

Ф. И. ВОЛЬФСОН, П. Д. ЯКОВЛЕВ

СТРУКТУРЫ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ф. И. ВОЛЬФСОН, П. Д. ЯКОВЛЕВ

●

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ДОПУЩЕНО
МИНИСТЕРСТВОМ ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР
В КАЧЕСТВЕ УЧЕБНОГО ПОСОБИЯ
ДЛЯ СТУДЕНТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СПЕЦИАЛЬНОСТЕЙ ВУЗОВ



МОСКВА «НЕДРА» 1975

Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структуры рудных полей и месторождений (Учебное пособие). М., «Недра», 1975. 271 с.

Изучение структур рудных полей и месторождений имеет очень большое значение в повышении эффективности геологоразведочных работ. В пособии рассматриваются различные вопросы, связанные с выяснением роли локальных и региональных тектонических элементов, а также физико-механических свойств вмещающих пород в локализации оруденения эндогенных месторождений. В сжатом виде охарактеризованы рудные провинции и рудные пояса. Рассмотрены структурно-геологические позиции рудных полей и месторождений различных генетических групп и показана роль складчатых сооружений, региональных разломов и других геологических элементов в размещении этих полей. Большое внимание уделено характеристике структур рудных полей и месторождений, рудных тел и рудных столбов, тесно связанных с внутренним строением интрузивных массивов, вулканических построек, складчатых форм и разрывных нарушений. Проанализированы условия локализации оруденения в различных структурных этажах и ярусах. Охарактеризованы особенности геологического строения рудных полей и месторождений и показаны основные и специальные методы изучения их структур. В заключительном разделе помещены задачи по структурам рудных полей и месторождений и показаны методы их решения.

Книга рассчитана на студентов старших курсов геологоразведочных вузов и факультетов, геологов-производственников и научных работников, производящих поиски, разведку и изучение рудных месторождений.

Табл. 5, ил. 193, список лит. — 123 назв.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	7

Часть первая

Общие закономерности размещения оруденения в различных геологических условиях

Глава I.	К истории развития учения о структурах рудных полей и месторождений	9
Глава II.	Тектонические элементы в рудных полях и месторождениях	13
	Некоторые понятия из теории деформации	14
	Деформационные свойства горных пород	15
	Складчатые формы, их типы и строение в различных геологических условиях	18
	Разрывные нарушения	24
	Закономерности сочетания разрывных нарушений со складками	45
Глава III.	Морфология и тектоника интрузивных массивов	47
	Рудоносные вулканические сооружения, их типы и строение	58
	Вулканические аппараты и трубки взрывов, их типы и роль в локализации оруденения	68
	Рудоносные провинции и рудные пояса	75
	Соотношение региональных и локальных тектонических элементов, влияющих на размещение рудных полей и месторождений	75
	Рудоносные провинции	76
Глава IV.	Рудные пояса и рудоносные зоны в различных провинциях	79
	Возможные причины проявления региональной зональности эндогенного оруденения	82
	Структурно-геологические позиции рудных полей эндогенных месторождений	88
	Структурные элементы, влияющие на размещение рудных полей	88
	Рудные поля собственно магматических месторождений	94
	Пегматитовые рудные поля	97
	Карбонатитовые рудные поля	98
	Рудные поля контактово-метасоматических и гидротермальных месторождений	98

Часть вторая

Структуры рудных полей и месторождений и условия локализации оруденения

Глава V.	Главнейшие структурные типы эндогенных рудных полей и месторождений	106
	Систематика структур рудных полей и месторождений	106
	I. Рудные поля и месторождения, приуроченные к складкам, осложненным разрывными нарушениями	113
	II. Рудные поля и месторождения, приуроченные к разрывным нарушениям	123
	III. Рудные поля и месторождения, приуроченные к зонам контактов интрузивных массивов, осложненных разрывными нарушениями	136
	IV. Рудные поля и месторождения, приуроченные к расслоенным интрузивным массивам	138

	V. Рудные поля и месторождения, приуроченные к многофазным интрузивным массивам кольцевого строения (центрального типа)	141
	VI. Рудные поля и месторождения, приуроченные к вулканическим сооружениям	142
	VII. Рудные поля и месторождения, приуроченные к полям развития трубок, возникших в результате прорыва газов	150
	VIII. Рудные поля и месторождения сложного строения, обусловленного сочетанием нескольких структурных типов	153
Глава VI.	Структурные типы рудных тел и рудных столбов	160
	Собственно магматические месторождения	160
	Пегматитовые месторождения	165
	Грейзеновые месторождения	167
	Скарновые месторождения	169
	Средне-низкотемпературные гидротермальные месторождения	171
	Типы рудных столбов	183
Глава VII.	Особенности локализации эндогенного оруденения в различных структурных этажах и ярусах	185
	Структурные этажи и ярусы и их влияние на локализацию оруденения	185
	Глубина формирования гидротермального оруденения от земной поверхности, существовавшей в процессе минерализации	187
	Сравнительная характеристика условий локализации эндогенных месторождений, залегающих в различных структурных этажах и ярусах	190

Часть третья

Методика структурных исследований

Глава VIII.	Методы структурных исследований	205
	Геологическое картирование	205
	Изучение трещинной тектоники	208
	Изучение движений вдоль разрывных нарушений, проявившихся в различные этапы деформации	209
	Микроструктурный анализ и возможность его использования при изучении структур рудных полей и месторождений	212
	Изучение петрографического и химического состава и физико-механических свойств вмещающих пород	220
Глава IX.	Лабораторные упражнения	223
	Указатель рудных полей и месторождений	264
	Список литературы	267

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учение о структурах рудных полей и месторождений наряду с учением об их генезисе приобретает все большее значение по мере сокращения фонда легко открываемых новых месторождений и увеличения глубин отработки известных. Однако в учебных пособиях по геологии рудных и неметаллических месторождений их структурам уделяется незаслуженно мало места (обычно одна глава, 4—10% объема). Специальные пособия по структурам месторождений (А. В. Королева, В. М. Крейтера, Ф. И. Вольфсона и др., А. В. Королева и П. А. Шехтмана, А. С. Великого) давно стали библиографической редкостью и не полностью отвечают современному научному уровню.

В основу предлагаемого пособия положены материалы лекций и лабораторных занятий, проводившихся авторами в последние 10 лет в Московском геологоразведочном институте им. С. Орджоникидзе, а ранее в течение 25 лет в Московском институте цветных металлов и золота им. М. И. Калинина.

Фактический материал, использованный в книге, в значительной части собран авторами и их товарищами по работе в процессе многолетних исследований рудных полей и месторождений Средней Азии, Казахстана, Кавказа, Урала, Восточного Забайкалья, Якутии и других рудоносных провинций СССР, а также стран народной демократии. Книга знакомит читателей с теоретическими основами структурного анализа, структурно-геологическими позициями и структурами типичных полей, месторождений и рудных тел различных генетических групп и классов, детально изученных в основном отечественными геологами и частью зарубежными. Наряду с этим в работе сделана попытка охарактеризовать основные методы изучения структур рудных полей и месторождений и прежде всего рассмотреть те из них, которые позволяют производить структурные исследования, направленные на выявление закономерностей локализации оруденения. Это особенно необходимо при оценке перспектив флангов и глубоких горизонтов эксплуатируемых месторождений, а также для более эффективного проведения глубинных поисков и геологоразведочных работ на новых перспективных площадях. Особая важность выполнения такого рода работ нашла отражение в решениях XXIV съезда КПСС, в которых записано: «Расширить работы по геологическому изучению земных недр и разведке минерально-сырьевых ресурсов прежде всего в районах действующих горных предприятий, а также в районах, наиболее экономически выгодных для промышленного их освоения. Усилить разведку на нефть и газ, особенно в европейской части страны, коксующиеся и энергетические угли, высокосортные бокситы, важнейшие цветные, редкие и драгоценные металлы, алмазы, сырье для производства минеральных удобрений, особенно фосфатных, разведку подземных

вод, а также усилить поисково-разведочные работы по выявлению месторождений богатых железных руд в районах Сибири и Урала»¹.

Выполнение решений успешно осуществляется геологоразведочной службой нашей страны. Усиление же структурно-геологических исследований несомненно будет способствовать повышению эффективности этих работ.

В работе излагаются не только теоретические основы курса, но приводится также материал к лабораторным занятиям, выражающимся в решении разного рода задач по структурам рудных полей и месторождений, находящихся в различной геологической обстановке. Это укрепляет теоретические познания и развивает исторический подход, так необходимый для эффективного проведения структурно-геологических исследований.

Авторы надеются, что выход в свет предлагаемой книги восполнит имеющуюся острую потребность в учебном пособии для студентов геологоразведочной специальности и в то же время поможет в работе широким кругам геологов-производственников и научных работников, занимающихся поисками, разведкой и изучением рудных месторождений.

¹ Материалы XXIV съезда КПСС. М. Изд-во полит. литературы, 1971, стр. 252—253.

ВВЕДЕНИЕ

Современное развитие науки о рудных месторождениях в СССР и зарубежных странах привело к появлению в ней новых направлений — минераграфии, учения об околорудном изменении вмещающих пород, физико-химических условий рудоотложения, металлогении, структуры рудных полей и месторождений. Научно-исследовательские работы, направленные на углубление и совершенствование всех этих научных направлений, проводятся в большом объеме в научно-исследовательских геологических институтах, в геологоразведочных вузах и частью в производственных организациях. Однако в учебных планах геологоразведочных вузов и геологических факультетов университетов большая часть этих новых направлений в необходимом объеме не нашла отражения. Исключение представляет лишь минераграфия, которая в виде самостоятельного раздела преподается в курсе полезных ископаемых. Часть других упомянутых научных направлений читается только в некоторых вузах в качестве небольших факультативных курсов. Вместе с тем все эти направления имеют важное значение в подготовке высококвалифицированных геологов, специализирующихся в области поисков и разведки рудных и неметаллических месторождений. В своей практической деятельности они сразу же после окончания вуза сталкиваются с необходимостью применения знаний в области околорудного изменения вмещающих пород, физико-химических условий рудоотложения и особенно основ металлогении и структур рудных полей и месторождений. В связи с этим в последние годы кафедры полезных ископаемых геологоразведочных институтов и геологических факультетов университетов стремятся ввести в учебный план небольшие курсы по упомянутым научным направлениям.

Предлагаемый лекционный курс более 10 лет преподается авторами в Московском геологоразведочном институте им. С. Орджоникидзе (МГРИ) на кафедре «Месторождения полезных ископаемых» студентам пятого курса. Он включает четыре раздела. Первый из них посвящен общим закономерностям размещения оруденения в рудных провинциях и районах и структурно-геологическим позициям рудных полей, месторождений различных генетических групп — собственно магматических, карбонатитовых, пегматитовых, контактово-метасоматических и гидротермальных. Во втором разделе характеризуются структуры рудных полей и месторождений, а также структурные типы рудных

тел. В третьем разделе разбираются структурные условия локализации оруденения в зависимости от его нахождения в различных структурных этажах и ярусах. Четвертый раздел включает основные методы изучения структур рудных полей и месторождений.

На лабораторных занятиях решаются специальные задачи по структурам рудных полей и месторождений, которые строятся на сведениях, излагаемых в общем курсе структурной геологии, и специальных данных по трещинной тектонике, внутреннему строению разрывных нарушений и рудных тел, соотношению главных и оперяющих трещин, микроструктурному анализу и др.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Глава I.

К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ О СТРУКТУРАХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В качестве самостоятельного предмета курс «Структуры рудных полей и месторождений» начал читаться в нашей стране А. В. Королевым на геологоразведочном факультете Ташкентского политехнического института в начале 30-х годов. В 1936 г. его лекции были отпечатаны на стеклографе, и эта работа явилась первым изданием по структурам рудных полей и месторождений. В конце 30-х годов ряд глав этого курса преподавался А. В. Пэком на курсах повышения квалификации геологов. В МГРИ их читали в лекциях по полезным ископаемым Е. Е. Захаров и по методике поисков и разведки твердых полезных ископаемых В. М. Крейтер. С 40-х годов структуры рудных полей и месторождений преподавались авторами более 25 лет в виде разделов курса по рудным месторождениям в Московском институте цветных металлов и золота им. М. И. Калинина. Начиная с 50-х годов небольшой курс по структурам рудных месторождений начал преподаваться Л. И. Лукиным, а затем Г. Ф. Яковлевым в Московском государственном университете им. М. В. Ломоносова. Одно время этот курс слушали студенты Ленинградского университета; в настоящее время, как уже отмечалось, он преподается в МГРИ, в Ленинградском горном институте, в Университете Дружбы народов им. П. Лумумбы, в Иркутском политехническом институте и некоторых других вузах страны.

Несмотря на то что курс начал читаться относительно недавно и преподается далеко не во всех геологоразведочных вузах и не регулярно, исследования в области изучения структур рудных полей и месторождений проводятся уже значительное время. В нашей стране впервые вопросам структур рудных месторождений внимание уделил М. В. Ломоносов в XVIII в. Позднее в XIX в. они нашли отражение в работах Д. И. Соколова, затем Н. К. Высоцкого. В начале XX в. отдельные вопросы, касающиеся структур рудных месторождений, освещались в трудах Е. С. Федорова, Л. К. Коношевского, В. А. Обручева, В. К. Котульского и некоторых других геологов.

Углубленное изучение формы и структуры рудных тел и месторождений и условий размещения оруденения в нашей стране началось лишь после Великой Октябрьской революции. Необходимость проведения этих исследований убедительно была показана В. А. Обручевым, А. Е. Ферсманом и С. С. Смирновым. В. А. Обручев (1929 г.) большое внимание уделял выяснению условий размещения обогащенных участков в гидротермальных месторождениях. Он подчеркивал также (1942 г.), что успех при поисках и разведках рудных месторождений в значительной степени зависит от того, насколько тщательно изучена

тектоника исследуемого района. А. Е. Ферман (1939 г.) отмечал, что изучение геохимических процессов возможно лишь в комплексе с тектоническими исследованиями. По этому вопросу он писал, что тектонические линии разного рода и масштаба и связанные с ними дизъюнктивные дислокации определяют собою тип и масштаб геохимических процессов миграции и поэтому огромное значение в каждой области при организации поисков полезных ископаемых принадлежит, прежде всего, изучению тектонических черт района. По С. С. Смирнову (1946 г.), прикладная геология есть прежде всего структурная геология. Сам он использовал данные структурной геологии для выявления металлогенических поясов в восточных районах СССР.

А. Н. Заварицкий, проводивший широкие геологические и петрографические исследования ряда рудоносных интрузивных массивов и полей, большое внимание уделял изучению структур рудных месторождений. В этом отношении особо важными являются его работы (1921—1929 гг.) по платиновым и медноколчеданным месторождениям, а также по изучению скарново-магнетитовых месторождений горы Магнитной.

Как уже отмечалось, первое теоретическое обобщение по структурам рудных полей и месторождений было сделано в 1936 г. А. В. Королевым (1962). Он предложил подробную классификацию структур эндогенных месторождений, впервые показал важную роль крупных разрывных нарушений в развитии региональной зональности в рудоносных провинциях. Массовому развертыванию детальных исследований структур рудных месторождений в нашей стране способствовали работы А. В. Пэка по титаномagnetитам Урала и его книга по трещинной тектонике и структурному анализу (Пэк, 1939).

