОРИТ												
АКРОДИРИТ												
ВАХТЕРИТ												
ВИСМУТИН												
ПРЮСАИТ												
ГРАФИТ												
САМОРОДНОЕ АУ												
САМОРОДНОЕ АГ												
САМОРОДНЫЙ В1												
ДОЛОМИТ												
КАЛЬЦИТ												
ФЛОРИТ												
БАРИТ												

пирит, кубанит, образующий продукты твердого распада с халькопиритом, галенитом. В эту стадию выделялись в небольшом количестве тремолит, актинолит, серпентин, хлорит, скаполит и кальцит. Во вторую стадию — (скарново-водно-силикатно-сульфидную) — образовались инфильтрационно-метасоматические скарны. Минеральные ассоциации в ней также разделяются незначительными

перерывами. После кристаллизации мангангеденбергита, зональных анизотропных андрадитов, актинолита, тремолита и скаполита, кварца, эпидота, гематита и магнетита образовалась основная масса пирита, галенита, сфалерита, халькопирита в ассоциации с тетраэдритом, галеновисмутитом, самородным висмутом и другими минералами. В процессе отложения минеральной ассоциации этой стадии рудоносные растворы в основном поступали по тем же каналам, что и растворы, обусловившие возникновение минералов первой стадии минерализации после повторных движений по Акчагальскому разлому и приоткрывания отдельных его интервалов. Инфильтрационные метасоматические скарны пересекают биметасоматические. Вслед за ними в две самостоятельные последующие стадии минерализации сформировались кварц-карбонатные и кальцитовые жилы. Минералы третьей стадии (кварц-карбонат-сульфидной) представлены поздним анизотропным андрадитом, развитым в небольшом количестве, кварцем, кальцитом, тремолитом, ксонолитом, пектолитом с незначительным количеством галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, самородного золота и других минералов.

В четвертую стадию (кварц-флюорит-барит-кальцитовую) вместе с кальцитом и кварцем в незначительном количестве образовались флюорит, барит и мономинеральные выделения пирита, халькопирита, галенита и сфалерита. Жилы последних двух стадий минерализации выполняют трещины северо-западного, северо-восточного и близмеридионального направления. В отношении свинцово-цинкового оруденения наиболее продуктивной оказалась вторая стадия минерализации.

Минеральные ассоциации, возникшие во все стадии минерализации, образовались в период возобновления движений по главным разрывным нарушениям северо-западного простирания, после того, как вдоль Акчагальского разлома внедрились диориты и дайки кислого, основного и щелочного состава. Следовательно, скарны и связанные с ними руды на месторождениях Курусай-Туранглинского рудного поля сформировались после внедрения магматических образований.

## КАНСАЙСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

### Вещественный состав скарнов и руд

Гипогенные минералы большинства свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля изучали И. А. Дюгаев (1935), Ю. А. Арапов (1936), Ф. И. Вольфсон (1951), В. А. Жариков (1959), В. С. Попов (1960), З. И. Протодряконова и др. Исследователи пришли к общему выводу, что скарново-рудные ассоциации, наблюдаемые на этих месторождениях, возникли в течение нескольких стадий минерализации, однако, о количестве стадий, проявленных здесь, единого мнения пока не сложилось.

В. А. Жариков в формировании полиметаллических руд выделяет две фазы: 1) высокотемпературная пироксеновая и 2) среднетемпературная актинолитовая. По его мнению, шире проявлена вто-

рая фаза, в процессе которой оруденение накладывается на ранее возникшие скарны, замещающиеся кальцитом, кварцем, актинолитом и эпидотом. Высокотемпературная пироксеновая фаза накладывается на уже сформированные скарны.

В вопросе о формировании скарнов и связанных с ними руд на Кансайском рудном поле сложилось два разных представления. Н. Н. Королева, В. С. Попова считают, что скарны возникли раньше оруденения, в самостоятельный пневматолитовый этап, а оруденение полностью наложено на скарны. Ф. И. Вольфсон, В. Д. Сазонов пришли к выводу, что минералы скарнов и рудные минералы находятся в парагенетической ассоциации и вместе формируются в несколько стадий минерализации.

Новейшие исследования Ф. И. Вольфсона, И. В. Дубровой и Л. Н. Индиченко и автора полностью подтверждают второе представление. В пределах Кансайского рудного поля установлены магнезиальные скарны магматического этапа, а также постмагматические известковые скарны и тесно связанные с ними сульфидные руды. Собственно магнезиальные скарны состоят из диопсид-авгита, салит-авгита, кальцита (широко распространенного) и магнетита (мало распространенного). При послемагматическом изменении магнезиальных скарнов образуются кальцит, флогопит, серпентин, пирит, клинохлор и другие.

В пределах Кансайского рудного поля широко распространились процессы наложенных известковистых скарнов на магнезиальные. При этом получают следующие новообразованные минеральные ассоциации: салит-геденбергит, андрадит, эпидот, хлориты, везувиан и др. Среди известковистых скарнов выделяются биметасоматические и инфильтрационные. Первые располагаются в виде вытянутых зон или линз, несущих вкрапленность сульфидов вдоль контактов малых интрузий с палеозойскими известняками.

Инфильтрационные скарны развиты полностью в известняках  $D_3-C_1$ , где образуют типичные трубообразные рудные тела, несущие в основном массивные сульфидные руды. Биметасоматические известковистые скарны имеют в основном пироксен-гранат-эпидотовый состав.

Рудные тела, залегающие внутри известняков и приуроченные к инфильтрационным скарнам, сложены жильными минералами, развитыми в парагенезисе с рудными мангангеденбергитом, андрадитом, кварцем, манганкальцитом и кальцитом, в некоторых случаях появляются актинолит, хлорит и тремолит, развивающиеся по пироксенам. Среди рудных минералов главные — пирит, сфалерит и галенит, иногда отмечаются арсенопирит и пирротин. В виде постоянной небольшой примеси развит халькопирит, с которым иногда ассоциирует кубанит, образующий структуру твердого распада. Часто отмечаются в небольших количествах блеклые руды и галеновисмутин.

При изучении минерального состава руд месторождения Центральной Кансай, мы много внимания уделили выяснению особен-

ностей минералогии руд наиболее глубоких горизонтов, вскрытых к настоящему времени. Для этой цели было обработано большое количество образцов (более 200), взятых с доступных горизонтов (XII, XIV, XV и XVI). В результате просмотра шлифов выяснилось, что в целом здесь минеральный состав руд имеет много сходных черт с более высокими горизонтами (Протодьяконова, 1958; Попов, 1960; Дуброва, Титов, 1965; Протодьяконова, Попов, 1972).

В рудах с XII горизонта преобладают пирит и сфалерит и заметно развиты халькопирит и гематит. Зерна пирита отчетливо идио-

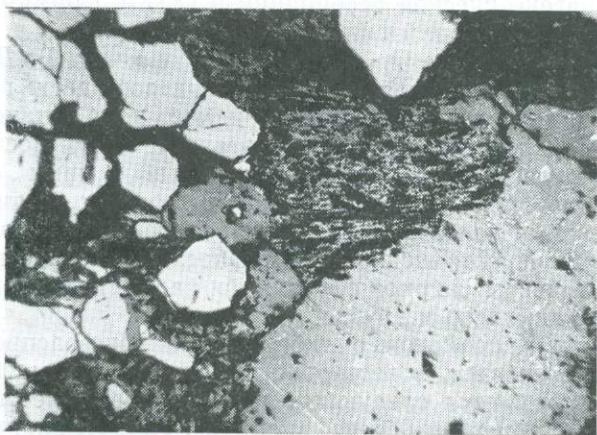


Рис. 29. Идиоморфные формы выделения зерна пирита (белый) и гематита (серый). Между чешуйками гематита и зернами пирита развивается сфалерит (светло-серый) с эмульсионными включениями халькопирита. Ц. Кансай, XII гор. штр. I, орт. 4. Шлиф полир. № 1223, ув. 40.

морфны и их поперечные сечения колеблются от 0,1 до 0,5 мм<sup>2</sup>; они часто плохо сцементированы и легко рассыпаются. В большинстве шлифов пространство между зернами пирита выполнено халькопиритом, образующим самостоятельные гнездообразные и линзообразные выделения. В некоторых случаях зерна пирита имеют мелкие включения сфалерита и халькопирита. Пространство между зернами пирита в ряде шлифов заполнено не только халькопиритом, но гематитом и сфалеритом (рис. 29). Местами сфалерит распространен широко и слагает до 75—80% минералов в шлифах. Он содержит эмульсионную вкрапленность мелких включений халькопирита, отдельные зерна окаймляются мелкозернистым пиритом. В шлифах, отобранных на XIV горизонте, часто отмечаются не только сфалерит, но и галенит с резким преобладанием первого. Галенит обычно проникает между зернами сфалерита, причем в ряде случаев он интенсивно корродирует последний. В нем часты мелкие включения халькопирита. Важно отметить, что в некоторых шлифах как в гале-

ните, так и сфалерите, выявляются реликты вытянутых жильных минералов — хлорита и тремолита. При этом сульфиды пересечены более поздним прожилком кварц-карбонатного состава.

А. В. Жукова на XVI горизонте месторождения Центральный Кансай по скважине № 1879 в интервале от 80 до 90 м обнаружила повышенное содержание вольфрама. Вскоре участок был вскрыт штреком № 7, где по южной стенке и кровле в интервале 230—300 м при помощи люминескопа обнаружена шеелитовая минерализация. Она приурочена к контакту гранодиоритов с известняками и локали-

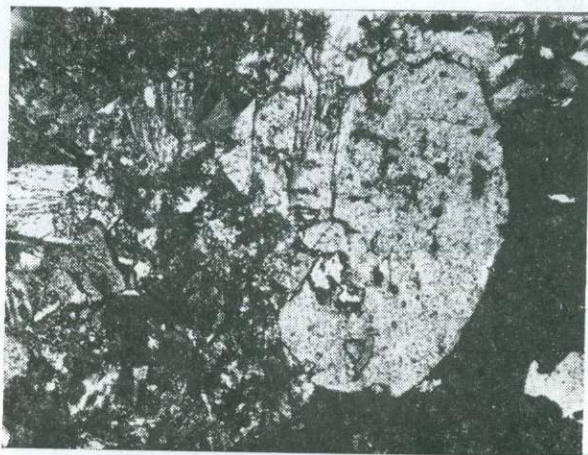


Рис. 30. Шеелит (серый) в пироксен-эпидотовом скарне (темно-серый); рудные минералы (черный). Ц. Кансай, XII гор., штрек № 7, шлиф прозр., № 50. ник. полу-скрещ., ув. 70.

зуется в эндоскарнах лежащего бока дайкообразной интрузии. В этом интервале глубин наблюдается спорадическая вкрапленность шеелита, контролируемая тончайшими волосовидными трещинами с различными элементами залегания. Кроме того, здесь же выделены два обогащенных участка. На первом вольфрамовая минерализация приурочена к серии мельчайших субгоризонтальных трещин, на втором шеелит приурочен к зоне пиритизации (рис. 30). На глубоких горизонтах эта зона не вскрыта.

На XV горизонте состав руд по отношению к XIV практически не меняется. В гранат-пироксеновом скарне преобладает сфалерит, галенит же носит подчиненный характер. При этом в галените включения халькопирита не наблюдаются, они выявляются в сфалерите. Здесь отмечены полосчатые текстуры руд. Они образуются за счет замещения сфалеритом, реже галенитом, который обычно имеет причудливые формы полосок геденбергита в гранатовом скарне. В этих же рудах в сфалерите галенит образует прожилковые выделения и местами четко корродирует последний (рис. 31).

На XVI горизонте чаще, чем в вышележащих горизонтах отмечается лучистый гематит, образующий гнезда и направленные скопления.

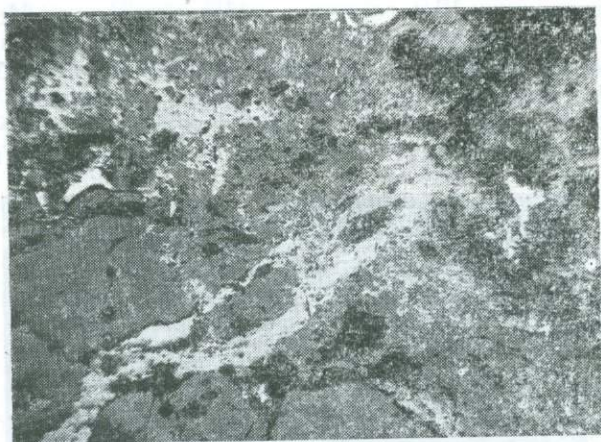


Рис. 34. Прожилковые и вкрапленные метасоматические выделения сфалерита (серый) и галенита (блестящий) в скарнированной породе. Ц. Кансай, XV гор., восстанавливающий 202. Шлиф полир. № 1202, ув. 40

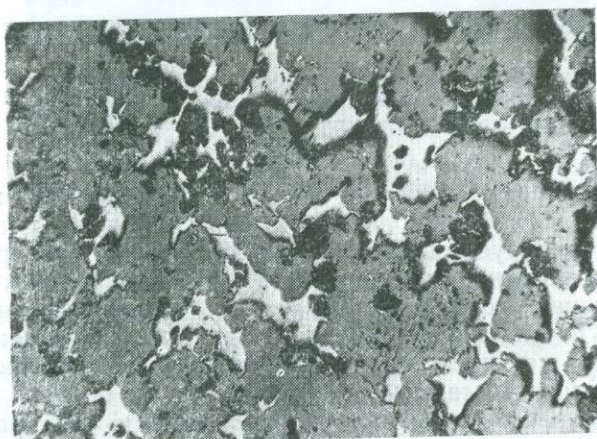


Рис. 32. Коррозионные формы выделения сфалерита (светло-серый) среди минералов скарнов (серый). Черное — дефекты полировки. Тот же шлиф, что на рис. 31, ув. 120.

ления среди нерудной массы. По гематиту, корродируя его, развивается халькопирит. Местами в ассоциации с названными минералами отмечаются сфалерит и галенит, выполняющие пространство



между лучистыми кристаллами гематита без видимой коррозии последнего. В сфалерите обычно наблюдаются мелкие включения

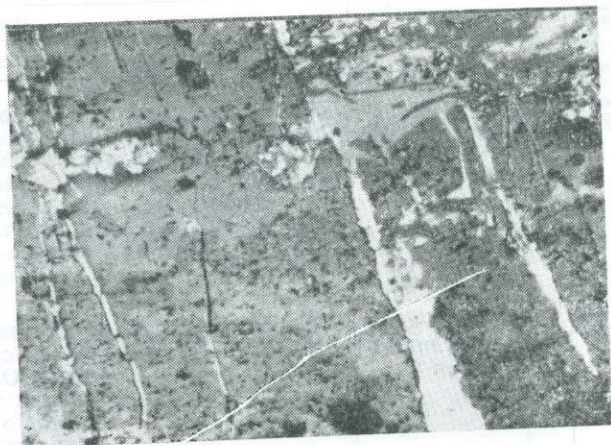


Рис. 33. Прожилковые выделения сульфидов (белый) в скарнированной породе (серый) с хорошо очерченными контурами, прослеживающимися между полосами развития метасоматических выделений галенита и сфалерита. Ц. Кансай, XIV гор., восст. 212, р. т. Четка. Шлиф. полир. № 1285, ув. 40.

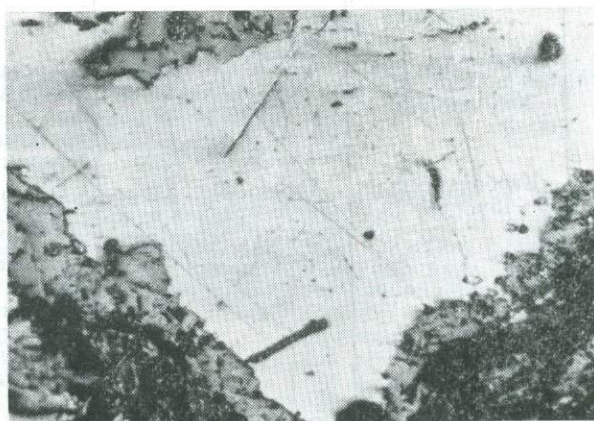


Рис. 34. Развитие магнетита (серый) вдоль зерен гематита с халькопиритом (белый). Ц. Кансай, XIV гор., квершлаг № 1, рассечка 2, р. т. Четка. Шлиф. полир. № 1510, ув. 70.

халькопирита. Целый ряд шлифов оказался сложным сплошными сульфидами, из которых почти половину составляет сфалерит. По

## Минеральный состав рудного тела Четка на XVI

Место взятия образца	Порода	Основные минералы,	
		пирит	сфалерит
XVI горизонт, кваршлаг № 1	Эпидотизированный гранит с гнездами карбоната, хлорита и сульфидов	Редкие гнезда и отдельные вкрапления как в граните, так и среди других сульфидов. Зерна имеют идиоморфические очертания. Пирита около 10%	Около 5% к массе шлифа. Образует сплошные участки, содержит мелкую вкрапленность халькопирита, реже галенита
XVI горизонт, кваршлаг № 1	Гранит на контакте с рудными минералами	То же	Составляет около 20% к сульфидной части. Образует сплошные участки с густой эмульсивидной вкрапленностью халькопирита
55 м, ниже XVI горизонта	Почти сплошные сульфиды	Составляет 60—70%. Размер зерен 0,5—2 мм в попер. сеч. кристалла	Составляет около 1% включения в пирите
60 м, ниже XVI горизонта	Кварц-карбонатная порода. 25—30% площади шлифа	Слагает 35—40% от массы сульфидов. Размер зерен до 0,5 мм в сеч. кристалла. Форма куба	Составляет около 10—15% массы сульфидов. Выполняет пространство между зернами пирита
65 м, ниже XVI горизонта	Карбонат-эпидот 10—15%	Около 60%. Образует скопления идиоморфных зерен размером до 2 мм	Около 8%. Образует небольшие скопления и выполняет пространство между зернами пирита в сфалерите, присутствует густая мелкая вкрапленность халькопирита
76,5 м, ниже XVI горизонта	Кварц-карбонатная порода	Около 70%. Зернистые агрегаты, размер зерен 0,5—1—2 мм	Около 50%. Образует мелкие гнезда, выполняет пространство между зернами пирита

## горизонте и глубже по данным скважины № 1936

слагающие рудное тело

галенит	халькопирит	гематит	магнетит
<p>Около 5%. Образует мономинеральные гнезда на контакте со сфалеритом и халькопиритом, контакт их чаще прямолинейно-ломанный, реже коррозионный, зазубренный</p> <p>Составляет 15—20%. Образует участки на контакте со сфалеритом и халькопиритом. Контуры контакта обычно прямолинейно-ломанные, реже зазубрены</p> <p>Мелкие выделения в сфалерите и между зернами пирита и гематита</p>	<p>Около 5%. Образует мономинеральные гнезда на контакте со сфалеритом и галенитом, находится эмульсионными включениями в сфалерите</p> <p>Составляет около 15%. Образует гнезда и вкрапленность в сфалерите</p> <p>Составляет около 3%, пересекает прожилками пирит и магнетит. Корродирует гематит</p>	<p>Около 60% находится в сростании с пиритом. Идиоморфен относительно пирита, но расположен между его кристаллами</p> <p>Присутствует около 5%, располагается между идиоморфными зернами пирита, образует пачки чешуйчатых агрегатов размером 1—3 мм по длинной оси</p>	<p>Около 5% образует псевдоморфозы по гематиту</p> <p>Развит местами по гематиту, псевдоморфно замещающая его</p>
<p>Составляет около 10%. Образует гнезда и тонкие прожилки в сфалерите и пирите</p>	<p>Составляет до 10—15%. Образует гнезда и вкрапления в халькопирите</p>		
<p>Очень мало, около 1—2%. Образует мелкие просечки в сфалерите и галените</p>	<p>Очень мало, около 2—3%, находится эмульсионными включениями в сфалерите. Редко образует самостоятельные гнезда</p>		
<p>Около 10%. Корродирует и замещает сфалерит и пересекает пирит и корродирует его</p>	<p>Очень мало, около 0,5%, образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите</p>		

сфалериту, корродируя его, развиваются галенит и халькопирит (рис. 32). Пирит отмечен в виде самостоятельных скоплений зерен и идиоморфных включений в сфалерите.

На XVI горизонте, как и на XV, часто отмечаются полосчатые руды в скарпах и скарнированном рассланцованном известняке (рис. 33). Такие руды сложены сфалеритом, халькопиритом, реже галенитом. В некоторых местах наблюдаются прожилки, выполненные сульфидами с четкими прямолинейными контактами, уходя-

Таблица 26

**Результаты химического анализа объединенных борзодовых проб из месторождения Центральный Кансай**

Но- мер про- бы	Рудное тело	Го- ри- зонт	Кол- во проб	Содержание, %						Содержа- ние, г/т		Примечание
				Pb	Zn	Cd	Bi	Cu	WO <sub>3</sub>	Au	Ag	
1 к	Слепое	XII	78	4,52	4,22	0,06	0,05	0,02	0,01	—	—	Анализы произво- дились в Цент- ральной химлабо- ратории УГ СМ ТаджССР. Из-за низкой чувстви- тельности приме- няемых методов Sn и Mo не ана- лизировались.
2 к	№ 8	XV	46	1,66	8,80	0,13	0,08	0,18	0,006	Сл	304,0	
3 к	Четка	XV	138	3,31	6,37	0,10	0,03	0,45	0,006	Сл	89,6	
4 к	№ 6	XII	64	2,23	2,65	0,04	0,03	0,37	0,01	0,2	70,2	
5 к	№ 8	XIV	59	0,32	0,44	0,007	0,01	0,02	0,006	Сл	11,2	

Примечание: Au, Ag определялись пробирным анализом.

щими в рассланцованную безрудную породу почти под прямым углом (рис. 34). Пирит развит незначительно и обычно образует отдельные мелкие зерна в сульфидах или породе и интенсивно корродирован галенитом и халькопиритом. В некоторых шлифах наблюдается повышенное содержание халькопирита, развитого в ассоциации среднечешуйчатого гематита, образующего гнездообразные скопления, и более позднего мушкетовита. Реже в подобных шлифах отмечаются сфалерит и галенит. Мушкетовит обычно развит в виде каймы на контакте гематита с халькопиритом. Халькопирит, кроме того, часто пересекается галенитом. В ряде шлифов чередуются полосы скарных минералов и сульфидов цинка и свинца с преобладанием сфалерита, в котором отмечаются эмульсионные включения халькопирита. Пирит отмечается лишь в виде редких реликтовых включений в галените. Вместе с тем, как и на более высоких горизонтах, здесь местами в рудах из сульфидов практически развит один пирит, образующий густую вкрапленность и гнездообразные скопления зерен (табл. 25).

Из дубликатов борзодовых проб, мы составили объединенные пробы, которые подвергли химическому анализу (табл. 26).

Таким образом, можно заключить, что состав руд глубоких горизонтов месторождения Центральный Кансай имеет много сходных черт с рудами средних и верхних, но отчетливо намечаются и существенные различия, которые заключаются в следующем:

1. С глубиной заметно увеличивается содержание сфалерита и халькопирита. Если на верхних и средних горизонтах галенит и сфалерит были развиты примерно в одинаковых концентрациях, то с глубиной количество свинца существенно уменьшилось при сохранившемся содержании цинка.

2. На глубоких горизонтах из минералов железа в рудах значительно развит гематит, а количество пирита при этом существенно не изменилось.

3. На глубоких горизонтах полностью отсутствуют (судя по данным изученных полированных шлифов) какие бы то ни было сульфосили, включая блеклые руды, заметно развитые на средних и верхних горизонтах.

4. С глубиной более распространены полосчатые текстуры, что обусловлено переходом зон дробления в рассланцевание.

#### СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Ф. И. Вольфсон, В. Д. Сазонов, И. В. Дуброва, В. Н. Титов и автор установили, что сульфидная минерализация на месторождении Кансайского рудного поля (табл. 27) проявляется в парагенетической ассоциации как с высокотемпературными скарновыми минеральными образованиями<sup>1</sup>, так и с более поздними низкотемпературными. Протекает она в следующие наиболее четко проявленные стадии (от ранних к более поздним): 1) скарново-силикатная с магнетитом и сульфидами; 2) скарново-водно-силикатно-сульфидная; 3) кварц-карбонатно-сульфидная; 4) кварц-барит-флюорит-кальцитовая.

Название выделенным стадиям дано по установленным сочетаниям минералов или по преобладанию характерных в рассматриваемой парагенетической ассоциации. Проведенные исследования показали, что такие сульфиды, как пирит, сфалерит, галенит, халькопирит — проходящие минералы и присутствуют во всех четырех стадиях минерализации. Наиболее развиты различные минералы в минеральных ассоциациях второй и третьей стадии. При этом установлено, что большинство сульфидов на всех стадиях минерализации образовалось несколько позднее силикатов и окислов и как бы завершало процесс минералообразования каждой из них.

Первая стадия (скарново-силикатная с магнетитом и сульфидами) формировалась в процессе интенсивного метасоматического замещения известняков. Минеральные образования обычно локализируются вблизи контакта известняков с интрузивными породами.

<sup>1</sup> В связи с тем, что скарновые рудные минералы Кансай сходны с Курусайскими, их описание здесь не приводится.





реже в известняках или интрузивных породах, находящихся на относительно небольшом расстоянии от контакта. Они, как правило, контролируются разрывными нарушениями.

В первую стадию образовались силикаты и в незначительном количестве окислы, а также рудные минералы. Главное значение имеют минералы (в порядке распространения): диопсид-геденбергит, эпидот, гроссуляр, флогопит, волластонит; второстепенные — пирит, гематит, магнетит, пирротин, сфалерит, делессит; более редки — везувиан, кварц, галенит, халькопирит, кальцит, висмутин, самородные висмут и серебро. Первыми кристаллизовались силикаты: пироксен, геденбергит-диопсид, гранат-гроссуляр, флогопит, везувиан, волластонит, затем — окислы: кварц, гематит и совместно с ними — эпидот и пирит, последними — сульфиды: пирротин, сфалерит I, галенит I, халькопирит I, пирит I. В ассоциации с ними выделялись магнетит, делессит, кальцит, самородный висмут и самородное серебро. Отмечены единичные находки висмутина.

Минеральные образования первой стадии наиболее развиты на месторождениях Шевчуковское и Акташ. Слабее они проявлены в Центральном Кансае. На остальных месторождениях Кансайского рудного поля они распространены не широко и установлены в виде редких разрозненных или реликтовых тел.

Во вторую стадию отлагались следующие главные минералы: гроссуляр-андрадит, актинолит, тремолит, эпидот, пирит, сфалерит, галенит; второстепенные: мангансалит, хлорит-тюрингит, серпентин, скаполит, кварц, кальцит, пеннин; в меньшем количестве выделились мусковит, волластонит II, магнетит II, арсенопирит, сульфиды свинца, блеклая руда, аргентит, касситерит, шеелит. Порядок выделения минералов второй стадии следующий: мангансалит, гранат-актинолит, тремолит, хлорит-тюрингит, серпентинит, скаполит, мусковит, эпидот, кварц; в небольших количествах — магнетит, касситерит. Последними, как и в первую стадию, кристаллизовались сульфиды — пирит, сфалерит, галенит, сульфиды свинца, блеклая руда. Заканчивается вторая стадия образованием карбоната. При наложении второй стадии на первую широко проявлены амфиболитизация пироксена, коррозия и замещение пиритом магнетита, ранее образованного сфалерита первой стадии. При этом сфалерит I подвергался перекристаллизации с выносом железа. Во вторую стадию интенсивно замещался и перекристаллизовывался ранее выделившийся гранат-гроссуляр с образованием аномально-анизотропного гранат-гроссуляр-андрадитового ряда. Минеральные образования второй стадии проявлены на месторождениях Центральный Кансай, Камарсай, Окурдаван и Кантау.