А. Г. Бетехтин (1939 г.) проанализировал понятия «рудное поле» и «рудноносный участок». Рудные поля, по его представлениям, являются составными частями металлогенической провинции. Для эндогенных месторождений под рудным полем он подразумевал всю совокупность месторождений, генетически связанных с каким-либо массивом изверженных пород, вскрытым на поверхности или залегающим вблизи нее.

Первая попытка создания генетической классификации структур рудных месторождений была сделана В. М. Крейтером (1940 г.). Среди магматогенных месторождений он выделил шесть групп, объединяющих 19 структурных типов: 1) складчатые структуры, 2) разрывные структуры перемещения, 3) трещинные структуры, 4) комбинированные структуры, 5) структуры магматической стадии дифференциации интрузивов, 6) позднемагматические структуры интрузивов. В. М. Крейтер (1941 г.) рассмотрел также вопросы, связанные с изучением структуры рудных полей; последние он разделил на четыре типа. К элементам рудного поля он относит различные нарушения, возникшие в породах в результате тектонических деформаций в пределах данного участка (поля) земной коры, обусловившие в основном распределение сближенных и генетически родственных эндогенных месторождений.

В дальнейшем классификация структур эндогенных месторождений различных генетических типов была предложена Ф. И. Вольсоном (1955). Среди гидротермальных месторождений были выделены две группы месторождений, относящиеся к складчатым и трещинным структурам. В каждой из этих групп охарактеризованы структурные типы месторождений и рудных тел в зависимости от строения складчатых

сооружений, в которых они развиты, либо от строения рудоносных разрывов и направлений движений вдоль них прилегающих блоков пород.

В. И. Смирнов (1954) предложил классификацию структур эндогенных месторождений, включающую шесть групп и 20 типов. Он охарактеризовал дорудные, внутрирудные и послерудные структуры, разделив первые из них по путям движения рудоносных растворов, и выделил пять типов рудных столбов. Ранее предложенная классификация эндогенных месторождений А. В. Королева в дальнейшем была развита и дополнена А. В. Королевым и П. А. Шехтманом (1965). Авторы показали важное значение в структурных условиях локализации оруденения наряду со складками и разрывами также вмещающих пород и прежде всего слоистых толщ.

Изучению структур магматических медно-никелевых месторождений много внимания уделил В. К. Котульский (1948 г.). Он показал, что генезис этих месторождений может быть выяснен лишь при условии детального изучения трещинной тектоники рудоносных массивов. Структуры медно-никелевых месторождений, связанных со стратифицированными массивами, в дальнейшем детально изучались Н. А. Елисеевым (1960), а затем И. Г. Горбуновым (1968). После окончания Великой Отечественной войны много внимания было уделено также изучению структур пегматитовых и пневматолитовых месторождений. Однако основное внимание и в это время было сосредоточено на изучении структур рудных полей и месторождений гидротермального генезиса.

Изучение структур рудных полей и месторождений получило в СССР особенно большой размах в последние 10—15 лет. Оно проводится многотысячным коллективом разведчиков и рудничных геологов и все большее и большее участие в них принимают научные работники геологических институтов Академии наук СССР, институтов Министерства геологии СССР и вузов. Этим исследованиям в значительной мере способствовали региональные тематические работы по изучению тектоники крупных провинций и районов, проведенные Н. С. Шатским, А. В. Пейве, В. В. Белоусовым, В. Е. Хаином, П. Н. Кропоткиным, Г. Д. Ажгиреем и др. Теоретические и методические исследования, способствующие общему развитию структурных исследований в рудных полях и месторождениях, разрабатываются в специальных лабораториях ИГЕМ АН СССР, Института физики Земли АН СССР и в других научно-исследовательских институтах. Экспериментальные работы, проведенные М. В. Гзовским, существенно расширили представления о полях напряжения, их видах и ориентировке, что сыграло положительную роль в выяснении истории формирования тектонических элементов. Большой ценный материал по структурам многих рудных полей и месторождений цветных, редких и благородных металлов был получен благодаря специальным исследованиям, проведенным А. В. Королевым, В. М. Крейгером, Е. Е. Захаровым, А. В. Пэком, В. И. Смирновым, В. Н. Котляром, Ф. И. Вольфсоном, А. В. Невским, Л. И. Лукиным, Н. И. Бородаевским, М. Б. Бородаевской, В. Ф. Чернышевым, П. Ф. Иванкиным, Е. П. Союшкиным, Г. И. Поспеловым, А. В. Дружининым, П. А. Шехтманом, В. А. Королевым, П. Д. Яковлевым, И. З. Коринным, Г. Г. Кравченко, Б. Л. Рыбаловым, Л. В. Хорошиловым, В. И. Казанским, Н. П. Лаверовым, Г. Ф. Яковлевым, Е. М. Некрасовым, С. С. Щербиным, В. В. Архангельской, О. В. Жарковой.

Л. П. Ищуковой, А. А. Гармашом, К. Ф. Кузнецовым, В. Д. Барановым, К. А. Карамяном, Ю. Г. Сафоновым, Е. П. Малиновским, В. М. Крупениковым, Б. П. Власовым, В. Е. Вишняковым, Ю. В. Дроновым и многими другими.

Значительно углубились также представления о структурной зональности, выражающейся в изменении с глубиной трещиноватости и морфологии разрывных нарушений и рудных тел, типов складок и тектонических элементов, связанных с ними. Проведен большой объем работ по изучению внутреннего строения рудоконтролирующих и рудовмещающих разрывов.

В структурно-геологических исследованиях все большее внимание уделяется выявлению закономерностей размещения рудных полей в различной геотектонической обстановке. Собраны данные, уточняющие отношение рудных полей эндогенных месторождений различных генетических типов к разного рода тектоническим элементам. В последнее время важное значение приобрели работы, направленные на выяснение особенностей структурных условий локализации оруденения в рудных полях и месторождениях, залегающих в различных геологических обстановках и в различных структурных этажах и ярусах. Особенно большой объем работ проведен в СССР по детальному геологическому картированию рудных полей и месторождений, изучению тектонических элементов и истории формирования структур, выяснению структурных условий локализации оруденения и совершенствованию самого метода структурных исследований. При этом выявлены принципиально новые типы структур рудных полей гидротермальных месторождений, связанных с трубками взрывов, вулканическими сооружениями различного типа, вулканоплутонами и т. п.

В общем развитии структурного направления в изучении рудных месторождений важную роль сыграло широкое применение методов общей геофизики, а при прослеживании разрывных нарушений и других линейных элементов также специальные геофизические и геохимические методы.

Общей особенностью советской школы структурных исследований является исторический подход к выяснению места и времени оруденения в общем ходе развития тектоники и магматизма, а также к выяснению условий локализации оруденения путем совместного рассмотрения геологических и физико-химических условий рудообразования.

В последнее время в области изучения структур рудных полей и месторождений значительные успехи получены и зарубежными геологами. Прежде всего необходимо упомянуть работы чешских геологов по изучению структурных условий локализации оруденения на оловянно-вольфрамовых месторождениях, залегающих в грейзенах, а также по изучению структур жильных свинцово-цинковых месторождений. Много ценных сведений собрано также геологами Болгарии, изучавшими структуру жильных и метасоматических свинцово-цинковых месторождений и проанализировавшими условия локализации рудных столбов. В Венгрии опубликованы важные данные о роли тектонического разлинзования при формировании сидеритовых месторождений. Геологи Румынии провели интересные исследования по выяснению направления перемещения вдоль основных разрывов в процессе минерализации, по пространственному соотношению с главными нарушениями боковых оперяющих трещин. В изучении структур рудных полей и месторождений цветных и редких металлов добились серьезных резуль-

татов геологи США. Они, в частности, показали, что в локализации свинцово-цинкового оруденения стратиформных месторождений важное значение имеют складчатые структурные элементы, возникшие еще в процессе накопления рудовмещающих осадочных пород, а в локализации прожилково-вкрапленного медно-молибденового оруденения основную роль играют мелкие трещины, образовавшиеся в связи с прорывом газов, либо в связи с проявлением в период рудообразования тектонических деформаций, начало развития которых связывается с процессом остывания рудовмещающих интрузивных пород. Особенно должны быть подчеркнуты интересные данные, полученные в результате изучения структуры медного месторождения Бьютт в штате Монтана, известного молибденового месторождения Клаймакс, месторождений рудного пояса Кер-д'Ален, некоторых урановых месторождений плато Колорадо и месторождений самородной меди в районе Верхнего Озера. Канадские геологи детально изучили структуры собственно магматических медно-никелевых месторождений Садбери, некоторых золоторудных, урановых и свинцово-цинковых месторождений. Полученные при этом материалы представляют собой серьезный вклад в развитие учения о структурах рудных месторождений. В Австралии опубликованы ценные сведения по условиям образования трещин в породах, обладающих различными физико-механическими свойствами. Во многих исследованиях обращается внимание на влияние изменения элементов залегания минерализованных разрывов на локализацию оруденения. Уделяется также большое внимание выяснению направлений перемещения блоков, ограниченных крупными рудовмещающими разрывами. Австралийские и канадские геологи добились значительных успехов в выяснении роли складчатых структур в локализации оруденения, а также в выяснении влияния литологических особенностей вмещающих пород на размещение руд эндогенных месторождений.

Отмечая успехи в познании структур рудных месторождений в капиталистических странах, следует указать на определенный недостаток в изучении структур: за редким исключением геологи в своих исследованиях не стремятся к воссозданию геологических событий, протекавших до оруденения и в послерудное время, и в большинстве случаев не применяют метода исторического подхода к изучению структур рудных месторождений.

В целом же структурные исследования, особенно в нашей стране, приобретают все более и более важное значение, способствуя рациональному направлению поисковых, геологоразведочных и эксплуатационных работ. Необходимо отметить, что изучение структур рудных месторождений обычно сопровождает разведку и эксплуатацию месторождений, а выявленные закономерности сразу проверяются опытом, практикой. Получаемый же практический материал представляет собой те достоверные сведения, которые имеют значение объективных истин.

Глава II.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РУДНЫХ ПОЛЯХ И МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

При исследовании структур рудных полей и месторождений приходится изучать прежде всего их отдельные элементы (складки, разрывные нарушения, интрузивные тела, вулканические аппараты, трубы

взрывов и др.). Все они описаны в руководствах по структурной геологии. Однако необходимо обратить внимание на то, что очень многие рудные поля и месторождения размещаются в участках резкого изменения направления простирания региональных разрывных нарушений и складчатых сооружений. В целом это приводит к большей тектонической нарушенности рудоносных участков по сравнению с окружающими площадями и образованию многих морфологических типов складок и разнообразных по внутреннему строению и условиям развития разрывных нарушений. Во многих рудных полях проявляются тектонические элементы, обладающие своими специфическими особенностями. Далее будут кратко охарактеризованы основные тектонические элементы, влияющие на размещение оруденения.

НЕКОТОРЫЕ ПОНЯТИЯ ИЗ ТЕОРИИ ДЕФОРМАЦИИ

Деформацией тела называется изменение его формы или объема или формы и объема под действием внешних сил. Деформации в земной коре разделяются прежде всего на упругие и остаточные.

Упругость — это свойство твердых тел изменять свою форму и объем под влиянием физических воздействий и полностью восстанавливать первоначальное состояние после устранения этих воздействий.

Упругой называется такая деформация, при которой твердое тело после снятия физических воздействий возвращается к первоначальному состоянию. При всех деформациях существует предел упругости. Если он превышен, то возникает остаточная деформация, не исчезающая полностью или частично после устранения вызвавших ее воздействий. Внутренние силы, возникающие в теле и стремящиеся уравновесить действие внешних сил, называются силами упругости. Величина этих сил, приходящаяся на единицу площади поперечного сечения тела, называется **напряжением**.

Широко распространенные в земной коре остаточные деформации разделяются на пластические и хрупкие. Под пластической понимают остаточную деформацию, проявляющуюся без нарушений сплошности материала и образовавшуюся в результате воздействия внешних сил. Хрупкой называют такую деформацию, при которой тело разрушается без заметной пластической деформации.

Для анализа геологических явлений важно учитывать не только пластическую деформацию, но также вязкость пород и такие явления, как релаксация и ползучесть. От вязкости тела зависит скорость пластической деформации, так как вязкость отражает процесс внутреннего трения, т. е. способность отдельных частиц тела оказывать сопротивление друг другу при перемещении их относительно друг друга.

Релаксация выражается падением напряжений в теле, а величина пластической деформации при этом поддерживается постоянной. Это явление связано с тем, что частицы тела, смещаясь в процессе пластической деформации, находят новые устойчивые положения; при этом напряжения, вызывающие перемещение частиц при достижении последними устойчивого положения, будут исчезать. Релаксация приводит к постепенному превращению упругой деформации в остаточную, пластическую.

Ползучесть материала проявляется как пластическая деформация, длительно протекающая при постоянных напряжениях, не превышающих предела упругости. Сущность этого явления заключается

в том, что в теле происходит перегруппировка частиц под влиянием постоянной нагрузки, происходит непрерывный переход части упругой деформации в пластическую. Но поскольку нагрузка сохраняется, упругая деформация возобновляется до прежнего размера. В условиях длительного приложения сил даже небольшие нагрузки могут привести к значительным пластическим деформациям, которые будут развиваться медленно, но весьма длительно без признаков разрушения пород. А. Е. Михайлов (1973) отмечает, что, по-видимому, возникновение многих складок в горных породах связано с явлениями ползучести.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

В соответствии с законом Гука между удлинением стержня и нагрузкой на него существует прямая, а между удлинением и площадью поперечного сечения стержня — обратная пропорциональная зависимость. При нагрузке, не достигшей определенного предела, удлинение образца прямо пропорционально растягивающей силе P , длине образца l и обратно пропорционально площади поперечного сечения F . Эти опытные данные связываются соотношением

$$\Delta l = \frac{P \cdot l}{E \cdot F},$$

где Δl — приращение длины, называемое абсолютным удлинением стержня от силы P ;

E — коэффициент пропорциональности — модуль упругости, или модуль Юнга (разный для различных материалов), кгс/см².

Отношение $\frac{\Delta l}{l}$ называется относительным удлинением и обозначается ϵ .

Если учесть, что напряжение $\sigma = \frac{P}{F}$ (кгс/см²), то закон Гука для одноосного растяжения можно написать следующим образом:

$$\epsilon = \frac{\sigma}{E} \quad \text{или} \quad \sigma = E\epsilon.$$

Стержни, работающие на растяжение или сжатие, испытывают кроме продольных также поперечные деформации. Абсолютная величина отношения относительной поперечной деформации ϵ_1 к относительной продольной ϵ называется коэффициентом Пуассона и обозначается μ , т. е. $\mu = \frac{\epsilon_1}{\epsilon}$. Наряду с модулем упругости (E) это отношение является важнейшей характеристикой упругих свойств материала. Эти два коэффициента — E и μ — полностью характеризуют упругие свойства всех изотропных материалов.