Третья стадия представлена кальцитом, реже кварцем, андрадитом, лейхтенбергитом, пеннином, везувианом II. Из рудных минералов преобладают галенит III, пирит III, реже встречаются сфалерит (светлая разновидность), тетраэдрит, прустит, пираргирит, клаптолит. В ранний период третьей стадии кристаллизовались андрадит, кварц, везувиан; затем выделялись лейхтенбергит, пен-



нин, пирит, сфалерит, галенит, прустит, пираргирит, клапротолит, основная масса кальцита. В эту стадию пироксены, волластонит, актинолит, тремолит и другие ранее образованные минералы интенсивно замещаются кальцитом. Рудные минералы — магнетит, пирротин, пирит, сфалерит, галениты первой и второй стадии минерализации пересекаются прожилками кальцита и ассоциирующими с ним хлоритом и сульфидами третьей. При этом галенит III в виде прожилков пересекает, интенсивно корродирует и метасоматически замещает ранние по времени выделения: магнетит, пирит и сфалерит первой и второй стадий минерализации, что указывает на недостаток в рудообразующих растворах третьей стадии ионов серы, необходимой для образования галенита, сфалерита и других сульфидов. Минеральные образования третьей стадии широко распространены на всех месторождениях рудного поля. Иногда они образуют самостоятельные рудные тела. Наиболее полно она проявилась на месторождении Королево.

Четвертая стадия минерализации представлена: главными минералами — кальцитом и баритом; второстепенными — флюоритом, кварцем; редко встречающимися галенитом, сфалеритом IV (клеюфан), пиритом, халькопиритом, тетраэдритом, клапротолитом, пруститом, пираргиритом. Минеральные образования четвертой стадии на месторождениях Кансайского рудного поля располагаются несколько обособленно от скарново-полиметаллических рудных тел и обычно образуют самостоятельные крупные жилы (жила вульфенитовая) и тонкие прожилки.

В результате анализа распределения минералов в описанных 4-х стадиях установлено, что количественное проявление минералов тех или иных ассоциаций в различных стадиях минерализации на разных месторождениях неодинаково. Это выражается в преобладании на одних месторождениях или отдельных их участках минеральных ассоциаций силикатной, на других — силикатно-окисной или сульфидной подстадии минерализации. Описанные стадии минерализации на месторождениях рудного поля проявлены неравномерно. На месторождениях Акташ и Шевчукское широко проявлена первая стадия, Центральный Кансай — первая и вторая стадии, Окурдаван, Кантау, Камарсай — вторая и третья стадии, Королево — третья стадия.

## АЛТЫНТОПҚАНСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

### Вещественный состав скарнов и руд

Минеральный и вещественный состав скарнов и руд на месторождениях Алтынтопканского рудного поля изучали А. Б. Баталов (1952, 1954), А. М. Даминова (1933), В. Ф. Чернышев, В. А. Жариков (1959), Н. Н. Королева (1971, 1972), В. А. Королев и др. (1968, 1969, 1972), М. Р. Еникеев и др. В его пределах разведано девять

месторождений. Алтынтопкан, Сардоб и Чалата эксплуатируются, остальные временно законсервированы.

**Месторождение Алтынтопкан.** После внедрения даек под воздействием поднимающихся флюидов образовывались мощные зоны скарнов и скарновых тел трубчатой формы, локализация которых определялась трещинными структурами. Установлены следующие разновидности скарнов: диопсид-геденбергитовые (салитовые), родонитовые, гранатовые, эпидотовые, различные их взаимопереходы. Свинцово-цинковое оруденение локализуется только в скарнах.

Минералогию месторождения впервые детально изучил А. Б. Баталов. Он подчеркнул многофазность послейнтрузивного процесса минералообразования и выделил следующие этапы (стадии):

I. Пироксен-гранатовые скарны—образуются гранат, моноклинный пироксен, родонит, гематит I, и возможно, сфен.

II. Кварц-эпидотовые минеральные образования содержат роговую обманку, апатит, хлорит, ортоклаз, сульфиды, сопровождаемые кварцем, кальцитом, тремолитом, гранатом 2, эпидотом 2.

Для сульфидных минералов, наложенных на скарны, устанавливается следующая последовательность образования: 1) пирит, арсенопирит, пирротин; 2) сфалерит, халькопирит; 3) галенит, блеклая руда, аргентит.

III. Отложение крупнокристаллического галенита в кварцевых жилах с сопровождающими его сфалеритом, пиритом, халькопиритом, хлоритом и эпидотом.

IV. Кварц-баритовые жилы с карбонатом и гематитом 2.

V. Гипергенез.

А. Б. Баталов считает, что между этапами отмечались подвижки и все интрузивные породы, включая дайки диабазовых порфиритов, имеют доскарновый и дорудный возраст.

В. Ф. Чернышев, по наблюдениям оскарнованной дайки гранодиорит-порфира северо-западного простираения (р-на штольни № 6), названной «Колоколом», и на основе данных химанализов, считает, что образование скарновых зон осуществлялось путем диффузии под воздействием высокотемпературных гидротермальных растворов. Он пришел к выводу, что скарновые образования наблюдаются как вдоль контакта дайки с известняками, так и в известняках линейно расположенных вне видимой зависимости от контактов алюмосиликатных и известковых пород. В первом случае скарны замещают как известняки, так и интрузивные породы, во втором преимущественно пироксенового состава и содержат ничтожное количество глинозема, фосфора и титана. Скарны, развитые по интрузивной породе, в основном гранат-пироксенового либо эпидотового состава. В. Ф. Чернышев в образовании скарновых зон вдоль упомянутой дайки отметил значительную роль контактово-реакционного метасоматоза, а так же указал на привнос растворами некоторой части  $MnO_2$  и Са при образовании контактовых скарнов.

На северном участке Алтынтюпканского месторождения прослежены выходы скарново-рудных тел трубообразной формы среди известняков на западной оконечности гряды Акташ. Толща серовато-белых известняков здесь пересекается дайкой гранодиорит-порфира северо-западного простирания и узкими, изредка ветвящимися зонами северо-восточного. В их пределах известняки раздроблены, имеют крупные зерна, более светлую окраску, в некоторых случаях эти зоны представлены слабо заметным швом, известняки в альбандах которого не несут следов изменения. Очертания более светлых крупнозернистых участков известняков, здесь весьма сложны. В пределах сравнительно небольшой площади (300×400 м) устанавливается несколько подобных зон. На участках пересечения их с дайкой гранодиорит-порфира, по контакту последней, располагаются скарновые линзы мощностью 0,5—1,0 м и длиной не более 4—5 м. От них в известняки ответвляются скарновые «языки» мощностью до 0,1 м, постепенно выклинивающиеся с удалением от дайки. Наибольшее прослеженное расстояние достигает 10 м. В дайке гранодиорит-порфира по направлению зон наблюдается большое количество тонких жилок эпидотового и эпидот-ортотлазового состава. В некотором удалении от нее в пределах одной из зон среди известняков обнажаются вытянутые по простиранию скарновые тела трубчатой формы и с крутым падением. В стенках древних выработок в скарнах наблюдается интенсивная вкрапленность сульфидов свинца, цинка, меди и железа.

В скарновых линзах по контакту дайки гранодиорит-порфира эпидотовые и ортоклаз-эпидотовые зоны уменьшаются и мощность пироксеновых скарнов увеличивается. В среднем суммарные мощности эпидотовых и ортоклаз-эпидотовых скарнов, заместивших дайку гранодиорит-порфира, равны мощности пироксеновых скарнов, развившихся по известнякам. Значительно большую роль приобретает моноклинный пироксен за счет уменьшения ширины зоны бустамит-родонитового скарна, наиболее четко проявленного только на выклинке скарновых «языков».

Скарновые трубки сложены крупнокристаллическим темно-зеленым геденбергитовым скарном. Микроскопическое изучение шлифов показало, что в нем присутствуют редкие мелкие зерна анізотропного граната. В центральных частях труб располагаются более мелкозернистые разности скарнов с вкрапленностью сульфидов.

В местах выклинивания геденбергитовых скарнов иногда располагаются оторочки бустамит-родонитового скарна мощностью в несколько сантиметров. В зоне контакта со скарновыми трубками известняки осветлены и более крупнозернисты. Ширина зоны осветления достигает 10—20 см.

Значительные массы скарнов в трубках, развивающиеся, по-видимому, целиком по известнякам, свидетельствуют о привносившемся в большом количестве  $MnO_2$  и выносившемся Са.

На Северном участке широко проявлены карбонатизация и окварцевание скарнов. Отмечаются две генерации кальцита: каль-

цит 1 дорудный, всегда сероватый (до бурого), представлен неправильными агрегатами; кальцит 2 бесцветный, обычно выполняет трещинки или замещает кальцит 1.

Кварц также представлен несколькими разновидностями. Наиболее распространен в виде неправильных зерен, развившихся по скарновым минералам. Встречается удлиненно-призматический, иногда гребенчатый крупнозернистый кварц, развившийся в кварцево-карбонатных жилках, секущих вмещающую породу. Одним из поздних кварцев, встречающихся в подобных жилках, является тонкозернистый аллотриоморфный халцедоновидный кварц, выполняющий пустоты среди более крупных кристаллов.

При росте большие кристаллы кварца захватывают каймы мелкозернистого или халцедоновидного, выросших на его гранях. Крупность зерна кварца, слагающего подобные каемки, и ширина наростшей на ней зонки монокристалла к периферии крупного кристалла, как правило, уменьшаются. Подобное взаимоотношение указывает на пульсационный характер процесса образования жилки кварца.

Карбонат, выполняющий совместно с жильным кварцем трещинки, иногда пересекает хорошо оформленные кристаллы длинно-призматического кварца и, располагаясь в промежутках между его зернами, развивается позже последнего.

Таким образом, для кварца и карбоната четко выделяются две формы проявления: 1) метасоматическая, развивающаяся по скарнам, происхождением, видимо, обязанная распаду первичных скарновых минералов;

2) жильная, образовавшаяся в результате миграции  $\text{CaO}$  и кремнекислоты.

### Краткая характеристика скарнов Главной рудной зоны

В пределах Главной рудной зоны скарновые тела представляют собой как в минералогическом, так и в текстурном отношении весьма сложные комплексы. Они характеризуются полосчатым сложением, обусловленным чередованием тонких полос различного состава. Обычно эти скарны слагают большое количество минералов как скарного, так и более низкотемпературного комплекса, что создает значительные трудности для распознавания закономерностей строения и их генезиса.

В первые же годы изучения месторождения (Даминова, 1939) установлено, что известняки Алтынтюпкана при общем северо-восточном направлении и падении на северо-запад под углом около  $60^\circ$  меняют простирание в районе Тузгомченская и Андобасая на почти меридиональное. Особенно крупным является Андобасайский перегиб в элементах залегания известняковой толщи.

В известняках Главной зоны установлены складки третьего и четвертого порядков. В. Г. Гарьковец, А. М. Даминова и др. связы-

вают локализацию скарнов и скарноворудных тел с отслаиванием отдельных пластов известняка, повышенной их трещиноватостью и рассланцеванием, связанных с образованием мелких складок высших порядков.

В. Ф. Чернышев, изучавший различные карбонатные породы, считает, что мелкие складки и скарновые тела в известняках разделяются между собой этапами надвиговых и сбросовых нарушений сплошности известняковой толщи. Характерным примером подобных соотношений являются скарнирование слоистого известняка, смятие в мелкие складки волочения, указывающие на надвигание известняков на кураминские гранитоиды по Главной зоне, разбитые серией доскарновых, согласных со складками пологих надвигов и, по-видимому, более поздних сбросов.

На основании этого В. Ф. Чернышев предполагает, что складкообразование в основном было закончено задолго до возникновения скарновых тел и не могло существенно влиять на их распределение по Главной рудной зоне хотя бы потому, что в большинстве они являются образованиями контактово-метасоматическими и редко развиваются вне видимой зависимости от контактов алюмосиликатных и известняковых пород.

Главная рудная зона вмещает в себя наибольшее количество представителей верхнепалеозойского интрузивного и послемагматического комплекса от ранних до самых поздних, от высокотемпературных до низкотемпературных. Главная зона при среднем простирании  $65^\circ$  и крутом падении на северо-запад меняет его на  $35-75^\circ$ . Это нарушение древнее. Оно прослеживается до Западного разлома и, очевидно, им обрывается. Для Алтынтопканского рудного поля характерно блоковое строение. Северо-Западный блок по Приконтактовому разлому в плане смещен к юго-западу на расстояние до 1 км. Продолжение Главной рудной зоны западнее этого разлома, видимо, представлено Главной зоной однотипного Алтынтопкану Чалатинского месторождения.

Кроме того, в пределах Главной зоны и во вмещающих породах наблюдается серия разрывов, выполненных кварцевыми, кварц-карбонатными и кварц-флюоритовыми жилами с сульфидами и гематитом. Они имеют крутые углы падения и изменчивые азимуты простирания ( $30-75^\circ$ ), сопровождаются оперяющимися их мелкими жилами, выполняющими сколы ( $20-30^\circ$ ) и разрывы ( $320-350^\circ$ ). Установлено, что к участкам пересечения оперяющих кварц-сульфидных жил со скарнами приурочиваются блоки наиболее измененных и обогащенных сульфидами скарнов. Сульфидная минерализация распространяется либо по полосчатости скарнов, либо по серии оперяющих их трещинок. С удалением от этих участков сульфидная минерализация становится менее интенсивной либо совсем затухает.

Анализ структуры и последовательности ее развития показывает, что плоскость деформации в период формирования рудного поля ориентирована преимущественно в северо-западном направлении. При этом в начальные этапы развития структуры ведущим сколо-

вым направлением являлось простираение Главной рудной зоны, вмещающей основную массу интрузивных жильных пород верхнего палеозоя и скарнов рудного поля. Судя по диаграммам ориентировки оптических осей кварца и кальцита, по Главной зоне наблюдались как надвиговые, так и сдвиговые перемещения. В этапы, предшествовавшие сульфидной минерализации, очевидно, при той же плоскости деформации преобладающим направлением явилось простираение Алтынтюпканского разлома, секущего Главную зону. В связи с движениями надвиго-сдвигового характера возникает серия оперяющих его сколовых и редких разрывных нарушений второго и высшего порядков. К последним приурочиваются обогащенные участки сульфидной минерализации. Следует отметить, что в известняках не все трещины оперения вмещают рудные тела. Благодаря тому, что галенит и сфалерит развиваются за счет минералов скарна рудные тела приурочены только к участкам распространения скарновых труб и пластовых залежей, которые отчетливо тяготеют к местам распространения даек интрузивных пород.