В случае сдвига касательное напряжение $\tau = G\gamma$, где γ — величина относительного сдвига; G — модуль сдвига.

Горные породы оказывают различное сопротивление деформации. Сопротивление их деформации называется прочностью. Наибольшей прочностью породы обладают при сжатии, наименьшей — при растяжении. Прочность некоторых горных пород, а также модуль Юнга и коэффициент Пуассона при нормальной температуре и давлении 1 атм приведены в табл. 1.

Физико-механические свойства горных пород. Составлена по материалам В. М. Крейтера (1956), В. В. Белоусова (1971) и др.

Горная порода	Прочность, кгс/см ²			Модуль Юнга (E), 10 ⁶ кгс/см ²	Коэффициент Пуассона (μ)
	Сжатие	Растяжение	Срез		
Песчаник	500—1500	10—30	50—150	0,06—1,00	0,06—0,11
Известняк	400—1400	20—60	100—200	0,76—0,85	0,16—0,32
Сланец	700	250	150—200	0,05—0,22	
Фельзит	2000—2900				
Андезит				0,40—0,54	0,16—0,18
Базальт	2000—2500			1,01—1,06	0,22—0,25
Гранит	1000—3200	30—50	150—300	0,16—0,60	0,04—0,27
Сиенит	1500—2000				
Диорит	1000—2500			0,55—0,87	
Габбро	1000—1900			0,58—1,08	0,11—0,27
Диабаз	1300—2100	50		0,72—1,16	0,10—0,28
Мрамор	800—1500	30—90	100—300		
Гнейс	1400—2400			0,09—0,50	0,03—0,15
Кварцит	1400—5000				

Важной характеристикой горных пород является вязкость η , так как с учетом ее определяется скорость пластической деформации $\dot{\epsilon} = \frac{\tau}{\eta}$.

Как уже отмечалось, вязкость отражает процесс внутреннего трения, т. е. способность тела оказывать сопротивление при перемещении одних частиц тела относительно других. Вязкость выражается в пуазах. Чем больше вязкость, тем большее сопротивление оказывает тело пластической деформации. У тел разного состава вязкость весьма различна: у воды она составляет 0,01 пуаза, у влажной глины 1000 пуаз, а у горных пород достигает 10²⁴ пуаз. Пластичные материалы и породы способны выдерживать значительную пластическую деформацию без разрушения. В хрупких телах непосредственно вслед за упругой деформацией или после незначительной пластической деформации наступает разрушение. Для пластических тел между пределом упругости и пределом прочности имеется широкий интервал, тогда как для хрупких тел оба эти предела совпадают или почти совпадают.

При различных видах деформации (растяжение, сжатие, сдвиг) в горных породах возникают два типа трещин — скалывания и отрыва. Образование первых связано с максимальными касательными напряжениями, а вторых — с максимальными растягивающими напряжениями. Таким образом, каждая горная порода имеет два предела прочности: один для скалывания, другой для отрыва. Разрушение пород при увеличении напряжений осуществляется по тому типу, для которого в данных условиях предел прочности ниже и, следовательно, достигается раньше. В табл. 2 приведены некоторые данные о кратковременной прочности сухих образцов горных пород при атмосферном давлении и комнатной температуре (Гзовский, 1960).

Деформационные свойства горных пород зависят от величины всестороннего давления, температуры, наличия насыщающих сред и скорости деформирования. Сводка имеющихся ограниченных сведений по

Таблица 2

Прочность сухих образцов пород при атмосферном давлении и комнатной температуре, кгс/см²

Горные породы	Прочность на отрыв	Прочность на скалывание		
		минимальная	максимальная	средняя статистическая
Граниты	30	600	1800	750
Диабазы	50	650	2300	900
Гнейсы	—	400	1600	800
Кварциты	80	130	1600	1000
Кристаллические сланцы	—	300	1500	700
Мраморы	50	120	1300	500
Известняки	50	100	1800	450
Песчаники	20—60	200	750	—
Глинистые сланцы	30—40	180	260	—
Каменная соль	15—50	90	—	—
Угли	—	20	80	—

этому вопросу дана в книге «Деформационные свойства горных пород...» (1968). С ростом величины всестороннего сжатия прочность всех горных пород увеличивается и тем больше, чем меньше величина зерен породы (табл. 3 и 4). Повышение всестороннего давления увеличи-

Таблица 3

Зависимость модуля упругости от величины всестороннего сжатия (по М. П. Воляровичу)

Горная порода	Модуль Юнга (E) в 10 ⁵ кгс/см ² при всестороннем давлении в кгс/см ²				
	1	400	500	1000	5000
Диабаз	7,32	10,3	—	11,5	—
Базальт	4,39	6,0	—	6,66	—
Гранит	2,90	4,25	—	4,40	—
Гнейс	3,59	—	—	8,36	9,30

Таблица 4

Прочность на скалывание некоторых горных пород при разном всестороннем давлении (по Дж. Хэндину)

Горная порода	Прочность на скалывание в кгс/см ² при всестороннем давлении в кбар				
	10	20	30	40	50
Базальт	2900	7500	13000	14000	17000
Обсидиан	3800	8000	12000	14000	15000
Пироксенит	2700	6300	—	12000	14000
Известняк	1000	3400	5700	6800	7200
Каменная соль	900	1800	2200	2400	2900

вают вязкость и прочность пород, в особенности на отрыв. Время, или скорость, деформации играет огромную роль. При мгновенной деформации (взрывы) и даже пластичные тела деформируются как хрупкие. Длительная деформация способствует тому, что породы относительно хрупкие проявляют себя как пластичные материалы. Повышение температуры в общем ведет к понижению вязкости горных пород и, следовательно, к увеличению их способности к пластической деформации. Повышение температуры приводит также к понижению прочности горных пород на скалывание. С понижением температуры вязкость и прочность пород на скалывание возрастают. Наличие в породе жидкости и водяных паров приводит к уменьшению прочности этой породы.

Характер проявления деформации горной породы зависит от условий деформации, от совокупности и взаимного сочетания всех перечисленных факторов (глубины залегания пород от поверхности, времени или скорости деформации, температуры, наличия в породе растворов).

Совместное действие температуры и всестороннего давления ведет к тому, что начиная с некоторой глубины горные породы разрушаются преимущественно путем вязкого скалывания, тогда как вблизи поверхности проявляется и отрыв.

Длительность геологического времени способствует развитию пластических деформаций и более предпочтительному образованию сколовых нарушений по сравнению с трещинами отрыва, возникающими при хрупких деформациях.

При изучении рудных месторождений необходимо иметь в виду, что на многих из них проявляются процессы гидротермального изменения пород (скарнирование, грейзенизация, пропилитизация, березитизация, окварцевание и др.). В связи с этим физико-механические свойства пород (пористость и прочностные показатели) подвергаются значительному изменению, а это в свою очередь оказывает влияние на последующую локализацию оруденения.

СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ, ИХ ТИПЫ И СТРОЕНИЕ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Со складчатыми структурами связаны многочисленные месторождения золота, меди, свинца и цинка, сурьмы, ртути и других металлов. Рудные тела располагаются как в шарнирах, так и в крыльях складок. В ряде случаев складчатая структура служит лишь общим фоном, а структурные элементы, контролирующие залегание рудных тел, являются более поздними, наложенными (полиметаллические месторождения Рудного Алтая). Для другой группы месторождений характерно то, что их структура непосредственно связана с теми тектоническими элементами, которые возникли во время складкообразования (некоторые сурьмяно-ртутные месторождения Средней Азии). Главным для разведки и изучения таких месторождений является детальный анализ складчатых сооружений.

Прежде всего необходимо отметить, что в рудных полях эндогенных месторождений морфология и генетические типы складок в слоистых толщах находятся в строгом соответствии с историей геологического развития рудоносных площадей. В древних протерозойских и архейских образованиях обычно развиты пережатые линейные складки, имеющие крутое, вплоть до вертикального положение осевых поверхно-

стей и крыльев. Многие складки оказываются опрокинутыми и в большинстве деформированных пластов отчетливо проявляется сланцеватость осевой поверхности. Нередко возникают складки течения. В процессе формирования таких складок часто происходит разлинзование (будинаж) относительно прочных слоев, заключенных между пластинами пород, способных к пластической деформации.

Слоистые толщи палеозойских и мезозойских геосинклиналей, как правило, смяты в линейные или изоклинальные складки с крутым падением крыльев. Сланцеватость осевой поверхности обычно сечет не все пласты, а проявлена только в отдельных из них, относительно более способных к пластическим деформациям. Слоистые толщи, слагающие верхние горизонты геосинклинальных сооружений либо относящиеся к платформенным образованиям, обычно смяты в куполообразные складки, характеризующиеся пологом залеганием крыльев. В этих условиях часто проявляются также сундучные складки и разнообразные флексуры.

Чтобы успешно решать главную задачу — выяснение закономерностей локализации оруденения, необходимо иметь ясное представление об условиях формирования изучаемых складчатых форм, т. е. о механизме их образования. Наиболее часто проявлены складки продольного изгиба с проскальзыванием пластов по плоскостям напластования. Реже встречаются складки поперечного изгиба, блокированные и диапировые складки.

Складки продольного изгиба со скольжением в слоистой толще образуются в результате относительного смещения (скольжения) соседних пластов (рис. 1, а). Горизонтальное сжимающее усилие P (рис. 1, б) можно разложить на составляющую в плоскости слоистости, направленную в сторону замка складки, P_1 и составляющую, перпендикулярную к слоистости, P_2 . Последняя составляющая невелика на начальных стадиях изгиба при пологом падении пластов,

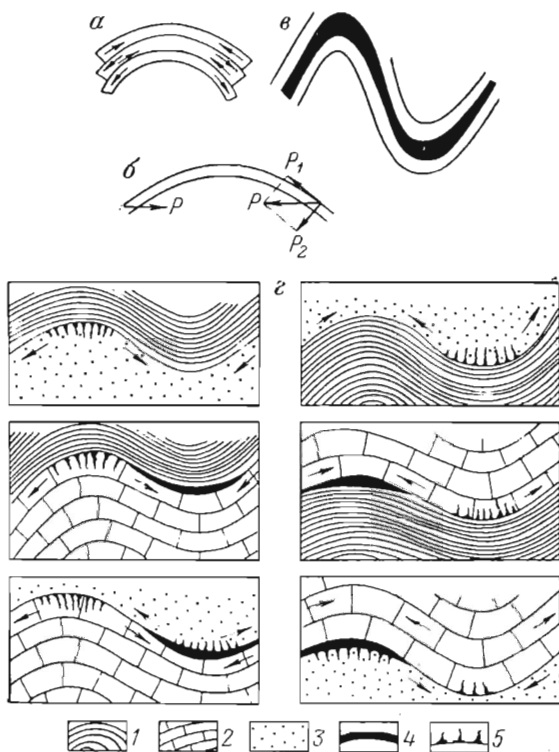


Рис. 1. Механизм формирования складки продольного изгиба со скольжением (по А. В. Пэку, 1960).

а — относительное смещение пластов при образовании антиклинальной складки продольного прогиба со скольжением (показано стрелками), б — динамика процесса формирования складки (P — горизонтальное сжимающее усилие; P_1 — составляющая в плоскости слоистости; P_2 — составляющая, перпендикулярная к слоистости), в — выжимание материала из крыльев складки в шарнир с образованием подобной складки; г — условия возникновения отслоений и мелких трещин отрыва при смятии в складки разнородных пластов (по А. В. Королеву, П. А. Шехтману, 1965).

Пласты: 1 — пластичные; 2 — несущие; 3 — хрупкие; 4 — полости отслоения; 5 — трещины отрыва. Стрелками показано направление скольжения пластов

и возрастает при увеличении угла их падения. Поэтому поперечное давление имеет максимальное значение на крыльях складки и уменьшается к шарнирной части. В связи с этим происходит выжимание материала из крыльев складки в шарнир и образуются подобные складки (рис. 1, в). Степень интенсивности такого выжимания зависит от меха-

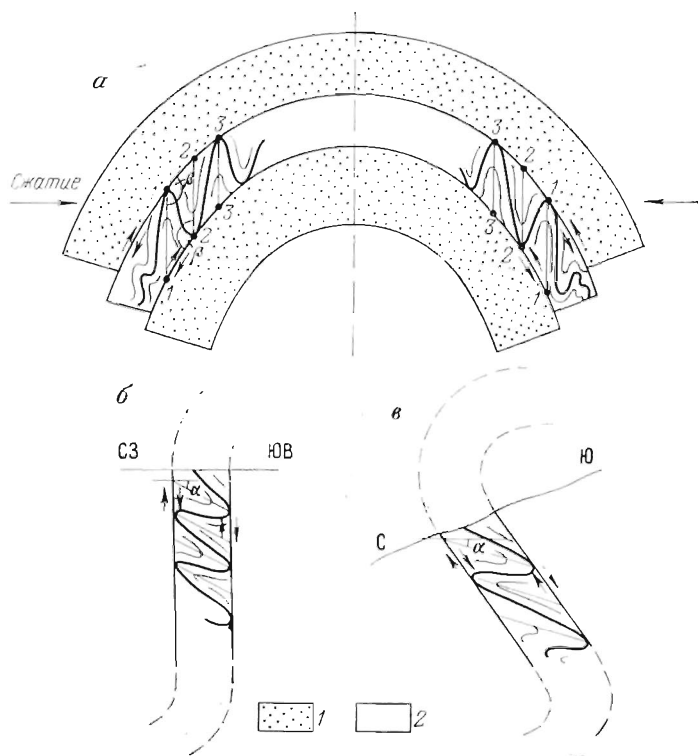


Рис. 2. Механизм образования складок волочения в антиклинальной складке, формирующейся путем изгиба со скольжением пластов (а) и использование складок волочения для определения подошвы и кровли пласта (разрезы б и в).

Линии 1—1, 2—2, 3—3 — осевые поверхности складок волочения; стрелками показано направление скольжения пластов; β — тупой угол, образованный осевой поверхностью складки волочения с плоскостью напластования в двигающемся пласте; α — угол падения осевых поверхностей складок волочения (для рис. б падение осевых поверхностей $\angle\alpha=29^\circ$, на юго-восток; для рис. в $\angle\alpha=18^\circ$, падение на юг.
1 — песчаник; 2 — глинистый сланец

нических свойств горных пород, от их пластичности. В результате в шарнирах складок происходит значительное увеличение мощности одних пластов при сравнительно небольшом изменении мощности других. Для антиклинальных складок такого происхождения (подобные складки) характерно возникновение полостей отслаивания. Появление этих полостей, очевидно, вызывается также и тем, что в случае залегания относительно прочного пласта под пластичным в период сжатия оба пласта деформируются и происходит некоторое нагнетание материала в шарнир складки. После снятия сжимающих усилий пластичные слои, деформация которых превзойдет предел упругости, уже не

смогут приобрести первоначальную форму. Прочные же слои, деформация которых не превзойдет предел упругости, вновь приобретут свой первоначальный объем, что и является причиной развития над ними полостей отслаивания. Последние в дальнейшем оказываются заполненными магматическими массами или рудными, представленными седловидными залежами, линзовидными и другими телами (рис. 1, з). Примерами таких месторождений являются Бендиго в Австралии (золото-кварцевое), некоторые полиметаллические месторождения Рудного Алтая и ртутные месторождения. В концентрических окладках мощность слоев в различных частях складки остается неизменной.

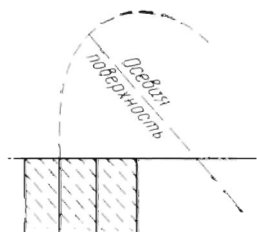


Рис. 3. Соотношение в разрезе сланцеватости осевой поверхности антиклинальной складки со слоистостью (сплошные вертикальные линии) (по А. В. Пэку, 1960). Тонким пунктиром показана форма складки и ее осевая поверхность

При формировании складок изгиба со скольжением в пластах пластичных пород, залегающих между пластами более прочных пород, нередко возникают складки волочения. Образование их является следствием движения материала более пластичных пород на крыльях складки по направлению к шарниру. Пласт пластичных пород оказывается под действием пары сил, направление которых определяется направлением скольжения пластов (рис. 2, а). Знание ориентировки складок волочения в пласте можно использовать для определения его подошвы и кровли, т. е. стратиграфического положения в данной толще, что необходимо для построения геологических разрезов (рис. 2, б, в). Наличие складок волочения в пласте круто падающей толщи (см. рис. 2, в) позволяет с уверенностью говорить о том, что мы имеем дело с опрокинутым залеганием пластов. Складки волочения встречаются на рудных месторождениях, по-видимому, довольно часто, но описаны они недостаточно.

Если на крыльях складок пласт прочных пород небольшой мощности оказывается заключенным среди более пластичных пород, то в результате изгиба пластов и их скольжения происходит тектоническое разлизование (будинаж). Этот прочный пласт разбивается двумя системами мелких трещин скалывания или поперечными трещинами отрыва на отдельные блоки и растаскивается, происходит его разделение на отдельные линзы. Будинированными иногда оказываются пласты карбонатных пород, и в этом случае к ним бываюи приурочены рудные тела.

Наряду со складками волочения, возникающими в пластичных слоях, пластическая деформация слоев более прочных пород может привести к образованию в них сланцеватости (кливажа). Вопрос о положении в складке сланцеватости, генетически сопряженной со складчатостью, довольно сложен. А. В. Пэк (1960) различает два основных типа такой сланцеватости — сланцеватость слоистости и сланцеватость осевой поверхности. Происхождение первой, возникающей вследствие скольжения пластов параллельно слоистости, особых сомнений не вызывает. Происхождение сланцеватости осевой поверхности трактуется различно. Она может быть следствием скалывания параллельно той системе плоскостей скалывания, которая не совпадает со слоистостью. В общем случае такая сланцеватость должна быть развита в складке

веерообразно, но может быть почти параллельна осевой поверхности. Возможно и иное положение и механизм образования сланцеватости (клеваяжа) в складках (Михайлов, 1973). Соотношение положения сланцеватости осевой поверхности со слоистостью можно использовать при расшифровке стратиграфической последовательности слоев. Так, на рис. 3 видно, что сланцеватость ориентирована под острым углом к слоистости пород. Если эта сланцеватость примерно параллельна осевой поверхности складки, то возможно только одно толкование положения данного обнажения в складчатой структуре (Пэк, 1960).

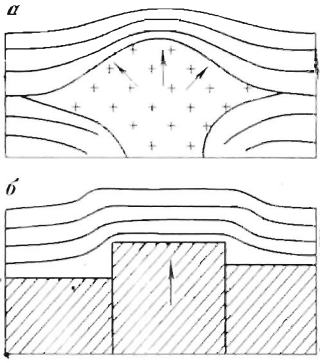


Рис. 4. Механизм формирования складок поперечного изгиба.

а — изгиб пластов осадочных пород над лакколитом (крестики). Стрелками показано направление давления; *б* — образование сундучной складки над приподнятым тектоническим блоком

свойств слагающих их пород. Это выражается в приуроченности седловидных залежей к границам пород различного состава и появлению в складках многоярусных рудных тел. На крыльях складок рудные тела также часто приурочены к горизонтам благоприятных пород и межпластовым срывам, которые возникают не только в процессе складчатости, но и на более поздних этапах формирования структуры месторождений.

Складки поперечного изгиба могут возникнуть в результате давления интрузивных массивов, направленного снизу (рис. 4, *а*), или же в связи с поднятием тектонических блоков горных пород, над которыми полого или горизонтально залегают слоистые толщи (рис. 4, *б*). В первом случае складки являются местными куполовидными. Движение материала в них обычно происходит от центра к периферийным частям, а поэтому мощность пластов в центральной части купола уменьшается. Формирование таких складок может завершиться образованием конических и радиальных разрывных нарушений. Во втором случае образуются глыбовые складки. Изгибание слоев, испытывающих растяжение, происходит над разрывными нарушениями, образуются флексуры и в целом складка приобретает сундучную форму. На участках флексур могут возникнуть разрывные нарушения. Куполовидные складки в рудных полях распространены, по-види-

К шарнирам складок продольного изгиба приурочены многочисленные полиметаллические, медноколчеданные, золоторудные, сурьмяно-ртутные и другие месторождения. Необходимо различать месторождения, приуроченные к замкам складок с пологими и горизонтальными шарнирами, и месторождения в замках круто погружающихся складок. Первые имеют форму седловидных залежей и линз (Бендиго, Лениногорское), для вторых характерны седловидные залежи, а также S-образные, трубообразные и линзовидные тела. Рудоконтролирующее значение крутопогружающихся складок детально изучено А. К. Каюповым и Ю. И. Казаниным (1969), которые отмечают значительный вертикальный размах рудных тел, приуроченных к этим складкам, при небольших горизонтальных размерах рудных тел.

Важное значение в локализации рудных тел в рассматриваемых складках приобретает анизотропия физико-механических

тому, достаточно широко. Однако в деталях они не описаны. Что же касается глыбовых складок, то их роль в локализации оруденения очень велика и известно немало примеров месторождений, развитых в них (полиметаллические месторождения Рудного Алтая, сурьмяно-ртутные месторождения Средней Азии).

Блокированные складки образуются при формировании складок продольного изгиба со скольжением, но при особых условиях, определяемых ограниченной возможностью межпластового скольжения пород. Механизм образования блокированных складок можно иллюстрировать простейшим экспериментом — изгибанием пачки листов бумаги, зажатых на концах (рис. 5). В результате получается простая сундучная складка с расслоенным синклинальным осложнением или более сложная двух- и трехгорбая блокированная складка. На рудоносной площади проскальзывание пластов при формировании складок могут ограничить дайки, пересекающие осадочные толщи вкрест простирания, интрузивные массивы и особенно тектонические контакты интрузивных массивов. В процессе формирования блокированных складок образуются и многочисленные разрывные нарушения.

Роль блокированных складок в локализации сурьмяно-ртутного оруденения детально изучена В. А. Невским (1949) на примере месторождений Средней Азии. Дорудная трещиноватость, непосредственно влияющая на распределение и степень рудоносности в отдельных участках пластов, наиболее интенсивно развивается в синклинальных расслоенных частях двух- и трехгорбых складок. В таких раздробленных участках общий объем трещин, заполненных рудными и жильными минералами, достигает 25—40%. Значительно менее раздробленными и соответственно значительно менее интенсивно оруденелыми оказываются антиклинальные перегибы блокированных складок. Иногда оруденение локализовано и на крыльях блокированных складок.

Диapiroвые складки могут возникнуть при формировании куполовидных складок, образующихся в условиях поперечного изгиба. Более пластичные породы ядра складки движутся вверх, что приводит вначале к уменьшению мощности пластов в сводовой части, а затем и к протыканию пластичными породами вышележащей менее пластичной толщи. Роль пластичных пород могут играть известняки, которые в условиях достаточно большого давления приобретают высокую способность к пластической деформации. При движении вверх пластичные породы воздействуют на вышележащие, подвергая дроблению более хрупкие и образуя складки волочения в породах, способных к смятию. В поднимающихся пластичных породах возникает сланцеватость, параллельная направлению движения. В направлении сланцеватости могут образоваться разрывные нарушения.

Диapiroвые складки имеют существенное значение в локализации оруденения. К ним приурочены некоторые скарновые молибденит-шеелитовые, а также гидротермальные арсенипиритовые и флюоритовые месторождения. Форма рудных тел бывает сложной и зависит

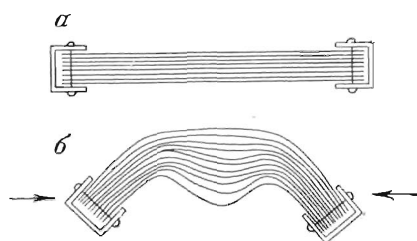


Рис. 5. Механизм формирования блокированной складки.

а — первоначальное положение пластов;
б — простейший эксперимент

в значительной мере от типа трещин, образующихся при формировании диапировых складок, а также от интенсивности метасоматических процессов. Встречаются пластообразные тела и другие более сложные по форме.

Складки течения имеют весьма сложную морфологию (рис. 6, а). А. Е. Михайлов (1973) указывает, что они образуются при неравномерных перемещениях вещества из участков с большим давлением к участкам, на которых давление относительно меньше. В поверх-

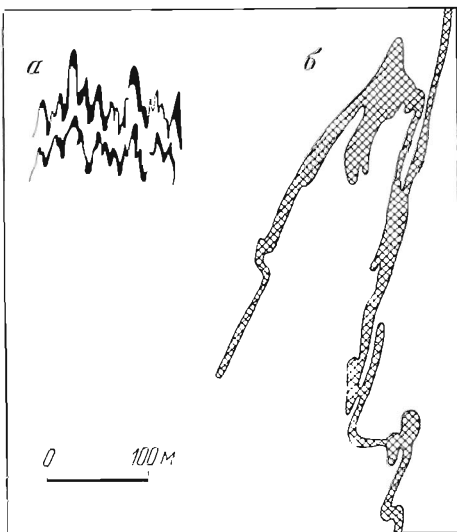


Рис. 6. Морфология складки течения (по А. Е. Михайлову, 1973) (а) и разрез полиметаллической рудной залежи № 2 месторождения Брокен-Хилл, Австралия (по Д. К. Густавсону, Х. К. Бюреллу, М. Д. Гаретти, 1952 г.) (б)

ностных зонах при невысоких температурах и давлении течь способны только высокопластичные горные породы, насыщенные водой: соли, гипсы, угли, глины. При высоких температурах и давлениях, т. е. в условиях значительных глубин и интенсивного метаморфизма, пластичность приобретают даже самые крепкие породы, такие, как кварциты, гнейсы и др. При этом одновременно обычно происходит и перекристаллизация вещества.

На поздних стадиях формирования описываемых складок в условиях интенсивного метаморфизма при завершении пластической деформации возникают поверхности скалывания. По этим поверхностям происходит скольжение и перемещение пород и форма складок еще более усложняется. Такие складки описаны многими геологами как складки скалывания.

Складки течения имеют большое значение в локализации руд гидротермальных месторождений,

приуроченных к докембрийским метаморфическим толщам. Морфология метасоматических рудных тел в этих толщах в значительной мере определяется весьма сложной формой складок. В качестве примера на рис. 6, б приведен разрез одной из рудных залежей полиметаллического месторождения Брокен-Хилл (Австралия), залегающего в интенсивно дислоцированных метаморфических породах.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Трещины являются важным элементом структуры месторождений. Хорошо известно, что с ними тесно связаны элементы залегания, форма и размеры рудных тел. Образование штокерковых месторождений определяется главным образом участками интенсивно трещиноватых пород. Для образования рудных столбов, приуроченных к горизонтам благоприятных пород, также необходимы разрывные нарушения, подводящие гидротермальные растворы. Послерудные смещения рудных тел тоже связаны с тектоническими трещинами.

По происхождению трещины в горных породах бывают эндогенны-

ми, тектоническими и экзогенными. Трещины первого типа чаще мелкие. К ним относятся трещины отдельности в эффузивных породах и интрузивных массивах. Пространственное расположение их обычно тесно связано с элементами первичного залегания пород. Тектонические трещины и разломы имеют различный масштаб (от нескольких метров до многих сотен метров и километров по протяженности). Это сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги и др. По многим нарушениям устанавливаются перемещения блоков горных пород. Образование этих разрывных нарушений связано со складчатостью и более поздними тектоническими движениями. Экзогенные трещины обычно локально распространены и возникают в связи с процессами эрозии, колебаниями температуры, оползнями, взрывными работами и другими явлениями на поверхности земли (Невский, 1973). Среди мелких трещин, наблюдаемых в любом обнажении, могут быть трещины различных генетических групп, и чтобы различить их, необходимо проведение специальных достаточно сложных и кропотливых исследований.

Основные сведения о разрушении горных пород и образовании тектонических трещин. Вопросы тектонической деформации горных пород и образования при этом разрывных нарушений с достаточной полнотой рассмотрены А. В. Пэжом (1939), Г. Д. Ажгиреем (1966), В. В. Белоусовым (1971), М. В. Гзовским (1960), а также В. М. Крейтером (1956) и др. Представления о механизме образования кольцевых и конических разрывных нарушений обобщены В. А. Невским (1971) и Е. В. Свешниковой (1973).

Трещины скалывания и отрыва, возникающие при растяжении, сжатии и сдвиге. Совокупность всех напряжений, существующих в деформируемом теле, представляет его напряженное состояние или его поле напряжений. При любой деформации в каждой точке тела имеются такие взаимно перпендикулярные площади, на которые действуют только нормальные напряжения растяжения-сжатия, а касательные отсутствуют. Эти нормальные напряжения называются главными, а направления, по которым они действуют, — главными осями напряжений. Сжатие и растяжение по двум из трех главных осей является предельным, т. е. одно из них максимальное, а другое — минимальное.

Относительные размеры деформации тела можно изобразить в виде трехосного эллипсоида, который в наглядной форме показывает как относительное значение деформации по каждой из главных осей, так и ориентировку осей деформации в пространстве.

При условии однородной деформации изотропного тела возникающая под нагрузкой деформация вполне соответствует распределению напряжений и поэтому главные оси напряжений и главные оси деформации совпадают. Вдоль главных осей деформации происходит либо сокращение, либо удлинение тела в размере, пропорциональном напряжению. По одной оси происходит максимальное сокращение или удлинение, по другой — минимальное.

Геологам приходится иметь дело не с напряжениями, а со следами вызванных ими деформаций. Поэтому они используют представление об эллипсоиде деформации, допуская при этом совпадение главных осей напряжений и деформаций, хотя в природных условиях они могут точно и не совпадать. В практической работе геологу следует пользоваться осями деформации и рассматривать положение по отношению к ним разрывных нарушений.