Таким образом, на основании изучения Алтынтюпканского рудного поля можно сделать следующее заключение.

1. При поисках трубчатых скарновых тел в известняках необходимо обращать внимание на участки пересечения дайками интрузивных пород. По-видимому, наиболее благоприятный район распределения даек находится на северо-западе.

2. В пределах Главной рудной зоны наиболее мощные скарновые тела приурочены к дайке гранит-порфира, секущей зону вкрест простираения. Эти участки являются кварцево-сульфидными жилами с анизотропным гранатом, а также благоприятными для развития наиболее крупных рудных тел.

В целом для свинцово-цинковых месторождений Западного Кармазара можно сделать следующие выводы:

1. Скарново-рудные тела свинцово-цинковых месторождений скарновой формации Западного Кармазара представлены трубообразными и линзообразными залежами, сформировавшимися на контакте карбонатных пород со штоками субвулканических гранитоидов, либо даек кислого и среднего состава. Основные трубообразные тела месторождений прослежены горными выработками до глубины 600 м и местами более.

2. Скарново-рудные тела месторождений сформированы в три главные стадии минерализации: скарново-силикатную, скарново-водно-силикатную и кварц-гранат-сульфидную, на которые накладывается четвертая кварц-флюорит-кальцитовая стадия. Отмечается некоторое отличие в минеральном составе месторождений Кансайского и Курусай-Туранглинского рудных полей, выражающееся в разном количественном распространении ряда рудных и нерудных минералов. На Курусая выявлены минеральные виды (валлерит, золото и др.), неустановленные на Кансае. В то же время на месторождениях Кансайского рудного поля установлены сульфидантимониты, отсутствующие в Курусая.

3. Горизонтальная и вертикальная зональность в пространственном распределении минеральных ассоциаций на месторождениях преимущественно проявляется на выходах рудных тел и на верхних их горизонтах, а также на флангах рудных полей минералов, сформировавшихся во вторую и третью стадии минерализации и лишь в отдельных случаях существенно развита первая, либо четвертая стадия.

4. На верхних горизонтах большинства скарново-рудных тел преобладают манган-салит, андрадит, актинолит и тремолит. Из рудных минералов местами проявлены сульфосоли висмута и серебра и всегда над сфалеритом преобладает галенит. Из нерудных с глубиной уменьшаются манган-пироксены и одновременно увеличивается гроссуляровая молекула в гранате, становится меньше тремолита и актинолита и появляются замещаемые ими волластонит и везувиян.

5. Наиболее надежным индикатором сульфидного оруденения на глубине является наличие на современном срезе минералов скарнов второй стадии минерализации.

## ГЛАВА 6.

### ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ В СКАРНОВЫХ РУДНЫХ ПОЛЯХ И МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Вопросы зональности оруденения в рудных полях и месторождениях давно интересуют исследователей. Длительное время в учении о зональности господствовала схема В. Эммонса о последовательном проявлении зональности. В 1937 г. эту схему подверг критике С. С. Смирнов (1955). Он пришел к выводу, что гидротермальное оруденение формируется не из единого потока растворов разного состава, прерывисто поступающих на фоне вспышек трещинообразования, а что наряду с этим на развитие зональности сказываются геонотермы, меняющиеся в связи с различным прогревом интрузивными образованиями вмещающих пород. Идея С. С. Смирнова о прерывистом поступлении рудоносных растворов разного состава отражена в работах Ю. А. Билибина (1951; 1955; 1959), Д. И. Щербакова (1935), А. В. Королева (1965), А. Г. Бетехтина (1955 а, б; 1957), В. И. Смирнова (1957; 1962; 1965; 1969), О. Д. Левицкого (1959; 1963), Е. А. Радкевич (1959; 1965; 1972), К. И. Сатпаева (1935), И. Г. Магакьяна (1955; 1967), И. И. Бока (1955; 1958; 1959; 1970; 1971), И. Х. Хамрабаева (1963 и др.), К. А. Каюпова (1960; 1962; 1968), Х. Н. Баймухамедова (1966; 1967 а, б; 1968; 1971), Ф. И. Вольфсона (1952; 1962) и в соавторстве с ним В. А. Невского (1949), В. П. Федорчука (1961; 1964; 1972), Н. А. Никифорова (1951; 1953; 1959 а, б; 1965; 1968; 1969; 1971), Л. И. Лукина (1963; 1965), И. В. Дубровой и Ш. Х. Рахимова (1972), Я. Кутина (1965), А. Д. Щеглова (1962; 1965; 1971; 1972), Д. В. Рундквиста (1965), В. А. Жарикова (1959; 1965; 1971), Д. О. Онтоева (1972), В. Н. Дубровского и И. Н. Кигай (1974), А. И. Гинзбург и др. (1971), Wataabe T. (1952; 1960), Won GohnJong (1963), Jancovic Cl. (1960), Kaaden G., (1958), Hse Ke-chin (1957), Nikitin V. (1936; 1937).

Ю. А. Билибин (1951) наряду с зональностью прерывистого поступления растворов показал важную роль зональности отложения. Это подтверждено исследованиями советских и иностранных ученых.

Под зональностью, по Ф. И. Вольфсону и Л. И. Лукину (1963), следует понимать «закономерную смену в пространстве относитель-



но какого-либо геологического образования типов оруденения, минеральных ассоциаций, отдельных минералов и даже распространения химических элементов».

В. И. Смирнов (1963) выделяет два типа зональности: а) пульсационную (стадийная или полиасцендентная); б) фациальную (отложения или моноасцендентная). Далее намечаются три порядка: региональный (зональность в складчатых областях или рудных поясах), промежуточный (зональность в рудных полях и узлах), локальный (зональность в рудных телах).

Многие исследователи в качестве главной эндогенной причины зональности склонны рассматривать эволюцию источников растворов, выражая их в понятии о пульсационной зональности (Смирнов, 1937; Радкевич, 1965; Козеренко, 1963 и др.).

Фациальная и локальная зональность связывается с влиянием структурных факторов. Выделяется зональность отложения по мощности, простиранию, падению, обусловленная литологией вмещающих пород и развитием рудоконтролирующих структур. А. В. Королев (1949) объясняет многие особенности зональности сочетанием направленного развития структур с последовательностью отложения минерализации, связанной с эволюцией очага.

В настоящее время согласно решению Всесоюзного совещания по прогнозированию скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений (1972) введена некоторая дополнительная терминология: градиент зональности, контрастность зональности.

Под градиентом зональности понимается расстояние, на котором по вертикали и горизонтали проявляются оруденение или минерализация одного типа.

Контрастность зональности определяется по характеру перехода руд или минерализации одного типа в другой (резкий, постепенный). Пульсационная зональность и внутривстадийная зональность (отложения) обычно одновременно являются температурной и структурной. В зональности отложения выделяются инфильтрационная и диффузионная разновидности.

Для скарнового оруденения характерна также унаследованная зональность, обусловленная избирательным замещением рудными минералами определенных разностей зонально построенных скарнов.

На Кансайском рудном поле (рис. 35), месторождения сформировались в четыре стадии минерализации, и каждая из первых трех включает от трех до четырех подстадий. Зональность оруденения в пределах рудного поля выражается в смене первой стадии, существенно скарновой, по мере движения с запада на восток от контакта известняков с палеозойскими гранитоидами до третьей, в которой сульфидное оруденение сформировалось без скарнов. Такое пространственное размещение стадий минерализации (впервые подмеченное Ф. И. Вольфсоном (1951), в дальнейшем подтверждено И. В. Дубровой, В. Н. Титовым (1965); В. Ф. Черны-

шевым, Ю. Г. Сафоновым (1974) и др., а также автором (Рахимов, 1974).

Развитие первой стадии преимущественно в восточной части рудного поля на месторождении Акташ, как было показано

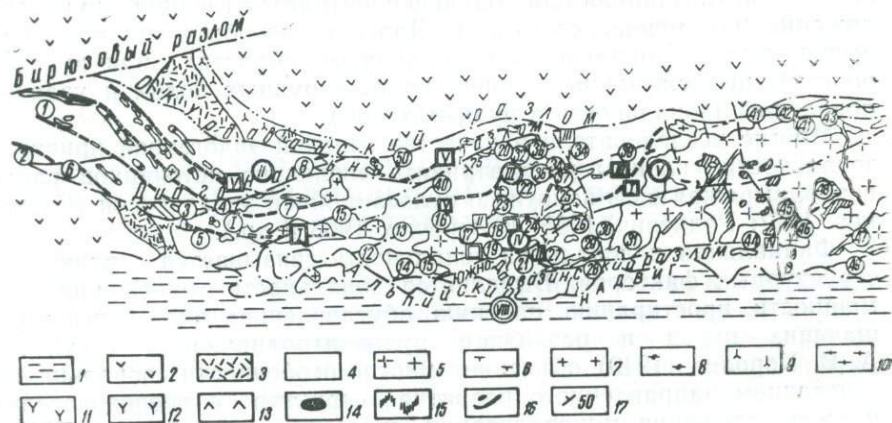


Рис. 35. Схема расположения месторождений и рудоносных участков Кансайского рудного поля:

1 — известковистые песчаники, известняки, глины ( $P_1$ ); 2 — кварцевые порфиры оясской свиты ( $O_2-3$ ); 3 — андезито-дацитовые порфиры минбулакской свиты. ( $C_2$ ); 4 — доломиты, доломитизированные известняки, известняки ( $D_3-C_1$ ); 5 — гранодиориты кураминского типа; 6 — сиениты, сиенит-порфиры, сиенит-диоритовые порфиры; 7 — гранодиорит-порфиры; 8 — гранит-порфиры (розовые); 9 — гранит-порфиры (черные); 10 — кварцевые порфиры; 11 — кварцевые диоритовые порфиры; 12 — диабазовые порфиры; 13 — дизъюнктивные нарушения; 14 — скарны; 15 — окварцевание; 16 — рудные тела; 17 — элементы залегания.

Складчатые структуры (римские цифры в двойном квадрате): I — Дарбазинская антиклиналь; II — Кансайская антиклиналь; III — Кансайская синклиналь; IV — Кантауская антиклиналь; V — Окурдаванская антиклиналь.

Тектонические блоки (римские цифры в двойном кружке): I — Королевский; II — Окурдаванский; III — Кантауский; IV — Кансайский; V — Камарсайский; VI — Шевчукский; VII — Акташский; VIII — Южно-Кансайский.

Межблоковые разломы (римские цифры в квадрате): I — Восточно-Кызылканский; II — Кызылканский; III — Кантауский; IV — Акташский.

Месторождения и рудопроявления (цифры в кружках): 1 — Бергуткан; 2 — Барас; 3 — Джаманкудук; 4 — Зармура; 5 — Королево; 6 — Бешкан; 7 — Кюйкан; 8 — Окурдаван; 9 — Кызылкан; 10 — Восточный Кызылкан; 11 — Каттыкан; 12 — Кызылтурпак; 13 — Северный Джакинкан; 14 — Джакинкан; 15 — Копкан; 16 — Западная Дарбаза; 17 — Средняя Дарбаза; 18 — Северная Дарбаза; 19 — Южная Дарбаза; 20 — Западный Кургашинтау; 21 — Кантюбе; 22 — Средний Кантау; 23 — Западный Кантау; 24 — Западный Кансай; 25 — Северный Кансай; 26 — Центральный Кансай; 27 — Вульфенитовая жила; 28 — Южный Кендыкташ; 29 — Кендыкташ; 30 — Восточный Кендыкташ; 31 — Кантюбе; 32 — Северный Кантау; 33 — Северный Кургашинтау; 34 — Новый Кургашинтау; 35 — Восточный Кургашинтау; 36 — Новый Кантау; 37 — Восточный Кантау; 38 — Южный Кантау; 39 — Новый Камарсай; 40 — Камаркутан; 41 — Придорожное; 42 — Восточный Камарсай; 43 — Шевчукское; 44 — Западный Акташ; 45 — Новый Акташ; 46 — Акташ; 47 — средняя зона Акташа; 48 — северная зона Акташа; 49 — южная зона Акташа; 50 — Восточный Окурдаван.

В. Ф. Чернышевым и Ю. Г. Сафоновым (1967), обуславливается синхронным с формированием скарнов и руд проявлением пластической деформации известняков на контакте их с гранитоидами. В первую подстадию возникали только скарны без рудных минералов. Она максимално развита в восточной части рудного поля. Магнетитовое оруденение образовалась во вторую подстадию, а

сульфиды появились лишь в третью. Главная в промышленном отношении, вторая, стадия минерализации, несущая скарново-сульфидное оруденение, в небольшом масштабе проявилась в районе Камаркутана, но здесь значительнее развито магнетитовое оруденение. Свинцово-цинковые руды второй стадии главное значение имеют в средней части рудного поля на месторождениях Центральный Кансай и Южная Дарбаза. Далее к востоку развилась только третья кварц-карбонатная, не сопровождающаяся минералами скарнов. Поскольку массив гранитоидов, обнажающийся в районе Акташского месторождения, полого погружается к востоку, очевидно, зональность оруденения, проявившаяся по отношению к этому массиву, также приобретает склонение к востоку. Есть полное основание предполагать, что на глубине порядка 300—400 м, в западной части рудного поля, появятся богатые скарново-свинцово-цинковые руды—аналоги месторождения Центральный Кансай, а на еще большей глубине, вблизи контакта с гранитоидами, будут находиться магнетит-сульфидные руды, как на месторождении Акташ.