Основой для анализа деформаций горных пород и выявления закономерностей образования и размещения трещин в настоящее время является представление о взаимно перпендикулярном расположении трех главных осей деформации (A , B и C) и соотношениях, существующих между ними и поверхностями максимальных скалывающих и отрывающих напряжений (Ажгирей, 1966; Белоусов, 1971). Ось A является осью максимального растяжения, а ось C — максимального сжатия. В случае плоской деформации (в плоскости AC) ось B остается неизменной. При объемной деформации, проявляющейся в природ-

Внешние нагрузки	Напряжения		Трещины		Ориентировка осей деформации	Положение трещин
	$\pm \sigma_{\max}$	τ_{\max}	отрыва при $+\sigma_{\max}$	скалывания при τ_{\max}		
Растяжение						
Сжатие						
Сдвиг						

Рис. 7. Схемы расположения трещин отрыва и скалывания при различных видах внешней нагрузки в случае плоской деформации (в плоскости чертежа).

σ_{\max} — максимальные нормальные напряжения; τ_{\max} — максимальные касательные напряжения. Главные оси напряжений: a — максимальных растягивающих, b — без напряжений, c — максимальных сжимающих. Главные оси деформации: A — максимального растяжения (удлинения), B — промежуточная (в случае плоской деформации остается неизменной), C — максимального сжатия (сокращения). 1, 2 — направления максимальных касательных напряжений. Системы тектонических трещин: I — скалывания, II — скалывания, III — отрыва

ных условиях, растяжение происходит по двум осям — A и B , а ось C является осью максимального сжатия.

При деформации горных пород образуются трещины двух генетических типов: скалывания и отрыва. Скалывание вызывается касательными напряжениями в плоскостях максимальных касательных напряжений. Орыв вызывается нормальными растягивающими напряжениями.

Направление трещин скалывания и отрыва в случае деформации в одной плоскости (в плоскости чертежа) показано на рис. 7. При растяжении образуются две системы трещин скалывания, расположенные по биссектрисам между осями сжатия и растяжения, т. е. под углом 45° к ним, и трещины отрыва, перпендикулярные оси растяжения. При сжатии возникают две системы трещин скалывания, ориентированные также по биссектрисам между осями сжатия и растяжения, и трещины отрыва, совпадающие по направлению с осью сжатия. При сдвиге образуются также две системы трещин скалывания и одна система трещин отрыва. На рис. 7 показана ориентировка трещин не только по отношению к главным осям напряжений (a , b , c), но и по отношению к глав-

ным осям деформации (*A*, *B*, *C*). Две системы трещин скалывания (1 и 2) совпадают по направлению с биссектрисами между осями *A* и *C*. Угол, образуемый одной из систем плоскостей скалывания с осью *C*, называется углом скалывания. Трещины отрыва совпадают с осью максимального сжатия (*C*) и перпендикулярны оси максимального растяжения (*A*). Зная расположение трещин на участке месторождения, можно определить ориентировку осей деформации, а следовательно, и направление главных осей напряжений. При объемной деформации, проявляющейся в природных условиях, растяжение происходит по двум осям — *A* и *B*. Поэтому число возникающих систем трещин увеличивается и трещинная структура бывает значительно сложнее.

Величина угла скалывания различна для пород с различными физико-механическими свойствами. При одном и том же напряжении для хрупких пород величина угла скалывания меньше, чем для пород более пластичных. В связи с этим в неоднородных толщах, сложенных различными породами, простирание сколовых трещин может несколько изменяться. При переходе из одной породы в другую трещины как бы преломляются.

При анализе геологической структуры месторождения и выявлении закономерностей локализации оруденения очень важно правильно определить генетический тип трещин. В связи с этим необходимо учитывать отличительные признаки трещин скалывания и отрыва.

Трещины скалывания — прямолинейные, стенки их обычно ровные, притертые. Очень характерна независимость элементов залегания этих трещин от физико-механических свойств пересекаемых пород. Галька конгломератов пересекается ими так же, как и цемент, без изменения направления трещины (рис. 8). В момент образования трещины скалывания были закрыты, притертые. В их плоскости обычно происходят перемещения (сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги и др.) и возникают тектонические брекчии и глинки (рис. 9, *a*, *b*, *c*). Трещины скалывания часто имеют большую протяженность и сопровождаются опережающими трещинами (рис. 9, *в*).

Трещины отрыва, как правило, непрямолинейные. Стенки их обычно неровные, рваные (рис. 10, 11, *в*). Очень типична большая зависимость элементов залегания этих трещин от физико-механических свойств горных пород. Эти трещины обычно огибают более крепкие участки (например, крепкие гальки в конгломератах), часто меняют свое простирание при переходе из одной породы в другую с иными свойствами или совсем затухают (рис. 11, *б*). Трещины отрыва быстро выклиниваются и по простиранию, и по падению. В момент образования эти трещины открыты. Вдоль их стенок не наблюдается даже небольших перемещений, так как они образованы только растягивающим напряжением, перпендикулярным к стенкам трещины.

Наиболее часто к трещинам отрыва приурочены дайки магматических пород, внедрение которых происходит в обстановке растяжения. На рудных месторождениях упомянутые трещины распространены также достаточно широко, хотя в количественном отношении они и уступают трещинам скалывания.

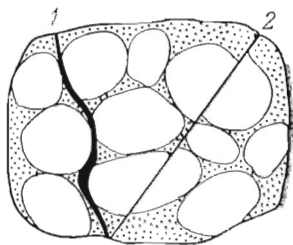


Рис. 8. Трещины отрыва (1) и скалывания (2) в конгломерате

Кольцевые разрывные нарушения и механизм их образования. Среди этих нарушений выделяются кольцевые цилиндрические и конические разломы и крупные трещины, часто сопровождаемые радиальными разрывами. Цилиндрические разломы и трещины и их фрагменты — полукольцевые и дуговидные разрывы — обычно имеют вертикальное или близкое к нему падение. Конические разрывы чаще всего падают к центру кольцевых структур (центроклинальные), редко встречаются падающие от центра (периклинальные).

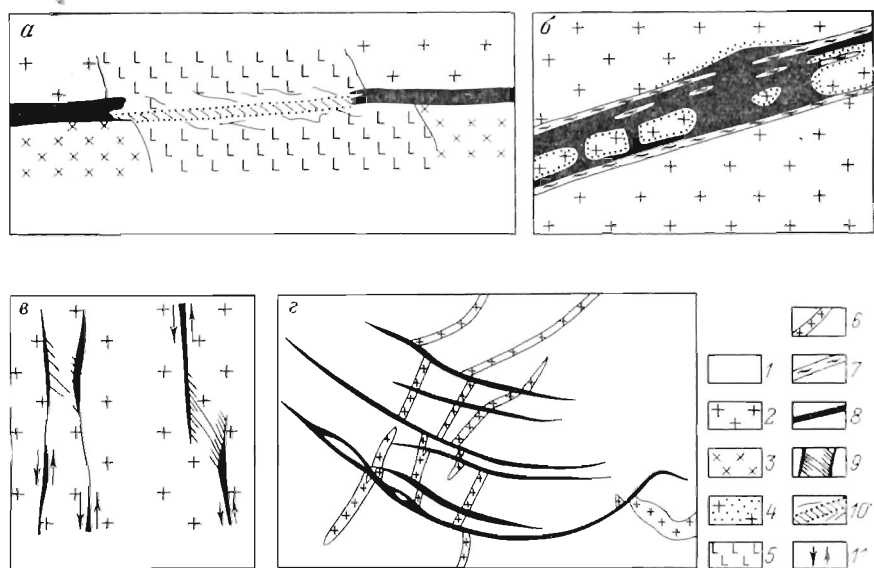


Рис. 9. Примеры рудных жил, приуроченных к трещинам скальвания. а — смещение кварц-молибденитовой жилой дайкой габбро-диабазы на Давендинском месторождении (по А. В. Дружинину, 1958); б — кварц-сульфидная жила в гранитах, положение которой определяется двумя параллельными разрывными нарушениями с глиной трения; в — рудные жилы, приуроченные к сдвиговым нарушениям, сопровождающимся оперяющими трещинами (по Д. В. Рундквисту, 1961 г.); г — золото-кварцевые жилы, секущие и смещающие дайку порфировых пород (по Н. А. Шило, 1960 г.). 1 — песчаники и сланцы; 2 — граниты; 3 — гранодиориты; 4 — гидротермально измененные граниты; 5 — дайка габбро-диабазы; 6 — дайки порфиров; 7 — окварцованная и хлоритизированная тектоническая глина трения; 8 — рудные жилы; 9 — оперяющие трещины с рудной минерализацией; 10 — зона хлоритизации и карбонатные прожилки; 11 — направление перемещений

Образование кольцевых разрывов тесно связано с процессом формирования вулканических куполов и кальдер, интрузивных массивов центрального типа, отдельных вулканических аппаратов и трубок взрывов. Среди кольцевых разрывов различаются как сколовые нарушения, так и трещины отрыва. Амплитуды перемещения вдоль сколов колеблются в широких пределах.

Механизм формирования кольцевых разрывов изучен недостаточно. На основании обобщения геологических материалов и учета экспериментальных данных В. А. Невский (1971) наметил четыре возможных модели формирования их в верхней части внедряющегося магматического расплава (рис. 12): а) образование цилиндрических трещин отрыва при вертикальном давлении магматического расплава вверх или вниз, б) образование многочисленной серии центроклинальных конических трещин отрыва при вертикальном давлении магма-

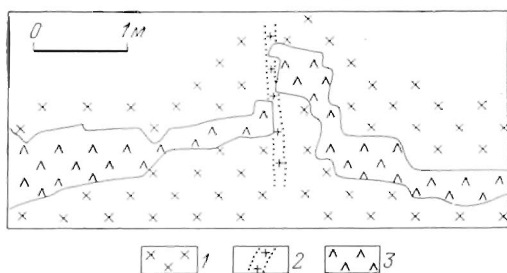


Рис. 10. Морфология дайки лампрофира, приуроченной к трещине отрыва (по А. В. Дружинину, 1952).

1 — диориты; 2 — дайка гранита; 3 — дайка лампрофира

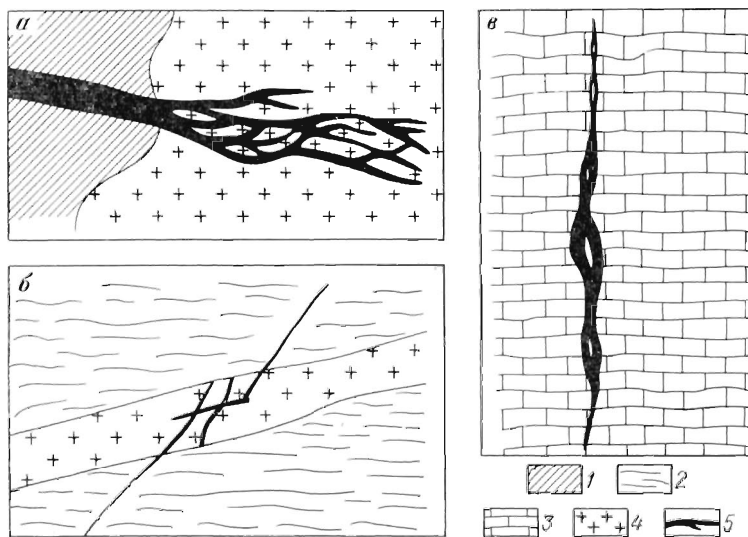


Рис. 11. Примеры рудных жил, приуроченных к трещинам отрыва: а — расщепление рудной жилы (Фрейберг, ГДР) при переходе из серого гнейса в кварцевый порфир (по Р. Беку, 1909 г.); б — изменение формы рудной жилы при переходе из метаморфизованных сланцев в дайку кварцевого порфира в Корнуэлле, Англия (по Р. Беку, 1909 г.); в — галенитовая жила в известняках, Миссисипи (по Кемпу).

1 — гнейс; 2 — сланец; 3 — известняк; 4 — кварцевый порфир; 5 — рудные жилы

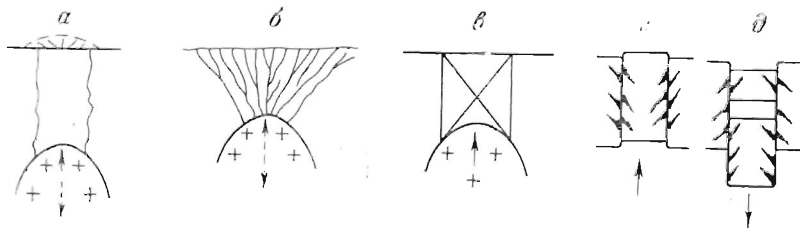


Рис. 12. Возможные модели механизма формирования кольцевых разрывов (схематические разрезы по В. А. Невскому, 1971)

тического расплава вверх или вниз, в) образование конических центроклинальных и периклинальных трещин скалывания в цилиндрическом блоке пород при давлении расплава снизу вверх, г) образование оперяющихся конических центроклинальных трещин отрыва при возникновении кольцевого горста, д) образование оперяющихся периклинальных трещин отрыва при возникновении кольцевого грабена. Ведущая роль, как полагает В. А. Невский, принадлежит первой и второй моделям механизма. В первом случае под влиянием давления внедряющегося маг-

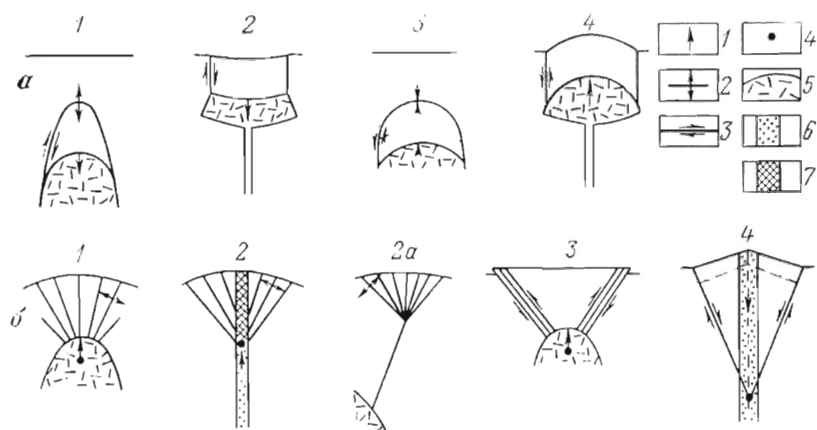


Рис. 13. Возможные теоретические модели механизма образования кольцевых (а) и конических (б) разломов (по Е. В. Свешниковой, 1973).

1 — направление одностороннего давления; 2 — разломы отрыва; 3 — разломы скола; 4 — геометрический центр конических разломов; 5 — магматический очаг; 6 — вулканический канал, существенно заполненный газами; 7 — то же, закупоренный магматическими породами

матического расплава в кровле его возникает крупная цилиндрическая трещина отрыва или их серия. В верхней части разреза вмещающих пород они заканчиваются куполовидным вздутием с развитием в его пределах центроклинальных конических и радиальных трещин (см. рис. 12, а). При дальнейшем развитии процесса в результате оттока магмы происходит опускание цилиндрического блока и образуется кальдера проседания. При этом могут возникнуть конические оперяющиеся трещины отрыва (модели *d* и *г*).

Вторая модель механизма развивается также в несколько этапов. Сначала образуются разрывы в результате давления магмы снизу вверх, а затем происходит отток магмы. Образование цилиндрических и конических разрывов в случае модели *в* может происходить при двустороннем осевом сжатии цилиндрического столба пород. При этом давление сверху определяется гравитационными силами, а снизу — внедряющимся магматическим расплавом. Возможные теоретические модели механизма образования кольцевых и конических разломов, согласно Е. В. Свешниковой (1973), представлены на рис. 13. Механизм образования кольцевых разломов (см. рис. 13, а) вызван активным односторонним давлением магмы периферического очага на кровлю. Модель 1 может возникнуть при понижении давления в магматической камере. В случае менее глубокого залегания магматического очага механизм образования разломов может быть другой. В этих условиях повышается объем газовой фазы за счет уменьшения объема магмати-

ческого расплава, в результате создаются условия для образования кольцевого разлома и возникновения кальдеры (модель 2). Образование разломов при увеличении давления в магматических очагах, расположенных на различных глубинах, показано на моделях 3 и 4.

Возможные модели механизма возникновения конических разломов более разнообразны (см. рис. 13, б). Модели 1 и 3 отражают представления об образовании конических разломов при возрастающем давлении магматического очага на кровлю, а модели 2 и 4 соответствуют вулканам центрального типа.

Масштаб разрывов, их внутреннее строение и история формирования. Условия возникновения, развитие и внутреннее строение, а также масштабы проявления разрывных нарушений в рудных полях эндогенных месторождений находятся в прямой зависимости от физико-механических свойств слоистых толщ и секущих их экстрозивных и интрузивных массивов. В большинстве случаев разрывные нарушения, развитые в рудных полях, образуются в процессе складчатости и оказываются наложенными на складчатость. При этом трещины, влияющие впоследствии на условия локализации оруденения, возникают как внутри отдельных пластов, так и во всей складке в целом. В ходе более позднего развития структуры месторождений эти разрывные нарушения вновь проявляются (подновляются), а также образуются новые разрывы.

Внешние признаки разрывных нарушений весьма разнообразны. Чаще всего они выражаются полосами или зонами интенсивно деформированных и раздробленных пород с повышенной параллельно ориентированной трещиноватостью, расщеплением или брекчированием, милонитами, тектонической глиной и зеркалами скольжения. Тектонические глины обычно развиваются вдоль поверхностей скольжения, по которым происходило перемещение блоков пород. Эти поверхности нередко плавно изгибаются и именно на них удается наблюдать зеркала скольжения со штрихами и бороздами. Вблизи разрыва породы могут быть разбиты густой сетью различно ориентированных трещин, ограничивающих блоки монолитных пород или обломки перемещенных и повернутых пород. Обломки тектонических брекчий имеют различные размеры и форму. Заключены они в массу перетертого материала, а более мелкие из них находятся также в составе тектонической глины. Мощность зон деформированных пород зависит от размеров нарушений и изменяется от нескольких сантиметров до нескольких сот метров и более. Протяженность по простиранию также колеблется в широких пределах.

Строение тектонических зон при прочих равных условиях зависит от состава и физико-механических свойств пород. В хрупких интрузивных или эффузивных породах разрывы обычно представлены четкими и выдержанными полосами раздробленных и перетертых пород. При переходе в более пластичные породы (сланцы или слоистые известняки) эти нарушения обычно сменяются редкими маломощными тектоническими поверхностями скольжения. Некоторые примеры строения зон разрывов приведены на рис. 14.

Масштаб проявления, а также мощность зон дробления, сопровождающих основные разрывы, в значительной степени зависят от того, в каких породах они возникли и на каких глубинах развивались. Наиболее мощные зоны дробления, сопровождающиеся бластомилонитами, катаклазитами, а также следами течения и расщепления, проявляются вдоль разрывных нарушений, возникших в архейских и протеро-

зойских образованиях на значительных глубинах (рис. 15). Подобные нарушения обычно многократно проявляются в различные эпохи диастрофизма в процессе многих этапов деформации и после того, когда блоки пород, в которых они заложилась, испытали восходящие движения значительной амплитуды. Однако в этом случае внутреннее строение разрывов изменяется, и на ранее возникшие blastomylonites накладываются сколовые нарушения, нередко сопровождаемые брекчиями.

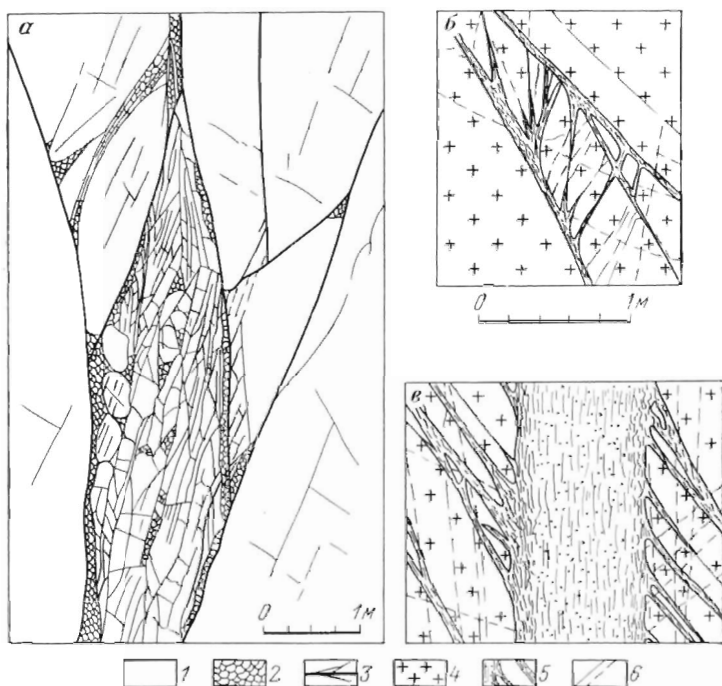


Рис. 14. Строение разрывных нарушений.

a — зарисовка (в плане) участка крупного разрывного нарушения в известняках (по В. И. Казанскому, 1955 г.); *б* и *в* — зарисовки разрывных нарушений в горных выработках Айкаванского штокеркового медно-молибденового месторождения, Армения (составил П. Д. Яковлев).

1 — серые массивные известняки; 2 — раздробленные известняки; 3 — тектонические трещины; 4 — кварцевые диориты; 5 — интенсивно расслаивающиеся и перетертые кварцевые диориты с тектонической глиной и гидротермальной минерализацией в зоне крупного нарушения и в более мелких трещинах; 6 — мелкие трещины с кварцем, пиритом, молибденитом, карбонатом.

а раздробленные породы, возникшие вдоль упомянутых сколов, обычно подвергаются гидротермальному метасоматическому изменению и рудной минерализации. Сами же зоны blastomylonites в пределах рудных полей характеризуются обычно плавными изгибами по простиранию, и в них развивается не только рудная минерализация, но и предшествующие ей дайки интрузивных пород. В ряде рудных полей от основных разрывных нарушений отщепляются боковые оперяющиеся сколы, сопровождающиеся менее интенсивным катаклазом, либо эти основные нарушения пересекаются ориентированными к ним поперек или под косым углом разрывами других систем. В более молодых образованиях, перекрывающих древние метаморфические толщи, разрывные нарушения, как правило, проявляются в виде более узких сколовых

зон дробления, которые имеют менее длительную историю развития. Однако если глубина формирования этих сколов превышает 1,5—2 км, то вдоль них обычно развивается тектоническая глина мощностью 0,5 м и более. В притертых частях нарушений в некоторых рудных полях мощность такой глины резко увеличивается, иногда даже до 5—7 м. На больших глубинах тектоническая глина исчезает и вместо нее проявляется зона расланцевания. Сколовые нарушения, возникающие или развивающиеся в более близкоповерхностных условиях, нередко сопровождаются тектонической брекчией. Зональность внутреннего

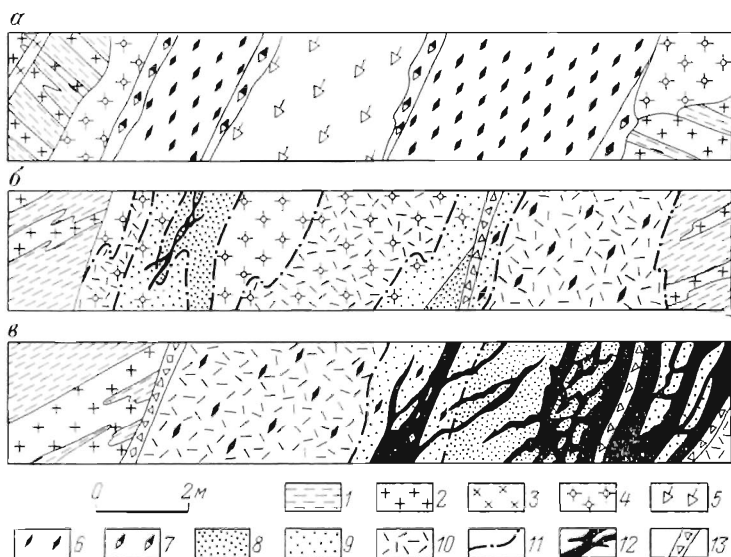


Рис. 15. Строение нижнепротерозойских разломов:

а — представленного зоной бластомилонитов, *б* и *в* — омоложенных, с кварц-ортоклазовыми метасоматитами и кварц-баритовыми жилами (по В. И. Казанскому, 1972).

1 — гнейсы; 2 — граниты и плагнограниты; 3 — дайки микродиоритов; 4 — кварц-полевошпатовые породы; 5—7 — бластомилониты и бластокатаклазиты по гнейсам и гранитам (5), микродиоритам (6), кварц-полевошпатовым породам (7); 8—10 — кварц-ортоклазовые метасоматиты — внутренняя (8), промежуточная (9) и внешняя (10) зоны; 11 — границы метасоматических зон; 12 — кварц-баритовые жилы и прожилки; 13 — брекчии

строения разрывных нарушений, впервые подмеченная В. М. Крейтером (1947), проявляется в большинстве рудных полей.

Как правило, все крупные сколовые нарушения, развитые в рудных полях, унаследуют сдвиги или надвиги, возникшие в процессе складчатости, и соответственно они имеют длительную историю развития. Во многих случаях вдоль них внедряются дайки интрузивных пород, либо они служат каналами для поднимающихся из глубин магматических расплавов, застывающих в виде экструзивов или изливающихся на поверхность в виде эффузивных образований. Такие разломы являются очень крупными, глубинными, обычно они пересекают все толщи пород, развитые в рудных полях, независимо от их физико-механических свойств. Пример таких разломов приведен на рис. 16. Формирование этих разломов очень длительно и многоэтапно. Закладываются они до магматической деятельности. Затем в процессе магматизма

по ним происходит неоднократное внедрение магматических образований и они могут оказаться перекрытыми вулканическими покровами. На этом история формирования их не заканчивается. Вдоль разломов обычно вновь возобновляются тектонические движения, сопровождаемые гидротермальным процессом и рудоотложением.

В большинстве рудных полей или в их ближайших окрестностях, как правило, развиты крупные разрывные нарушения, которые сами являются безрудными, но контролируют размещение рудоносных участков. В целом в рудных полях чаще всего картируется не одна, а несколько систем разрывов, по-разному влияющих на локализацию оруденения. Один из них, наиболее крупные, как отмечено, являются

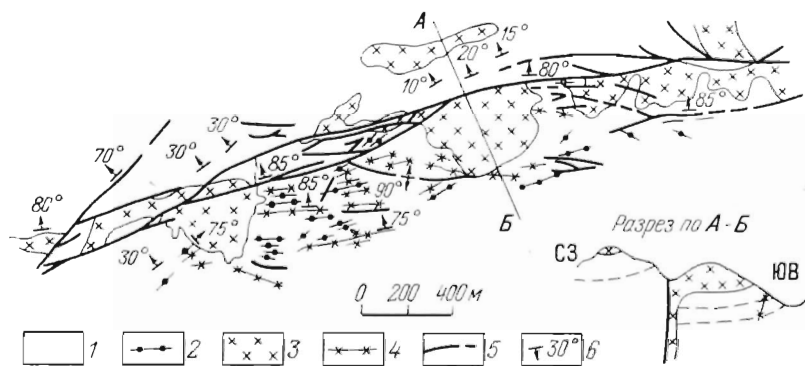


Рис. 16. Приуроченность интрузивных массивов и даек к зоне разлома (по Е. П. Солюшкину, Б. Л. Рыбалову, Л. В. Хорошилову, 1960).

1 — эффузивные породы; 2 — дайки лампрофиров; 3 — сиенит-порфиры; 4 — дайки сиенит-порфиры; 5 — разрывные нарушения; 6 — элементы залегания

рудоконтролирующими. Другие разрывы меньшего масштаба являются рудоподводящими, рудораспределяющими и рудовмещающими (рис. 17).

В складчатых областях рудоконтролирующие нарушения не несут оруденения. Это в основном обусловлено тем, что они рассекают все толщи пород и в момент оруденения, очевидно, достигали дневной поверхности. Это способствовало проникновению рудоносных растворов до поверхности земли и их смешению с грунтовыми водами. Механизм контроля оруденения крупными разрывными нарушениями выражается в том, что при движении блоков пород вдоль этих нарушений синхронно с поступлением рудоносных растворов из глубин происходит раскрытие ранее существовавших боковых трещин и появление новых, не доходящих до дневной поверхности, в которых и происходило отложение руд.

Как будет подробнее показано далее, на кристаллических щитах крупные разрывные нарушения в ряде случаев в отдельных участках несут оруденение. Это характерно для тех их интервалов, которые перекрыты чехлом платформенных образований. Крупные рудоконтролирующие разломы являются одновременно и рудоподводящими для рудоносных растворов, поступающих из глубин и распространяющихся по сопряженным с ними боковым разрывам. Наиболее крупные из этих разрывов оруденение могут не нести, а выполняют роль рудораспреде-

ляющих, направлявших рудоносную струю в те разрывы, которые вмещают оруденение. Рудовмещающими чаще всего оказываются более мелкие разрывные нарушения.

Такая схема связи оруденения с разрывными нарушениями часто наблюдается на месторождениях, размещающихся в складчатых толщах геосинклинальных областей (Рудный Алтай, Карамазар и другие районы), а также на активизированных молодых платформах (Восточное Забайкалье). На рис. 18 приведена структурная схема Нерчинско-Заводского рудного поля, где четко установлена приуроченность трубообразных рудных тел Благодатского месторождения к трещинам третьего и четвертого порядков.

Для локализации эндогенного оруденения часто большое значение приобретают разрывные нарушения, возникающие внутри определенных горизонтов пород, обладающих пониженными прочностными свойствами. В этом случае вдоль сближенных разрывных нарушений развиваются рудоносные штокерковые зоны.

По возрастному отношению к рудным телам все разрывные нарушения подразделяются на дорудные, образовавшиеся в процессе оруденения и послерудные.