Зональность оруденения в пределах Кансайского рудного поля вызвана последовательным проявлением трещин при все большем удалении от массива гранитоидов, на фоне раскрытия которых и последовательно формировались стадии минерализации. В данную схему не укладывается положение четвертой стадии, представленной кварц-барит-кальцитовыми жилами, которые в основном проявились на площади Южно-Дарбазинского месторождения («вульфенитовая жила»). Это, очевидно, вызвано тем, что центральная часть рудного поля была интенсивно нарушенной, и трещинообразование, предшествующее поздней стадии минерализации, проявилось только здесь.

### ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ТЕЛ

При рассмотрении зональности рудных тел следует заметить, что наиболее подробно она прослежена на месторождении Центральный Кансай, вскрытом до глубины более 600 м. На верхних горизонтах (от поверхности до III горизонта) проявлены все четыре стадии минерализации, из которых основными и продуктивными являются вторая и третья. Здесь особенно широко проявилась третья, в течение которой выделились сульфосоли и сульфоантимониты. Барит и флюорит максимально развиты только на этих горизонтах.

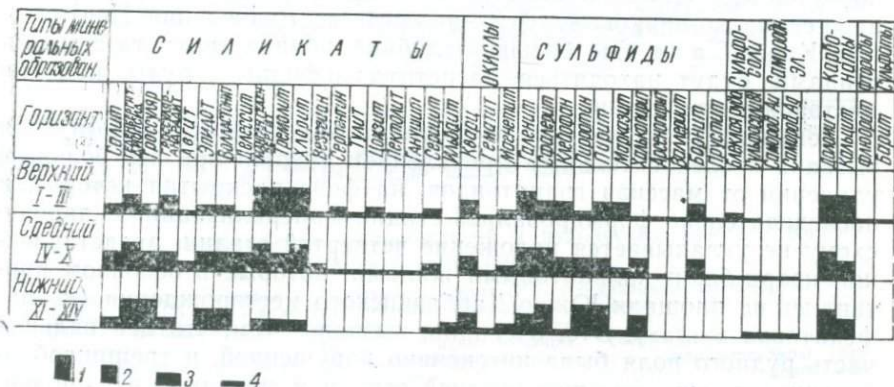
Глубже, на III—V горизонтах, кварц-барит-флюоритовая стадия исчезает, а третья проявлена слабее. Некоторые сульфосоли уже исчезают, в частности, на этом горизонте не отмечаются буланжерит, минегенит и геокронит. Еще глубже, ниже V горизонта, уменьшение сульфосолей вызвано исчезновением блеклой руды и сульфосолей висмута. Начиная с XI—XII горизонтов, резко сокращается третья стадия минерализации. Все сульфосоли исчезают.

кроме редко встречаемого прустита, но появляются висмутин, пирротин. Уменьшаются и водные силикаты — мангансалит, серпентин, лейхтенбергит, и некоторые другие (табл. 28). Третья стадия практически исчезает ниже XII горизонта, и продуктивной в основном является вторая, характеризующаяся увеличением пирита, кварца и некоторых других минералов. Таким образом, вертикальная зональность рудных тел Центрального Кансай выражается в постепенном уменьшении с глубиной минералов третьей стадии, что приводит к исчезновению на глубоких горизонтах сульфоселей, на

Таблица 28.

Схема изменения с глубиной минерального состава на свинцово-цинковом месторождении Кансай.

1 — очень много; 2 — много; 3 — средне-; 4 — малораспространенные минералы.



средних — флюорита, барита и некоторых других минералов. Минералы первой и второй стадий минерализации прослеживаются на всех горизонтах, хотя, начиная с XII—XV горизонтов, уменьшается общее количество водных силикатов. Устойчивые здесь хлорит, эпидот и др.

Вертикальная зональность проявляется в рудных телах в восточной части рудного поля (Акташ, Шевчуковское, Камарсай и др.). Особенность рудных тел месторождений этой части рудного поля — отсутствие третьей стадии. Она отмечается лишь в самых верхних частях некоторых рудных тел. С глубиной уменьшаются минералы второй стадии минерализации. В некоторых рудных телах увеличиваются магнетит, халькопирит, с которыми в некоторых случаях ассоциируют теллуриды золота.

В западной части рудного поля (месторождения Королево, Окурдаван, Кизылкан, Куйган и др.) скарновые минералы первой стадии не проявлены; на вскрытых горизонтах они не отмечены, подчиненное значение приобретают минералы второй стадии.

Таким образом, в целом зональность оруденения в пределах Кансайского рудного поля и вертикальная зональность в пределах отдельных рудных тел характеризуются постепенным нарастанием

с глубиной и на восток минеральных ассоциаций первой и второй стадий. Одновременно по восстанию и в западном направлении увеличиваются минералы третьей стадии минерализации. Минералы четвертой стадии проявлены лишь на верхних горизонтах месторождения Центральный Кансай, где они также образуют вульфенитовую жилу.

Характер изменения содержаний свинца и цинка по рудным телам месторождений Центральный Кансай и Дарбазинской группы показан на рис. 36 и 37.

На Курусай-Туранглинском рудном поле (рис. 38) зональность размещения оруденения здесь, как и на

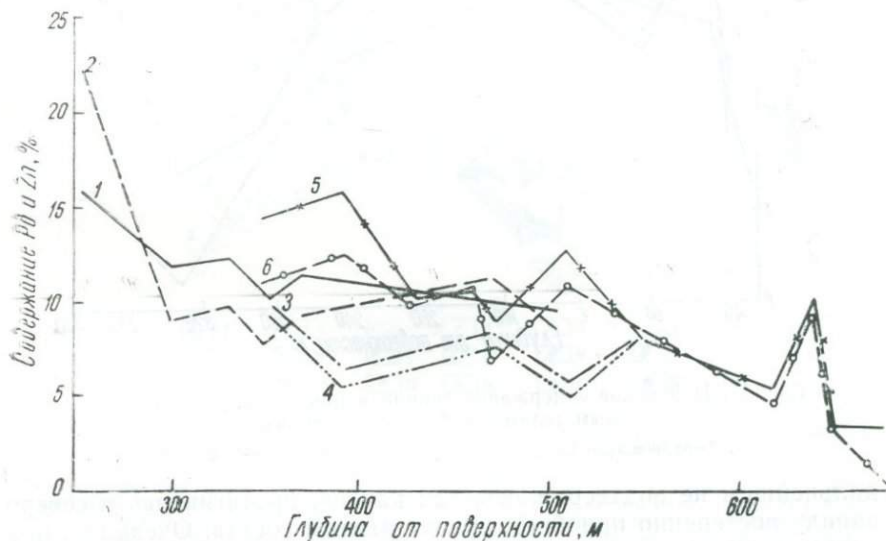


Рис. 36. Изменение содержания свинца и цинка с глубиной по рудным телам месторождения Центральный Кансай:

1, 3, 5—Pb, 2, 4, 6—ZnS, 1, 2—рудное тело Новое; 3—4 рудное тело № 3; 5, 6—рудное тело Четка.

Кансайском рудном поле, выражается в смене первой стадии минерализации на вторую, а затем и третью (см. выше). Однако в отличие от Кансая, где эта смена происходила в направлении с востока на запад, на Курусае она проявляется с юго-востока на северо-запад. На юго-востоке рудного поля, на контакте мраморизованных известняков и диоритов (сиено-диоритов) в основном в первую стадию минерализации сформировалось Туранглинское магнетитовое месторождение. На его юго-восточном фланге находятся магнетитовые рудопроявления Бииксай и Орлиная Горка. Эта же стадия минерализации в небольшом масштабе проявилась северо-западнее на месторождении Курусай 2. Здесь главную роль играет вторая стадия минерализации, несущая основные промышлен-

ленные концентрации галенита и сфалерита в ассоциации со скарновыми минералами. Вторая стадия и частично третья отмечены далее к северо-западу на месторождении Курусай 1. Мнение о том, что магнетитовое оруденение на месторождении Туранглы возникло в связи с наличием только здесь сиенит-диоритового массива, в

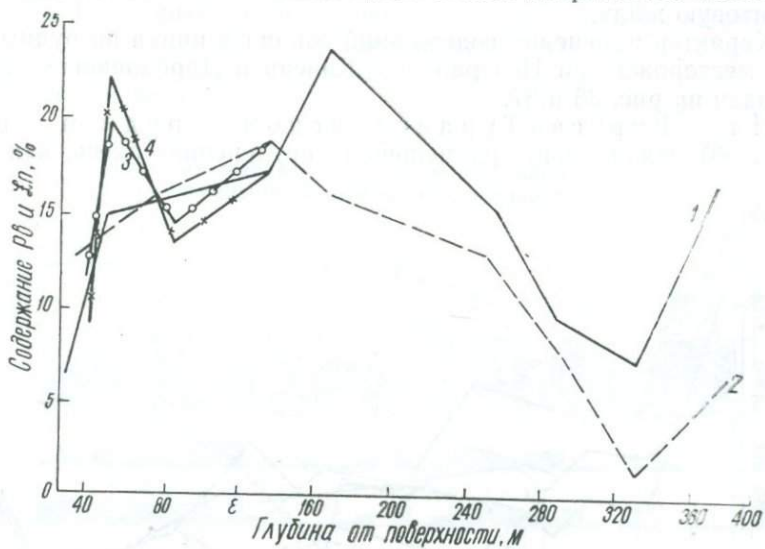


Рис. 37. Изменение содержания свинца и цинка с глубиной по рудным телам Дарбазинской группы:

1, 2—рудное тело Слепое; 3, 4—рудное тело № 1; 1, 4—Pb; 2, 3—Zn.

дальнейшем не подтвердилось, так как он, протягиваясь к северо-западу постепенно приобретает диоритовый состав. Очевидно, правильное считать, что на участке Туранглинского месторождения трещины синхронно с поступлением первой порции рудоносных растворов проявились раньше, чем на других участках, и эта первая вспышка трещинообразования совместно с минерализацией частично произошла на месторождении Курусай 2. Третья стадия минерализации в самостоятельном проявлении наблюдается лишь к северу от основного месторождения рудного поля — Курусай 1 — на рудопроявлении Курусай 3, залегающем в Кураминских гранодиоритах. Наблюдаемая зональность в размещении оруденения в пределах рудного поля обусловлена многостадийной минерализацией, проявившейся на фоне вспышек трещинообразования, смещавшихся с юго-востока на северо-запад.

Зональность рудных тел удалось детально проследить в вертикальном разрезе на месторождении Курусай 1. Прежде всего здесь с глубиной отчетливо наблюдается смена скарновых минералов, подмеченная впервые В. А. Жариковым (1959). По его данным, на верхних горизонтах из пироксенов в основном развит мангансалит,

в котором диопсидовая составляющая преобладает над геденбергитовой и иогансенитовой. Глубже в составе пироксена основное значение приобретает иогансенитовая, а затем геденбергитовая молекулы. В составе скарновых минералов существенное значение имеют гроссуляр и андрадит, которые секут и замещают пироксены. В целом с глубиной постепенно увеличиваются безводные силикатные минералы, а так же волластонит. Водные силикаты,

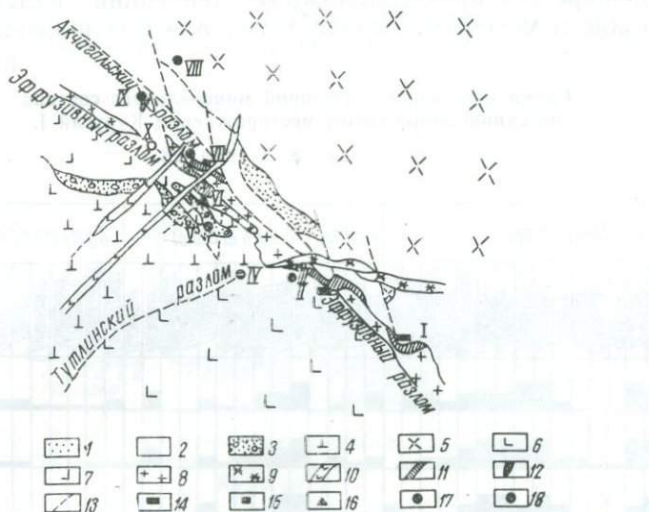


Рис. 38. Схема размещения свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений на Курусай-Туранглинском рудном поле:

1 — песчанники аркозовые ( $D_2$ ); 2 — мраморизованные известняки и доломиты ( $D_2-C_1$ ); 3 — известковые конгломераты минбулакской свиты ( $C_2$ ); 4 — андезитовые порфириды и их туфы минбулакской свиты ( $C_2$ ); 5 — гранодиориты кураминские ( $C_2$ ); 6 — андезитовые порфириды акчинской свиты; 7 — липаритовые и дацитовые порфириды оясайской свиты ( $C_2 D$ ); 8 — диориты и сиенитодиориты курусайского типа; 9 — диоритовые порфириды и гранодиорит-порфириды; 10 — сферолитовые порфириды; 11 — пироксен-гранатовые существенно биметасоматические скарны; 12 — жильные инфильтрационно-метасоматические пироксен-эпидотовые скарны; 13 — рудоконтролирующие разломы; 14 — магнетит в скарнах; 15 — магнетит с сульфидами; 16 — PbS и ZnS с FeS и CuFeS<sub>2</sub>; 17 — RbS и ZnS; 18 — RbS и ZnS в хлорит-карбонатных породах.

Месторождения: I—Орлиная Горка; II—III—Турангли; IV—Тутлы; V—Тутлы I—VI—Скарновая Зона; VII—Курусай 2; VIII—Курусай 3; IX—Курусай 1; X—Курусай 4.

связанные со второй стадией минерализации, максимально развиты на I—III горизонтах, постепенно уменьшаясь с глубиной (табл. 29). Лишь эпидот развит в повышенных количествах не только на средних горизонтах, но и на глыбоких (XI—XV).

С глубиной галенит и клейофан постепенно уменьшаются, а сфалерит остается неизменным. Небольшое количество сульфосолей — прустит, сульфосоли висмута — постепенно уменьшается, но пирит, пирротин, а также халькопирит увеличиваются. В целом устойчивой является вторая стадия минерализации, первая нарастает с глубиной, а третья и четвертая проявлены лишь в верхних частях рудных тел.