Дорудными являются крупные протяженные разрывные нарушения, а также кольцевые разломы, служившие каналами для вулканической деятельности и определявшие положение интрузивных массивов и даек рудоносных магматических комплексов. В большинстве случаев дорудными являются и трещины отдельности интрузивных массивов, трещины в осадочных и метаморфических породах, совпадающие с плоскостями напластования и сланцеватости, а также секущие разрывы, связанные со складчатостью или наложенные на нее. К дорудным в подавляющем большинстве случаев относятся и явления тектонического разлннзования отдельных пластов в метаморфических толщах. Тектонические элементы, проявляющиеся до оруденения, имеют большое значение для локализации руд. К началу процесса рудообразования они, как правило, бывают закрыты либо заполнены различными продуктами магматической деятельности, но представляют собой те ослабленные направления, по которым легче всего происходит последующая разрядка напряжений. Непосредственно перед рудообразованием они подновляются, т. е. по ним происходят движения, возникают полости, по которым просачиваются рудоносные растворы, поднимающиеся снизу. Но рудоносные трещины не всегда наследуют дорудные разрывные нарушения. В связи с изменением ориентировки осей тектонических напряжений в ряде случаев возникают новые трещины, с характерными для них элементами залегания.

Необходимо отметить, что дорудные разрывные нарушения, выполненные магматическими породами, а также представленные зонами

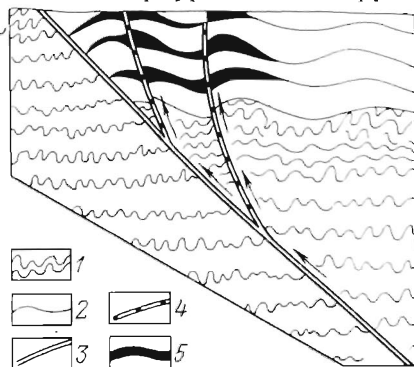


Рис. 17. Схема соотношения рудоподводящих, рудораспределяющих и рудовмещающих разрывных нарушений (по В. И. Смирнову, 1969).

1 — породы фундамента; 2 — рудовмещающая толща; 3 — рудоподводящее разрывное нарушение; 4 — рудораспределяющее разрывное нарушение; 5 — рудовмещающие структуры

брекчирования и рассланцевания пород с тектонической глиной, оказывают существенное влияние на локализацию оруденения. Они играют роль полупроницаемых экранов, препятствовавших проникновению

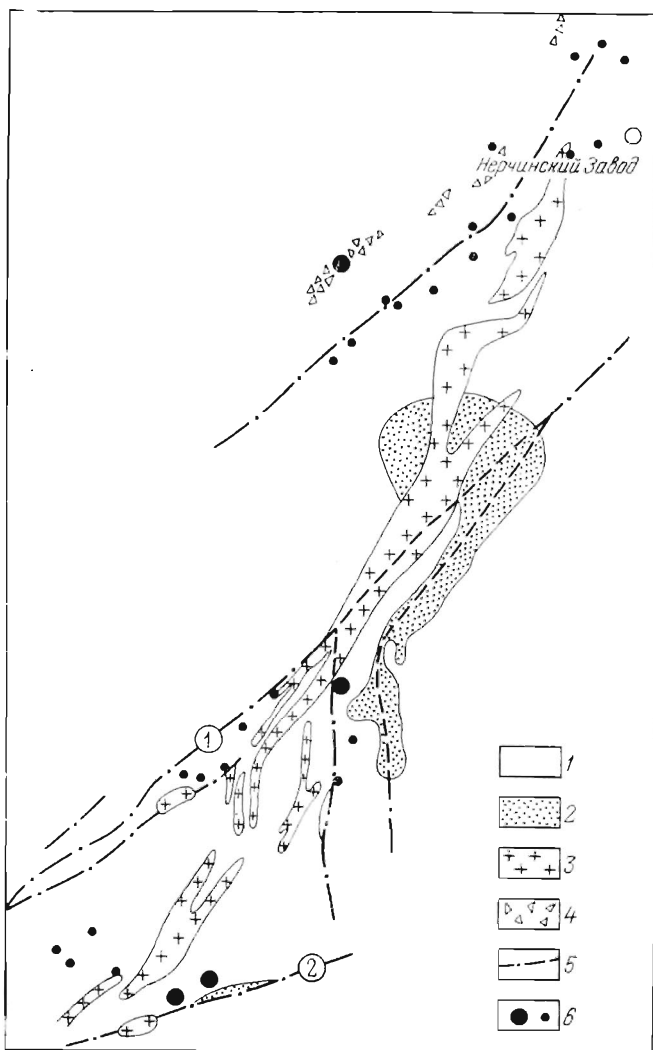


Рис. 18. Структурная схема Нерчинско-Заводского рудного поля (по Н. С. Горшкову, 1947 г.).

1 — палеозойские осадочные породы; 2 — юрские осадочные породы; 3 — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры; 4 — зоны брекчированных пород; 5 — разрывные нарушения (1 — Рязановское, 2 — Трехсвятительское); 6 — полиметаллические месторождения и рудопроявления

рудоносных растворов или сульфидных расплавов для ликвационных месторождений. На рис. 19 показано соотношение гидротермальных жил с дорудными разрывными нарушениями, представленными рассланцованными породами с тектонической глиной. Соотношение сульфидных медно-никелевых жил Мончегорского месторождения с разрывными нарушениями приведено на рис. 20.

Выяснение возрастных соотношений рудных тел с ограничивающими их разрывными нарушениями имеет не только теоретическое, но и очень большое практическое значение. Установив дорудное заложение изучаемого разрыва, необходимо иметь в виду, что рудная жила может ограничиваться этим нарушением и выклиниваться (см. рис. 19, а; 20, а), но не исключен вариант, что она будет продолжаться с другой стороны нарушения (см. рис. 19, б; 20, в). При встрече с дорудным нарушением жила может увеличиться в мощности, а рудные прожилки могут проникнуть в рассланцованные и раздробленные породы. Тектоническая глинка в дорудном нарушении, как правило, подвергнута гидро-

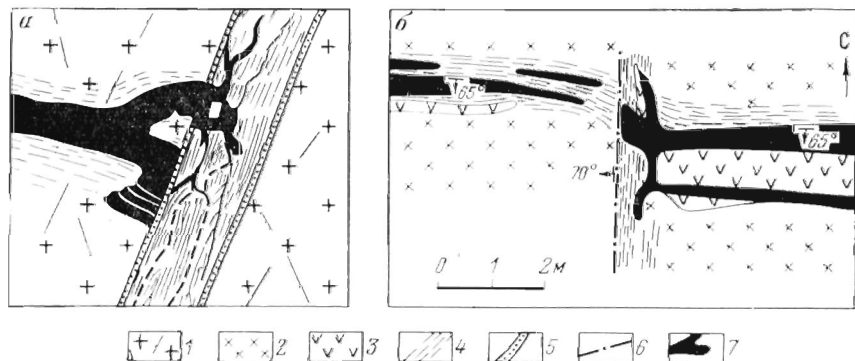


Рис. 19. Соотношение рудных жил с дорудными разрывными нарушениями (зарисовки).

а — увеличение мощности жилы на контакте дорудной трещины (по Т. М. Кайковой, 1956 г.); б — месторождение Букука (Восточное Забайкалье), план части кровли очистного блока. Видно ограничение по простиранию кварцевой рудоносной жилы и дайки диабазового порфирита дорудным разрывным нарушением (по А. В. Дружинину, 1960 г.).

1 — граниты; 2 — гнейсы; 3 — диабазовый порфирит; 4 — рассланцованные породы; 5 — тектоническая глинка; 6 — тектонический шов; 7 — рудная жила

термальному изменению (хлоритизации, серицитизации, пиритизации). И если вдоль изучаемого дорудного разрывного нарушения не проявились более поздние тектонические движения, то руда будет как бы припаяна к тектонической глинке, и она окажется монолитной, нераздробленной.

Разрывные нарушения, возникшие непосредственно перед отложением руд, а также в период рудоотложения в связи с подвижками перед различными стадиями минерализации рудного этапа, являются рудоносными. В одних случаях они наследуют ранее заложённые разрывные нарушения, в других — пересекают их. Очень часто эти разрывы приурочены к контактам пород, обладающих различными физико-механическими свойствами, и, в частности, к контакту даек интрузивных пород, но они могут локализоваться и в теле даек.

Определённую информацию о генетическом типе трещин, возникших непосредственно перед отложением руд, наряду с геологическими фактами (смещение контактов пород, наличие тектонической глинки и др.) можно получить и в процессе изучения морфологии рудных тел. Но это возможно лишь в том случае, если рудное тело образовалось главным образом путем выполнения открытых полостей. Однако рудные тела во многих случаях формируются при значительной роли ме-

тасоматических процессов и активном влиянии вмещающих пород. И нередко оказывается, что даже плитообразные жилы с выдержанной мощностью в интрузивных породах формировались метасоматически. Поэтому для выяснения генетического типа рудовмещающих трещин, что всегда имеет очень важное значение, необходимо проведение очень тщательных исследований.

В процессе минерализации рудоносные трещины часто неоднократно подновляются. Присходят подвижки, обуславливающие стадийность рудного процесса (рис. 21). Проявление рудоносных трещин может происходить как путем расхождения стенок трещины, так и путем смещения блоков пород вдоль трещины. Особенно важно установить направление перемещений, непосредственно предшествовавших продуктивной стадии минерализации, так как это имеет важное значение для выявления обогащенных участков. Движение по трещинам изучается путем наблюдений над смещениями контактов пересекаемых ими пород или более ранних рудных жил. Для определения направления движения учитывается наклон борозд скольжения на стенках трещин при условии плотного срастания с ними рудной массы и применяются другие методы (см. далее).

Послерудными разрывными нарушениями являются такие нарушения, которые пересекают не только руду, но и минеральные ассоциации самых поздних безрудных стадий. Они усложняют форму рудных тел, разделяют их на отдельные блоки и смещают относительно друг друга (рис. 22). Часто эти нарушения приурочены к контактам рудных тел и тогда они лишь отделяют руду от вмещающей породы. Иногда послерудные нарушения представлены почти целиком тектонической глиной, содержащей мелкие угловатые обломки или зерна руды и вмещающих пород, а чаще зонами дробления с угловатыми или округленными обломками руды или вмещающих пород, сцементированных тектонической глиной.

Окраска послерудной тектонической глины зависит от окраски растертых минералов: если глина образуется в нарушениях, пересекающих породы, содержащие гидроокислы железа, она приобретает красный цвет, а содержащие гидроокислы марганца — черный цвет; послерудные разрывные нарушения, пересекающие граниты, слениты, известняки или мраморы, сопровождаются тектонической глиной белого цвета и т. д. Послерудная тектоническая глина не несет следов хлоритизации, серицитизации или каких-либо иных гидротермальных изменений.

Вблизи послерудных нарушений могут возникнуть изгибы рудных жил, а вдоль них часто прослеживаются обломки раздробленной руды. В плоскости же нарушений наблюдаются блестящие зеркала и штрихи скольжения, очень отчетливо проявляющиеся на тех его интервалах, которые пересекают массивные сульфидные руды. В процессе работы геологу-разведчику нередко приходится отыскивать смещенные части рудных тел. Чтобы правильно решить эту задачу, необходимо прежде всего собрать достоверные данные для возможности отнесения изучаемого нарушения к послерудному. Необходимо проанализировать и вопрос, не является ли изучаемое нарушение дорудным, а послерудные перемещения вдоль него лишь возобновлялись и усилили общую нарушенность пород. И в этом случае вдоль нарушения будут наблюдаться обломки руды, но смещенной части рудного тела с другой стороны нарушения может и не быть.

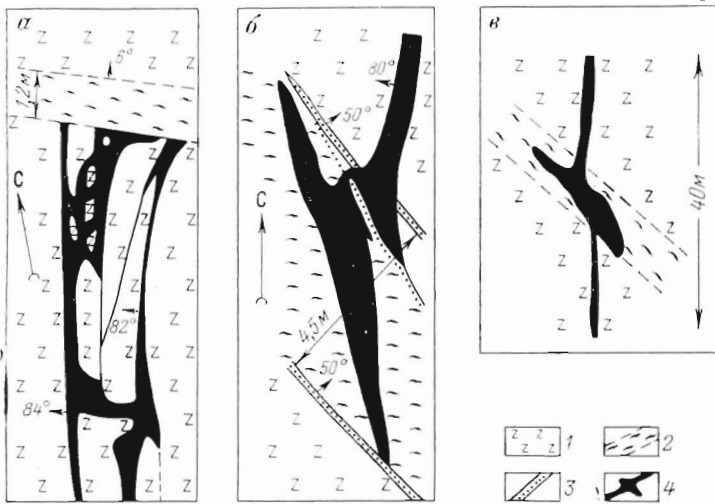


Рис. 20. Соотношение рудных жил Мончегорского месторождения с разрывными нарушениями (по П. В. Лялину, 1956 г.).
a — выклинивание рудной жилы, примыкающей к сбросу; *б* — проникающие сульфиды в зону сброса и признаки послерудного перемещения; *в* — пересечение сброса рудными телами.
 1 — пироксениты; 2 — зоны расланцованных пород; 3 — тектоническая глина; 4 — рудные жилы

Рис. 21. Соотношение кварцевых, сульфидных и барит-карбонатных жил. Зарисовка забоя (по Е. П. Соношкину, 1960 г.).

1 — гранит-порфиры; 2 — сульфидная жила; 3 — кварцевая жила; 4 — барит-анкеритовая жила

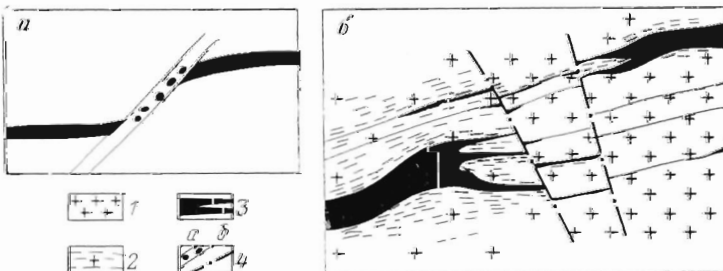
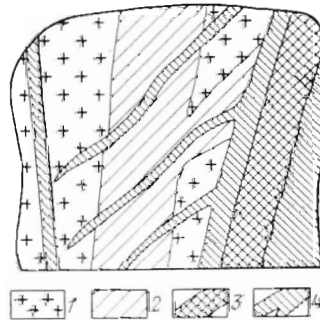


Рис. 22. Примеры послерудных нарушений.

a — в послерудном нарушении наблюдаются обломки руды, а вблизи нарушения — слабые загибы жилы; *б* — смещение рудных жил Балахнинского месторождения (по Т. М. Кайковой, 1963 г.).
 1 — граниты; 2 — расланцованные граниты; 3 — рудные жилы; 4 — послерудные нарушения с рудной брекчией (*a*) и трещины (*б*)

Таким образом, выявление дорудных, сопровождающих оруденение и послерудных разрывных нарушений, а также истории формирования отдельных разломов является важной задачей изучения структуры рудных полей и месторождений. Детальные исследования показывают, что в процессе развития и формирования структуры месторождений генетический тип разрывных нарушений одного из направлений может меняться. Это выражается в следующем: рудные жилы часто совпадают с контактами даек магматических пород, причем дайки выполняют тектонические трещины отрыва, а жилы приурочены к трещинам скальвания, т. е. дорудные трещины отрыва в процессе рудообразования переходят в трещины скальвания (рис. 23).