общенными, и вертикальная зональность здесь проявилась не отчетливо. В целом для Курусай-Туранглинского рудного поля так же, как и для Кансайского, намечается увеличение минералов первой и частично второй стадий с северо-запада на юго-восток при незначительном развитии третьей стадии минерализации в северо-западной части рудного поля (Курусай 1).

Вертикальная зональность рудных тел выражается в увеличении с глубиной минеральных ассоциаций первой стадии, но менее отчетливо, особенно в юго-восточной части поля. На месторождении Курусай I более ярко, чем на Центральном Кансае, проявлена

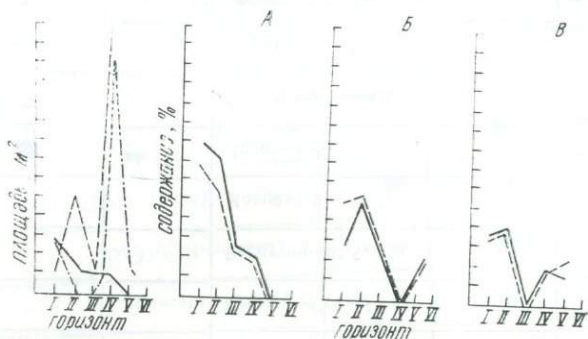


Рис. 39. График изменения размеров рудных тел и содержаний свинца, меди и цинка месторождения Курусай 2:

А — рудное тело Восточное; Б — Западное; В — Северо-Западное.

по вертикали зональность отложения, в основном выраженная в изменении с глубиной состава пироксенов.

На Алтынтопканском рудном поле (рис. 40), согласно исследованиям В. А. Королева и Н. Н. Королевой (1968), в общем проявляется 13 стадий минералообразования. Из них некоторые характерны только для данного рудного поля и не установлены на других. К ним относятся: сульфидная, актинолитовая, золоторудная и др. Некоторые стадии, выделенные В. А. Королевым и Н. Н. Королевой, видимо, можно отнести к подстадиям единой стадии; например, безводных силикатов, водных силикатов и кварц-магнетитовую, которые вместе образуют первую стадию — скарново-силикатную с магнетитом, проявленную на двух упомянутых ранее рудных полях. Кварц-сульфидная первая, вторая и третья полиметаллические стадии могут быть отождествлены с кварц-карбонатно-сульфидной Курусай и Кансай. Собственно скарново-водно-силикатно-сульфидная стадия этих полей на Алтынтопкане проявлена лишь на северном участке.

В Главной рудной зоне в основном отмечена кварц-карбонатно-сульфидная стадия, поскольку подстадия водных силикатов первой стадии значительно предшествует формированию основной массы сульфидного оруденения.

Схема распространения минералов в месторождениях Курусай-Туранглинского рудного поля по стадиям минерализации

№№ п/п стадии минерализации	Стадия минерализации	Самородные элементы		Сульфиды										Сульфосоли									
		Серебро—Ag	Висмут—Bi	Аргентит—Ag <sub>2</sub> S	Галено-висмутит—Pb <sub>2</sub> Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	Галенит—PbS	Сфалерит—ZnS	Пирротин—FeS	Халькопирит—CuFeS <sub>2</sub>	Борнит—Cu <sub>5</sub> FeS <sub>4</sub>	Кубанит—CuFeS	Висмутин—Bi <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	Молибденит—MoS <sub>2</sub>	Пирит—FeS <sub>2</sub>	Кобальдит—CoAsS	Марказит—FeS <sub>2</sub>	Арсенопирит—FeAsS	Блеклая руда—Cu <sub>12</sub> (As <sub>5</sub> Cb) <sub>4</sub> C <sub>10</sub>	Энargит—Cu <sub>3</sub> As <sub>4</sub>	Виттихенит—Cu <sub>3</sub> BiS <sub>3</sub>	Пираргирит—Ag <sub>3</sub> SbS <sub>3</sub>	Прустит—Ag <sub>2</sub> AsS <sub>3</sub>	
1	Скарново-силикатная с магнетитом и сульфидами	○	○			◐	●	◐	◐	○	○		◐	○									
2	Скарново-водно-силикатно-сульфидная	○	○	◐	○	●	●	●	◐		○	○	●	○			◐						
3	Кварц-карбонат-сульфидная			◐		●	◐		◐				●		○			◐	○	○	○	○	
4	Кварц-флюорит-барит-кальцитовая					◐	○		○	○			◐					◐					



Особенностью пространственного размещения минеральных стадий в Алтынтопканском рудном поле является то, что главная масса руд, возникших в третью стадию, пространственно совмещена с минеральными ассоциациями первой и распространяется в пределах Главной рудной зоны, включая собственно Алтынтопканское и Чалатинское месторождения. Минеральные же образования поздней подстадии первой и второй стадий, являющейся главной в промышленном отношении на Кансае и Курусае, в пределах Алтынтопканского рудного поля проявлены лишь в центральной

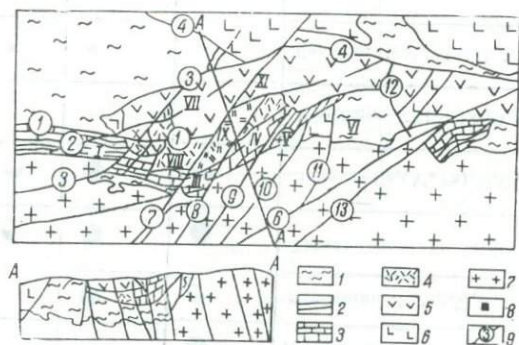


Рис. 40. Схема расположения месторождений Алтынтопканского рудного поля

1 — сланцы; 2 — карбонатные отложения ( $D_{2+3}$ ); 3 — карбонатные отложения ( $C_1$ ); 4 — андезитовые порфириды; 5 — дацитовые порфириды и их туфы ( $C_{2+3}$ ); 6 — граниты и гранодиориты доживетские; 7 — гранодиориты кураминские; 8 — рудные поля; 9 — номера разломов.

Месторождения: I — Ташбулак; II — Аткулак; III — Чалата; IV — Алтынтопкан; V — Ташгезе, VI — Сардоб; VII — Перевальное; VIII — Мышиккол; IX — Пайбулак; X — Чашлы; XI — Каскана; XII — Учкотлы-Мискан.

Разломы (цифры на рисунке): 1 — Касканасайский, 2 — Ташбулакский, 3 — Аткулакский (Курбанкульский), 4 — Баштавакский, 5 — Приконтактная зона, 6 — Железный, 7 — Чалатинский, 8 — Алтынтопканский, 9 — Андобайский, 10 — Ташгезейский, 11 — Сардобский, 12 — Арабулакский, 13 — Джангалыкский.

части рудного поля, на северном участке. Магнетитовые руды, возникшие в первую стадию, отмечаются лишь на Аткулаке и других месторождениях, находящихся на западе рудного поля.

Таким образом, на данном рудном поле зональность в пространственном размещении минеральных ассоциаций проявлена менее четко, чем на других скарновых свинцово-цинковых рудных полях Кармазара, где отчетливо прослеживается постепенная смена минеральных ассоциаций, возникших в различные стадии минерализации. Такая особенность отмечена в зональности на месторождениях Алтынтопканского рудного поля, очевидно, связана с тем, что здесь тектонические деформации — внедрение даек кислых пород — и минерализация в основном проявлялись вдоль Главного Контактного разлома.

Первая скарновая стадия минерализации, которая следовала за образованием диабазовых порфиридов и в процессе внедрения даек

гранит-порфиров, сопровождавшихся необходимым для образования минералов скарнов повышением температуры, наблюдается вдоль всей Главной зоны. Она оказалась синхронной с развитием пластической деформации. Дальнейшие движения по Главной зоне проявлялись в стадию кварц-карбонат-сульфидной минерализации, имеющей основное значение.

Зональность рудных тел отчетливо прослеживается на Северном участке, где в трубообразных телах с глубиной увеличивается содержание гранатов (гроссуляр-андрадита), уменьшается пироксен-мангангеденбергита и водных алюмосиликатных минералов второй стадии. На верхних же горизонтах галенитовая минерализация проявлена сильнее.

С глубиной количество сульфидов при быстром уменьшении галенита по сравнению со сфалеритом уменьшается. Эта зональность отмечена по вертикали порядка 200 м. Что касается зональности рудных тел, развитых в Главной рудной зоне, то в целом она проявляется слабо и на значительном вертикальном интервале минералы скарнов и замещающие их минералы сохраняются без заметного изменения. С глубиной намечается лишь постепенное уменьшение свинца и некоторое увеличение цинка.

Анализ всего приведенного материала по зональности свинцово-цинковых рудных полей и месторождений позволяет сделать следующие выводы.

Распространение оруденения по вертикали находится в прямой зависимости от истории геологического развития той или иной рудоносной области, положения ее в структурных этажах и ярусах и конкретной геологической позиции месторождений и отдельных рудных тел.

В пределах среднего структурного этажа, свинцово-цинковое оруденение по вертикали наиболее распространено в нижнем ярусе (Алтынтопкан, Курусай, Кансай). На этих месторождениях вмещающие породы интенсивно пластически деформированы (Чернышев, 1961). В них развиты складки изоклиналильного типа с шарнирами различной ориентировки, будинаж и расслаивание. Широко распространены малые интрузии и экструзии различного состава.

В момент скарнового и последующего рудообразования по рудоконтролирующим нарушениям происходили сдвиговые, сдвиго-надвиговые и сдвиго-сбросовые перемещения.

В Западном Кармазаре многие исследователи отмечают зональное размещение месторождений. Скарново-магнетитовые, образующиеся в начальные стадии процесса минералообразования, локализуются на контакте интрузивных массивов (Туранглы, Акташ). Месторождения, формировавшиеся в конечные стадии этого процесса, значительно удалены от интрузивных массивов, но здесь развиты штоки малых интрузий и дайки (Алтынтопкан, Курусай 1 и др.). Они находятся на глубине 1,0—1,5 км, и в них четко прояв-

лена пульсационная зональность, о чем свидетельствует стадийное и зональное развитие минеральных ассоциаций.

Характерным является неоднократное подновление разрывов, для которых в глубинных частях закономерны пластическая, а в верхних — хрупкая деформация. В зональном развитии деформаций немаловажную роль играли различия в физических и механических свойствах горных пород, а также температура рудоотложений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В размещении промышленного свинцово-цинкового оруденения намечаются определенные закономерности. Основными скарново-свинцово-цинковыми объектами в Западном Карамазаре являются месторождения Алтынтопканского, Курусай-Туранглинского и Кансайского рудных полей.

Среди них распространены вытянутые зоны оруденелых пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнов, локализующихся на контакте карбонатных пород с гранитоидами и несущих вкрапленное оруденение, а также скарново-рудные трубообразные тела богатых руд, залегающие среди известняков  $D_3C_1$ .

2. Выявление положения ряда скарново-рудных полей свинцово-цинковых месторождений Карамазара по отношению к складчатым сооружениям, разрывным нарушениям и интрузивным комплексам позволило выделить ряд структурно-геологических позиций рудных полей, которые возникли в связи с размещением их в изгибах складок, на пересечениях и сочленениях разрывов разных направлений, осложняющих различные части складок на пологих и крутых контактах карбонатных пород с гранитоидами, либо на участках развития разрывов, оперяющих более крупные разрывные нарушения. Все изученные рудные поля находятся в зонах экзо- и эндоконтакта субвулканических интрузий с карбонатными образованиями, перекрытых эффузивными породами, реже слонистыми толщами осадочных пород. В вертикальном разрезе рудные поля и месторождения размещаются в нижнем структурном ярусе геосинклинального этажа, частью среди образований верхнепалеозойского орогенного структурного яруса.

Надрудными толщами свинцово-цинковых месторождений скарновой формации являются преимущественно эффузивные породы верхнего карбона, либо известковые фации девона и карбона. Верхняя часть большинства рудных тел внутри рудных полей сформировалась на глубине 1,5—1,8 км от поверхности, существовавшей в момент оруденения, и часть из них возникла в более близкоповерхностных условиях.

3. Общая особенность структур свинцово-цинковых месторождений скарновой формации — контроль оруденения достаточно

крупными разрывными нарушениями, прослеживающимися внутри карбонатных пород, либо по их контакту с гранитоидами и другими алюмосиликатными породами. Рудоконтролирующие разрывы внутри карбонатных пород проявлены на всех изученных рудных полях. На Кансайском рудном поле основная рудоконтролирующая структура — Южно-Дарбазинский надвиг, с которым сопряжена серия крутопадающих разрывов, прослеживающихся в широтном и северо-восточном направлении и проходящих в его лежащем боку. Все эти разрывы, оперяющие трещины скола, причленяются к основному надвигу на различных горизонтах (от первых сотен до 600 м). Оруденение развивается как вдоль основного надвигового шва, так и по оперяющим его с висячего бока сколам. Локализуется в виде трубообразных рудных тел в местах сочленения с северо-восточными рудоносными нарушениями разрывов северо-западного простираения, либо ответвления от них крутопадающих оперяющих трещин, либо, наконец, в интервалах изгиба Южно-Дарбазинского надвига.

Различие условий локализации рудных тел в Курусай-Туранглинском рудном поле в значительной степени обусловлено тем, что в этом рудном поле рудоконтролирующий Акчагальский разлом имеет более крутое падение по сравнению с Южно-Дарбазинским надвигом на Кансае, и в рудной зоне наиболее развиты кислые и частично основные породы. Они влияют на размещение оруденения, что выражается в распространении почти всех трубообразных рудных тел преимущественно вдоль контактов малых интрузий и мраморизованных известняков и только в самой верхней части месторождения залегают в известняках.

В Алтынтюпканском рудном поле рудоконтролирующим нарушением, прослеживающимся вдоль контакта карбонатных пород с карамазарскими гранодиоритами, является Главная зона. Она представляет собой сложное разрывное нарушение, наклоненное в сторону падения слоистости известняков  $D_3-C_1$  к северу, но под более крутым углом к слоистости.

Пироксеново-гранатовые скарны, развитые в Главной зоне, формировались в строго определенное время, соответствующее внедрению даек гранит-порфиров и других интрузивных пород пермского возраста. Свинцово-цинковое оруденение образовалось позднее и в его локализации основную роль сыграли сбросы северо-восточного простираения, рассекающие и смещающие на ряд блоков Главную зону Алтынтюпкана и всю известняковую грядку.

4. В локализации эндогенного оруденения в пределах рассматриваемых рудных полей и месторождений основную роль играли структурные и литологические факторы. Среди последних следует различать химический состав горных пород и их физико-механические свойства, которые оказывают влияние на форму проявления тектонических деформаций и ход физико-химических процессов, приводя к образованию и выпадению из растворов рудных и со-

провожающих их минералов. Для всех карбонатных пород характерна низкая пористость, не превышающая 1,3% (обычны — 0,6—0,8%).

Неизмененные породы характеризуются низкой общей и эффективной пористостью, обычно ниже 1%. В интрузивных породах она еще ниже, чем в карбонатных.

Скарнирование пород приводит к резкому увеличению их пористости, до 6%. Наиболее пористые гранатовые и пироксен-гранатовые разности скарнов, наименее — эпидотовые и эпидот-гранатовые. Достаточно высокие значения пористости имеют пироксеновые скарны, обладающие повышенной проницаемостью для растворов, что способствовало непосредственному отложению рудных контактов и развитию метасоматических процессов, которые обусловили замещение скарновых минералов рудными. Выделение рудных компонентов из растворов в поровых пустотах сопровождалось уменьшением пористости скарнов, подверженных оруденению.

Известняки и гранодиориты, а также штоки и дайки интрузивных пород характеризуются резко контрастными физико-механическими свойствами, что предопределило наибольшую вероятность возникновения разрывов на контактах пород разного состава, вдоль которых просачивались гидротермальные растворы, приведшие к формированию скарнов и руд именно в зонах контактов.

Упругие свойства скарнов, образовавшихся в контакте экстрезивных кварцевых порфиров и других пород, отличны от свойств как карбонатных, так и изверженных пород. Они являются более склонными к хрупким деформациям (более низкий коэффициент Пуассона —  $E$ ) при достаточно высоких напряжениях. Среди других разновидностей скарнов пироксеновые разности требуют наименьших напряжений (наиболее низкие значения  $E$ ) для их разрушения, что обусловило при повторных подвижках формирование именно в них повышенной трещиноватости, т. е. образование путей для проникновения рудных растворов. В целом же проведенные исследования показали, что пироксеновые скарны — наиболее благоприятная среда для локализации прожилкового и вкрапленного свинцово-цинкового оруденения и они же подвергаются интенсивному замещению рудными минералами. Полученная проведенными экспериментами закономерность, полностью подтверждается геологическими наблюдениями на всех изученных рудных полях и месторождениях.

5. Свинцово-цинковые месторождения Кармазара формировались в четыре стадии минерализации.

6. В рудных полях отчетливо намечается зональность оруденения. Скарново-магнетитовые месторождения, образующиеся в начальной стадии процесса минералообразования, локализуются на контакте карбонатных пород и интрузивных массивов (Туранглы, Акташ на Кансае). Месторождения, сформированные в конечные стадии этого процесса, располагаются на значительном удалении от интрузивных массивов, но здесь уже развиты штоки малых ин-



трузий и дайки (Алтынтопкан, Курусай 1 и др.). Эти месторождения сформированы на глубинах 1,5—1,8 км и в них четко проявлена пульсационная зональность, о чем свидетельствует стадийное и зональное развитие минеральных ассоциаций.

Характерным является неоднократное подновление разрывов, для которых закономерно проявление в глубинных частях пластической, а в верхних — хрупкой деформации. В зональном развитии деформаций, а затем и рудоотложения немаловажную роль играли различия в физических и механических свойствах пород.

7. Свинцово-цинковые месторождения скарновой формации Кармазара образовались при высоких и средних температурах. Здесь морфологически выделяются тела трубообразной и плитообразной формы. Их морфология тесно связана со строением разрывных нарушений. Возраст оруденения пермский. Трубообразные рудные тела локализуются в участках изгибов сколовых нарушений, либо сочленения нарушений разного направления. Плитообразные тела развиваются вдоль протяженных долгоживущих разломов сложного строения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения, с гранитоидными интрузиями. Изд. 2-е, переработ., М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Абдуллаев Х. М., Мацокина Т. М., Калабина М. Г. Металлогенические особенности и вопросы прогнозирования рудных месторождений Чаткало-Кураминских гор. В кн. «Металлогенические и прогнозные карты», Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
- Акбаров Х. А. Геолого-структурные типы полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1975.
- Андерсон Б. О. Некоторые вопросы стратиграфии и магматизма Кураминской зоны (Западный Тянь-Шань). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968 № 2.
- Арапов Ю. А., Базиль В. Ф. К вопросу о возрасте постмагматического процесса в Кармазаре. «Узб. геол. ж.», 1959, № 5.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. [и др.]. Основные черты строения и развития Южного и Среднего Тянь-Шаня. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Бабаев К. Л. Генетическая классификация эндогенных рудных месторождений. «Советская геология», 1965, № 9.
- Бабаходжаев С. М. Некоторые особенности верхнепалеозойского магматизма и металлогении Восточного Кармазара (Северный Таджикистан). В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», Фрунзе, «Илим», 1971.
- Бабенко В. М., Вольфсон Ф. И., Титов В. Н. Основные черты структуры месторождения Центральный Кансай. В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля», М., «Наука», 1965.
- Бабенко В. М., Сафонов Ю. Г., Титов В. Н. Структурные особенности месторождения Королево. В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля», М., «Наука», 1965.
- Бадалов С. Т., Еникеев М. Р. К геохимии кадмия в Алмалыкском и Алтытопканских рудных полях Кармазара. «Геохимия», 1959, № 4.
- Бадалов С. Т., Моисеева М. И. К геохимии важнейших рудообразующих элементов Кураминского хребта. В кн. «Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Баймухамедов Х. Н. Основные черты металлогенической специализации рудообразующих процессов (ТашПИ). В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых», изд. ТашПИ, 1971.
- Баталов А. Б. Особенности строения некоторых скарновых зон в Западном Тянь-Шане. «Записки Узб. отд. ВМО», вып. 6, 1954.
- Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, «Дониш», 1966.

- Баратов Р. Б., Мушкин И. В. К сопоставлению интрузивного магматизма Южно-Гиссарской и Кураминской зон. ДАН ТаджССР, т. 9, 1966, № 12.
- Беликов Б. П., Лаверов Н. П., Иванов И. Б. О верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 158, 1964, № 2.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. В сб. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях», М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г. Роль вмещающей среды в процессе эндогенного рудообразования. ЗВМО, ч. 36, вып. 2, 1957.
- Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. ЗВМО, ч. 80, вып. 8, 1951.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Бок И. И. О генетической классификации месторождений полезных ископаемых поверхностного происхождения. Научн. труды Казахского горнометаллург. ин-та, вып. 18, Алма-Ата, 1959.
- Борадаевский Н. И. О значении наблюдений над дайками изверженных и жильных пород при изучении рудных месторождений. В сб. «Рудничная геология», М., Госгеоллиздат, 1946.
- Борисов О. М., Мансуров М. Геолого-структурные особенности размещения эндогенных месторождений в парных разломах Среднего Тянь-Шаня. В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых», изд. ТашПИ, 1971.
- Борисов О. М., Мансуров М. Курусай-Окуртауский парный разлом Южного Карамазара (Срединный Тянь-Шань). «Советская геология», 1975, № 6.
- Брагин И. К., Гольдшмидт Э. Х., Калабина М. Г., Малахов А. А. Глубины образования и вертикальный размах оруденения Чаткало-Кураминских гор (Средняя Азия). ДАН СССР, т. 169, 1966, № 6.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.
- Васильковский Н. П. К схеме возрастного расчленения верхнепалеозойских вулканогенных и интрузивных образований юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 10, 1956.
- Вольфсон Ф. И., Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1949, № 1.
- Вольфсон Ф. И. Структура и генезис полиметаллических месторождений Юго-Западного Карамазара. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Вольфсон Ф. И., Луккин Л. И. Особенности локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 10.
- Вольфсон Ф. И., Рахимов Ш. Х., Чернышев В. Ф. Краткие черты геологии Юго-Западного Карамазара. В кн. «Геология и структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения на месторождениях Курусай-Туранглинского рудного поля». Изд. ТГУ им. В. И. Ленина, Душанбе, 1971.
- Вольфсон Ф. И., Рахимов Ш. Х., Чернышев В. Ф. Геология Курусай-Туранглинского рудного поля. Изд. ТГУ им. В. И. Ленина, Душанбе, 1971.
- Вольфсон Ф. И., Дуброва И. В., Рахимов Ш. Х. Зональность минерализации на свинцово-цинковых месторождениях скарновой формации Западного Карамазара как индикатор скрытого оруденения. В кн. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений», М., Изд-во АН СССР, 1972.
- Воронич Т. М. К вопросу о взаимоотношениях скарновой и рудной минерализации на некоторых скарново-рудных месторождениях Западного Узбекистана и Чаткало-Кураминского региона. «Узб. геол. ж.», 1963, № 3.
- Гарьковец В. Г. Некоторые вопросы генетики рудного поля Алтынтюпкана. В кн. «Среднеазиатский индустриальный ин-т», Научные работы кафедры полезных ископаемых, Ташкент, 1941.

- Гарьковец В. Г., Хамрабаев И. Х. О геологической и металлогенической связи палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня и Южного Урала. В кн. «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана». М., 1967.
- Даминова А. М. Полиметаллическое месторождение Алтынтюпкана в Карамазаре. «Цветные металлы», 1938, № 11.
- Дуброва И. В., Титов В. Н. Некоторые новые данные о минеральном составе руд свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля. В кн. «Геология свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля». М., «Наука», 1965.
- Дуброва И. В., Филлимонова А. А. «О сульфоаммонатах свинца из месторождения Северный Кантау (Средняя Азия)». «Геология рудных месторождений», 1962, № 3.
- Дюгаев И. В. Геологическая история Карамазара и характеристика его рудности. В сб. «Карамазар», Средазгосплан, Ташкент, 1934.
- Ермаков Н. П. Значение исследований включений в минералах для теории рудообразования и учения о минералообразующей среде. Труды ВНИИП, т. I, вып. 2, 1957.
- Есенов Ш. Е., Кунаев Д. С. Металлогеническая зональность Казахстана. «Вестник АН КазССР», 1967, № 7.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 14, 1959.
- Жариков В. А. Условия образования скарновых руд. В кн. «Международный геол. конгресс», XXI сессия, Доклады советских геологов, проблема 16, М., 1960.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения. В кн. «Генезис эндогенных рудных месторождений», М., «Недра», 1968.
- Залесский Б. В. [и др.]. Физико-механические свойства горных пород Карамазара и их роль в локализации оруденения. Автореф. работ сотруд. ИГЕМ АН СССР за 1963, 1964.
- Захаров Е. Е. Опыт классификации серебро-свинцово-цинковых рудных месторождений. Труды МГРИ, т. 28, 1955.
- Захаров Е. Е. О некоторых вопросах классификации рудных месторождений. «Советская геология», 1965, № 9.
- Карпова Е. Д. О рудоносных скарнах Карамазара и Моголтау. ЗВМО, сер. II, т. 75, вып. 3, 1946.
- Карпова Е. Д. Новые данные по геологии Карамазара и Моголтау. «Советская геология», 1948, № 34.
- Карпова Е. Д. Средний и Южный Тянь-Шань. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2 Магматизм, М., «Госгеолтехиздат», 1958.
- Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 3, М., «Недра», 1960.
- Каххаров А. Месторождения наложенного типа в юго-западной части Кураминского хребта. «Узб. геол. ж.», 1961, № 6.
- Каюпов А. К. К вопросу о причинах зонального проявления эндогенного оруденения на Алтае. В сб. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана», Алма-Ата, «Наука», 1960.
- Каюпов А. К., Стеценко Б. П., Шлыгин А. Е. Геология и металлогения Тянь-Шаня. Тезисы докл. на 5 Всес. металлоген. совещ., июнь, 1968, Фрунзе, 1968.
- Коржинский Д. С. Кислотность—щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов. Материалы ко II Всес. петрографическому совещ. Ташкент, 1958.
- Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Королев А. В. Карамазарский рудный район. В кн. «Материалы первого Карамазарского съезда по цветным и редким металлам в гор. Ходженте». Сталинабад, Тадж. изд-во, 1933.
- Королев А. В. Структуры рудных полей и месторождений. Изд. Среднеазиат. индустр. ин-та, Ташкент, 1936.

- Королев А. В., Шехтман П. А. Послемагматические рудные тела и методы их геологического анализа. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Королев А. В., Бадалов С. Т. О первичной зональности оруденения в Алмалыкском рудном поле. «Геол. рудн. месторожд.», 1959, № 5.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Классификация послемагматических рудных полей. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Королев В. А. О некоторых морфологических типах рудных тел Карамазара. «Геол. рудн. месторожд.», 1961, № 4.
- Королев В. А. Структурные типы рудных полей эндогенных месторождений Средней Азии. Автореф. докт. дисс., Ташкент, 1968.
- Королев В. А., Умарходжаев М. Распределение оруденения в скарнах — критерий возрастных взаимоотношений их с дайками (на примере Алтынтопкана). «Разв. рудн. м-ний», 1969, № 4.
- Королев В. А. [и др.]. Использование гипогенной зональности при детальном прогнозировании скрытого оруденения в пределах рудных полей Карамазара. В кн. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений», М., 1972.
- Королева З. А. Парагенетические соотношения гипогенных минералов в месторождениях Карамазара. Ташкент, Изд-во УзФАН СССР, 1941.
- Королева Н. Н. О роли карбонатов в гидротермальных процессах замещения. Труды СазПИ, нов. сер., вып. 6, 1959.
- Королева Н. Н. Зональность гипогенной минерализации в Алтынтопканском рудном поле. В кн. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений», изд. ТашПИ, 1972.
- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. «Изв. высш. учебн. заведений», геология и разведка, М., «Недра», 1970.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Крейтер В. М., Смирнов В. И. Полиметаллические месторождения Средней Азии. Труды Тадж.-Памирской экспед., вып. 97, М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Кущанарев И. П. Глубинные уровни образования эндогенных месторождений и определяющие их факторы (ИМГРЭ). В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых», ТашПИ, 1971.
- Лаверов Н. П., Беликов Б. П., Иванов И. Л. Об абсолютном возрасте интрузивных пород и верхней возрастной границе магматизма в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 10.
- Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность. «Советская геология», 1959, № 2.
- Левицкий О. Д., Смирнов В. И. Использование гипогенной зональности при поисках скрытых рудных тел гидротермального происхождения. В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения», М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лукин Л. И. (ред.). Особенности структур гидротермальных рудных месторождений. М., «Наука», 1968.
- Лукин Л. И., Сафонов Ю. Г., Чернышев В. Ф. Структурная зональность эндогенных рудных полей и месторождений. В кн. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений», М., «Наука», 1972.
- Магакьян И. Г. Металлоносность скарновых зон Зеравшано-Гиссарской области. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1941, № 2.
- Магакьян И. Г. Опыт классификации рудных формаций СССР. «Геол. рудн. месторожд.», 1967, № 5.
- Малахов А. А. Опыт систематики эндогенных рудных формаций вольфрама, молибдена, висмута, олова, меди, марганца, свинца, цинка, ртути и сурьмы, флюорита, волластонита и алунита. В кн. «Эндогенные рудные формации Узбекистана», т. 2, Ташкент, 1968.

- Малахов А. А. О глубинах формирования эндогенных месторождений Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 9, М., «Наука», 1970.
- Мансуров М. Структурные особенности размещения и морфология рудных тел одного из месторождений Западно-Кансайской группы. «Узб. геол. ж.», 1964, № 2.
- Мансуров М. О зональности размещения рудных формаций и зональности отложения в свинцово-цинковых месторождениях и рудопроявлениях Каясайского рудного поля. «Узб. геол. ж.», 1969, № 4.
- Маракушев А. А. Термодинамические факторы образования рудной зональности. В кн. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений», М., 1972.
- Мацокина Т. М. О некоторых закономерностях строения скарных зон Средней Азии. ДАН УзССР, 1953, № 2.
- Машковцев С. Ф. Горы Кармазар. Путеводитель экскурсий III Всесоюзного геол. съезда, Ташкент, Изд-во Геол. ком., 1926.
- Машковцев С. Ф. Взаимосвязь между вулканизмом, тектоникой и рудообразованием на примере Тянь-Шаня. «Пробл. сов. геологии», 1937, № 4.
- Мирходжаев И. Х. Литологический контроль размещения полиметаллических месторождений в Кураминском хребте. «Узб. геол. ж.», 1961, № 3.
- Мирходжаев И. Х. Место полиметаллической минерализации в истории геологического развития Кураминского хребта. «Узб. геол. ж.», 1966, № 6.
- Мирходжаев И. Х. Околорудные изменения вмещающих пород — поисковые критерии на слепые рудные тела (на примере Кармазара). «Узб. геол. ж.», 1959, № 5.
- Наследов Б. Н., Королев В. А. Месторождения Алтынтопканского, Табашарского участка, Каная и Кани-Мансура в Кармазарском районе. М., Изд-во Геол. ком., 1928.
- Наследов Б. Н. Полиметаллический Кармазар. В кн. «Труды IV Всесоюзной геол. конф. по цветным металлам», вып. 3, М.—Л., 1932.
- Наследов Б. Н. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Невский В. А. Структурно-геологическое положение не выходящих на поверхность рудных тел некоторых редкометалло-свинцово-цинковых месторождений Северного Тянь-Шаня. В кн. «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения», М., «Недра», 1963.
- Невский В. А., Козлова П. С. Трубочатые тела брекчированных пород Северного Тянь-Шаня и их отношение к оруденению. В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», Фрунзе, «Илим», 1971.
- Некрасов Е. М. Сравнительная характеристика структурных условий локализации свинцово-цинкового оруденения в деформированных пластичных толщах. «Геология рудных месторождений», 1967, № 7.
- Нечелюстов Н. В., Попова Н. Н. О рудоотложении в скарнах месторождений Кармазара. «Советская геология», 1967, № 5.
- Нечелюстов Н. В., Зленко Б. Ф. Сравнительная характеристика металлогении скарно-рудных месторождений герцинид Средней Азии. В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», Фрунзе, «Илим», 1971.
- Нишанов П. Х. О двух этапах гидротермальной минерализации в горах Барактынтау. В кн. «Полезные ископаемые Узбекистана и вопросы их генезиса», Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964.
- Попов В. И., Асаналиев У., Давыдов Г. И. Типы свинцово-цинкового оруденения в девонских и нижнекарбоновых отложениях Среднего Тянь-Шаня. В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», 1971, Фрунзе, «Илим».
- Поярков В. Э. Некоторые закономерности размещения полиметаллических рудных полей в тектонических зонах Средней Азии. В сб. «Материалы по геологии цветных, рудных и благородных металлов», вып. 1, 1957.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939.

- Радкевич Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. «Советская геология», 1959, № 9.
- Радкевич Е. А. [и др.]. Геология свинцово-цинковых месторождений. Т. XIV, вып. 3, М., Изд-во АН СССР, 1972.
- Рахимов Ш. Х. Роль пористости горных пород в локализации свинцово-цинкового оруденения на примере месторождения Курусай 1 Западного Карамазара. ДАН ТаджССР, 1962, № 4.
- Рахимов Ш. Х. Некоторые особенности геологической структуры свинцово-цинкового месторождения Курусай 1. «Узб. геол. ж.», 1965, № 2.
- Рахимов Ш. Х. Первичные ореолы рассеяния на свинцово-цинковом месторождении Курусай 1 в Северном Таджикистане. «Изв. ВУЗов», геология и разведка, 1966, № 4.
- Рахимов Ш. Х. [и др.]. Основные черты рудоносности и характеристика главнейших месторождений Курусай-Туранглинского рудного поля. Изд. ТГУ им. В. И. Ленина, Душанбе, 1972.
- Рахимов Ш. Х. Характер среднепалеозойских карбонатных толщ в районе месторождения Курусай 1 в ЮЗ Карамазаре. В кн. «Новые данные по геологии Таджикистана», Труды кафедры геологии и палеонтологии ТГУ им. В. И. Ленина, Душанбе, 1971.
- Рахимов Ш. Х. Структура и морфология рудных тел месторождения Курусай 1 (ЮЗ Карамазар). В кн. «Минералогия, геохимия и генезис рудных месторождений Таджикистана». Душанбе, «Дониш», 1971.
- Рахимов Ш. Х. Физико-механические свойства горных пород и их влияние на локализацию эндогенного оруденения на различных месторождениях Таджикистана. В сб. «Нов. дан. по геол. Таджикистана», вып. 3, изд. ТГУ, Душанбе, 1974.
- Рахимов Ш. Х. Новые данные по минералогии глубоких горизонтов месторождения Центральный Кансай. В сб. «Новые данные по геологии Таджикистана», вып. 4, изд. ТГУ, Душанбе, 1975.
- Рахимов Ш. Х., Крупин В. Н. О перспективности площади Кансай Южный. В сб. «Новые данные по геологии Таджикистана», вып. 3, изд. ТГУ им. В. И. Ленина, Душанбе, 1975.
- Розанов Ю. А. Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температуре до 200°C. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 66, 1962.
- Розанов Ю. А., Рахимов Ш. Х. Физико-механические свойства вмещающих пород и их влияние на рудоотложение в Курусай-Туранглинском рудном поле. В сб. «Геология и структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения в Курусай-Туранглинском рудном поле», изд. ТГУ, Душанбе, 1971.
- Сазонов В. Д. Геохимическая и физико-химическая характеристика процессов гипогенной минерализации Курусайского рудного поля. Труды Института геологии АН ТаджССР, т. VI, 1962.
- Сафонов Ю. Г. О стадийности формирования эндогенных месторождений Южного Карамазара. «Изв. АН УзССР», сер. геол., 1967, № 2.
- Серебрицкий А. И. К вопросу о соотношении скарнов и даек в Главной рудной зоне месторождения Алтынтюпкан. В кн. «Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых», изд. ЛГУ, 1966.
- Смирнов В. И. [и др.]. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Смирнов В. И., Адышев М. М. Металлогения Тянь-Шаня. «Вестник АН СССР», 1968, № 10.
- Смирнов В. И. Источники рудообразующих компонентов (МГУ). В кн. «Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых», изд. ТашПИ, 1971.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, № 6.
- Сонюшкин Е. П. О происхождении некоторых плитообразных известняков в Юго-Западном Тянь-Шане. Труды ИГ АН СССР, вып. 162, сер. рудн. мин., 1955, № 17.

- Тарасов В. А. О роли закисных компонентов скарна в локализации свинцово-цинкового оруденения в месторождении Курусай 1 (Юго-Западный Карамазар). «Узб. геол. ж.», 1975, № 4.
- Титов В. Н. Структура некоторых свинцово-цинковых месторождений Кансайского рудного поля и вопросы поисков скрытых рудных тел. Автореф. канд. дисс., М., 1963.
- Тимченко И. П. Исследование физико-механических свойств горных пород вмещающих полиметаллические рудные тела Алтынтюпканского рудного поля. Автореф. работ сотрудников ИГЕМ за 1958—1959 гг., М., 1960.
- Уразаев И. М. Некоторые данные о времени формирования оруденения в хребте Окуртау (Таджикская ССР). ДАН СССР, т. 141, 1961, № 1.
- Федорчук В. П. Главнейшие типы структур рудных полей и месторождений Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса. Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 41, М., 1961.
- Ферсман А. Е. Особенности рудного Карамазара. В кн. «Труды Таджикской базы», т. 4, М., 1935.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Хамрабаев И. Х., Искандаров Э., Юсупов М. Роль теплообмена в избирательной локализации молибденово-вольфрамового оруденения в скарновых залежах месторождений Койташ и Лянгар (Западный Узбекистан). «Узб. геол. ж.», 1974, № 5.
- Хетчиков Л. Н. О взаимоотношениях скарнов и сульфидов на месторождении Первое Советское (Ю. Приморье). Труды ИГЕМ, вып. 18, 1959.
- Хитаров Н. И., Москвалюк А. А. Экспериментальные данные к вопросам генезиса свинцового оруденения. «Советская геология», 1955, № 43.
- Чернышев В. Ф. Некоторые структурные особенности локализации известковых скарнов. «Геол. рудн. месторождений», 1961, № 3.
- Шабьнин Л. И. Формация магнезиальных скарнов. М., «Наука», 1973.
- Шаталов Е. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей (с эндогенной минерализацией). В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлоген. исследованиях», М., «Недра», 1965.
- Шехтман П. А., Поваров А. В. Морфологические особенности рудных тел Кансайского свинцово-цинкового месторождения и методика их разведки. «Геол. рудн. месторождений», 1962, № 4.
- Шехтман П. А., Акбаров Х. А., Королев В. А. Классификация рудных полей Средней Азии по структурно-геологическим признакам. Труды САИГИМСА, вып. 4, Ташкент, 1964.
- Шихин Ю. С., Кузнецов Ж. Н., Тарасов В. А. Геолого-прогнозная карта Юго-Западного Карамазара (тезисы). В кн. «Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт», ч. 3, Киев, 1960.
- Шмулевич А. Д. [и др.]. Металлогения свинцового оруденения Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 9, М., «Наука», 1970.
- Щерба Г. Н. Некоторые вопросы поисков скрытых месторождений на примерах Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР», сер. геол., 1962, № 6.
- Щерба Г. Н. [и др.]. Проявление зональности в колчеданно-полиметаллических и грейзеновых месторождениях (на примере Казахстана). В кн. «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений», изд. ИГЕМ, 1972.
- Щербаков Д. И. Карамазар и Памир. Материалы Первого Карамазарского съезда по цветным и редким металлам в г. Ходженте, Сталинабад, 1933.
- Щербаков Д. И. Проблемы Карамазара. В кн. «Таджикско-Памирская экспедиция», Л., 1934.
- Щербаков Д. И. Особенности металлогении Средней Азии. Труды Тадж. Памирской экспедиции, М., Изд-во АН СССР, 1935.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.	3
Глава 1. Краткий очерк геологического строения Западного Карамазара.	5
Глава 2. Геология рудных полей и месторождений Западного Карамазара.	13
Глава 3. Структура рудных полей и месторождений.	53
Глава 4. Физико-механические свойства горных пород и их роль в локализации свинцово-цинкового оруденения.	63
Глава 5. Минеральный состав скарнов и руд, стадийность процесса минералообразования на изученных скарнорудных месторождениях.	81
Глава 6. Зональность оруденения в скарновых рудных полях и месторождениях.	118
Заключение.	132
Литература.	136

**Рахимов Ш. Х.**

Геолого-структурные условия локализации оруденения скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара /Отв. ред. Х. Н. Баймухамедов. — Т.: «Фан», 1978. — 143 с.

В надг.: АН УзССР, Ин-т геол. и геоф. им. Х. М. Абдуллаева.

553

**Шавкат Халимович Рахимов**

**ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ  
ЛОКАЛИЗАЦИИ СКАРНОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРАМАЗАРА**

*Утверждено к печати*

*Ученым советом Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева  
и Отделением наук о Земле  
АН УзССР*

Редактор *Л. И. Ежова*  
Художник *Е. И. Владимиров*  
Технический редактор *Х. У. Карабаева*  
Корректор *Е. Е. Сажнова*

ИБ № 299

Сдано в набор 23/V-1978 г. Подписано к печати 30/VI-1978 г. P08400. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 9,0+0,5  
вкл. Уч.-изд. л. 9,2. Тираж 1000. Заказ 112. Цена 1 р. 50 к.

Типография издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.  
Адрес издательства: Ташкент, 700047, ул. Гоголя, 70.

3326

Цена 1 р. 50 к.