Оперяющие трещины, условия их возникновения и закономерности сочетания с главными разрывами. Большинство сколовых разрывных нарушений, развитых в рудных полях, сопровождаются боковыми оперяющими трещинами скола и отрыва, которые под различными углами причленяются к главным нарушениям. Оперяющие трещины имеют большое значение в структуре рудных полей. В ряде случаев только вдоль них локализуются рудные жилы, в то время как основные нарушения, которые они оперяют, оказываются притертыми и безрудными. К участкам сопряжения оперяющих трещин с основными нарушениями часто приурочены обогащенные рудные участки и столбы.

Важное значение при изучении структуры месторождений приобретает выяснение закономерностей пространственного сочетания различных боковых оперяющих трещин с главными нарушениями, а также выявление возможных участков максимального проявления оперяющих трещин.

Механизм формирования трещин, оперяющих сдвиги, представлен на рис. 24. При сдвиге образуются три системы оперяющих трещин: две системы трещин скальвания и одна — отрыва. Трещины отрыва образуют со сместителем острый (α), а скальвания — тупой (β) угол в двигающемся блоке. Одна система трещин скальвания параллельна сдвигу.

Ориентировка трещин, оперяющих сброс, представлена на рис. 25. Оперяющие трещины отрыва параллельны сбросу и висячем боку нарушения падают навстречу ему. Оперяющие трещины скальвания также параллельны линии простираения сброса. В висячем боку нарушения они падают под более пологим углом.

В случае взброса (рис. 26) оперяющие трещины скальвания и отрыва меняются местами по сравнению с их положением при сбросе.

При сбросо-сдвиге или же взбросо-сдвиге оперяющие трещины имеют более сложную ориентировку. В перемещавшемся висячем боку нарушения трещины отрыва образуют с главным сместителем как в плане, так и в разрезе острый угол, ориентированный вершиной в сторону движения. Однако чтобы узнать истинное направление перемещения висячего бока в плоскости сбросо-сдвига, необходимо найти линию сопряжения оперяющей трещины со сместителем (ab), а направление перемещения висячего бока (R) будет перпендикулярным этой линии (рис. 27). Линия ab является линией сопряжения двух плоскостей: сместителя и оперяющей трещины отрыва. Пространственное положение ее легко определяется с помощью несложных графических построений, которые будут рассмотрены в заключительной части книги. Направление перемещения висячего бока можно также определить и по ориентировке оперяющих трещин скальвания.

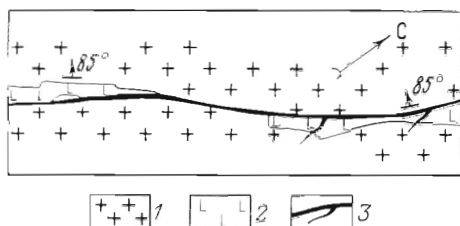


Рис. 23. Приуроченность рудной жилы к дайке диабазовых порфиритов (по Е. П. Союшкину, 1955 г.).

1 — гранит; 2 — диабазовый порфирит; 3 — рудная жила

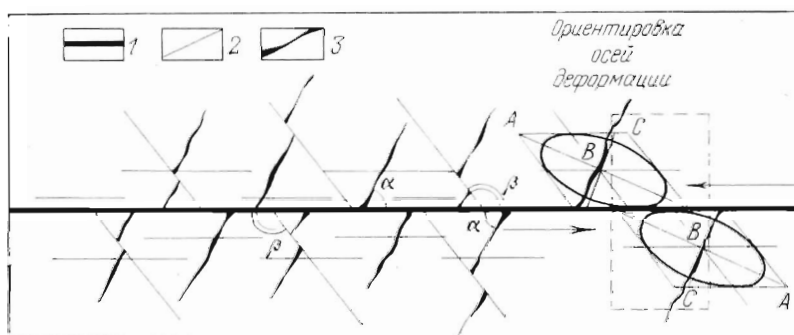


Рис. 24. Схема формирования боковых трещин, оперяющих сдвиг.

1 — главное разрывное нарушение; 2 — оперяющие трещины скалывания; 3 — оперяющие трещины отрыва. А, В, С — главные оси деформации; α — острый угол, образованный оперяющими трещинами отрыва со сместителем в двигающемся блоке; β — тупой угол, образованный оперяющими трещинами скалывания со сместителем в двигающемся блоке. Стрелками показано направление перемещения блоков пород. Штриховыми линиями — кубические блоки породы до деформации

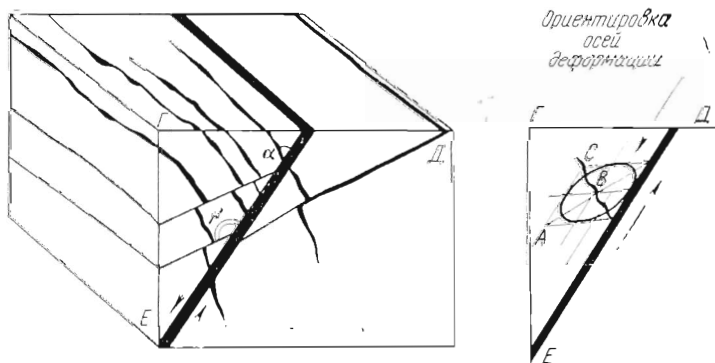


Рис. 25. Схема формирования боковых трещин, оперяющих сброс.

Условные обозначения см. на рис. 24

Оперяющие трещины распределяются вдоль главных нарушений обычно неравномерно. Наблюдаются участки с редкими трещинами, а также участки с их более значительной концентрацией. Последние приурочены к местам изгиба разрывных нарушений. Ориентировка сдвига показана на рис. 28, а.

Непосредственно на месте приоткрывающегося сдвига возникают наиболее благоприятные условия для образования оперяющих трещин скалывания, так как здесь имеются возможности для проскальзывания блоков пород вдоль трещин скалывания. На закрытых и притертых участках сдвига, примыкающих к изгибу, образуются оперяющие тре-

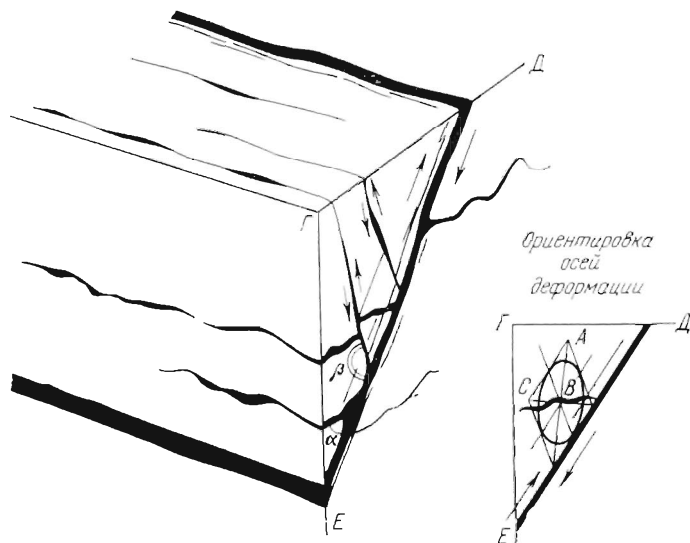


Рис. 26. Схема формирования боковых трещин, оперяющих взброс.
Условные обозначения см. на рис. 24

щины отрыва. Аналогичная описанной возникает ориентировка оперяющих трещин и в местах изгиба взбросов (см. рис. 28, б) или сбросов.

Роль оперяющих трещин в локализации оруденения гидротермальных месторождений цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов исключительно велика. Во многих случаях оруденение локализуется не в крупных разломах, по которым происходили значительные перемещения блоков пород, а в более мелких оперяющих их разрывных нарушениях и трещинах. Рудные жилы многих месторождений золота, олова, молибдена, свинца и цинка, урана и других металлов, приуроченные к трещинам скалывания, в различных рудных районах мира почти всегда сопровождаются оперяющими трещинами. К ним приурочены рудные апофизы (рис. 29), масштаб которых бывает различным и зависит от протяженности жил. В узлах сопряжения оперяющих трещин с основными жилами возникают обогащенные участки (рудные столбы). Между сближенными жилами сеть оперяющих трещин создает необходимые условия для образования минерализованных зон. Но особенно велика роль оперяющих трещин при формировании штокверковых молибденовых и медно-молибденовых месторождений: Клаймакс (США), Каджаран, Дастакерт, Агарак, Анкаван (Армения),

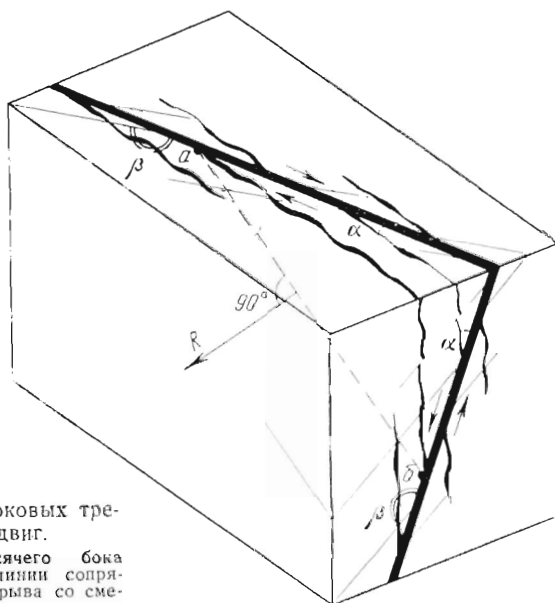


Рис. 27. Схема формирования боковых трещин, опирающихся сбросо-сдвиг.

R — направление перемещения всякого бока сбросо-сдвига, перпендикулярное к линии сопряжения ($\alpha\beta$) опирающейся трещины отрыва со сместителем. Остальные условные обозначения см. на рис. 24.

Рис. 28. Схемы формирования опирающихся трещин на участках изгиба разрывных нарушений.

a — сдвиг (план, по В. Ф. Чернышеву, 1955 г.), a' — взброс (разрез).
1 — главное разрывное нарушение; 2 — опирающиеся трещины скалывания; 3 — опирающиеся трещины отрыва. Стрелками показано направление перемещения блоков пород.

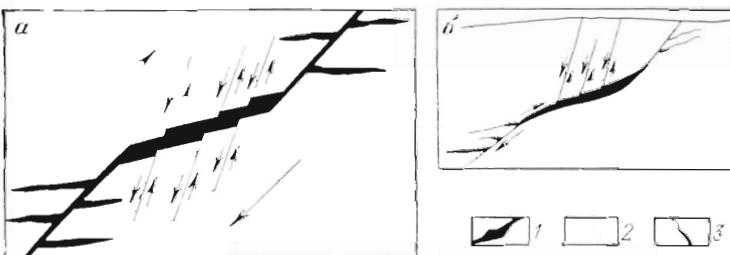
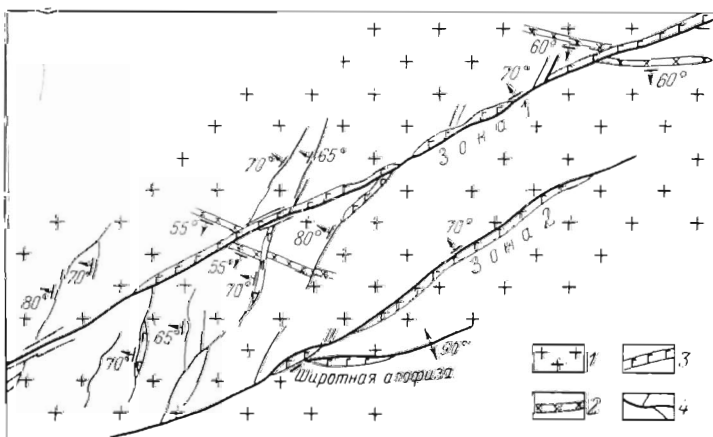


Рис. 29. Структурная схема жильного полиметаллического месторождения (по Е. П. Соколову, 1960 г.).

1 — граниты; 2 — графитоносный порфирит; 3 — диабазовые порфириты; 4 — жильные рудные зоны с апофизмами, приуроченными к опирающимся трещинам.



Сорское (Хакассия). Жирекен (Восточное Забайкалье). Коунрад (Центральный Казахстан), а также многих золоторудных, оловянных, редкометалльных и урановых месторождений. На штокверковых место-

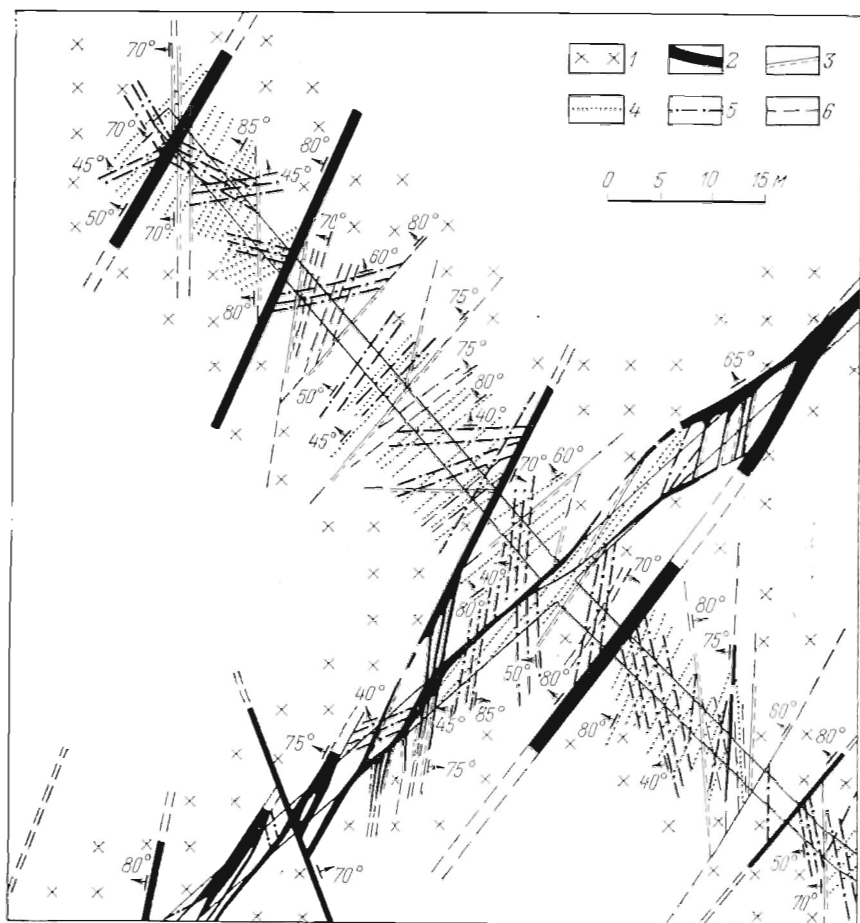


Рис. 30. Строение участка Анкаванского штокверкового медно-молибденового месторождения (Армения).

1 — кварцевые диориты слабо серицитизированные и пиритизированные; 2 — крупные дорудные разрывные нарушения, выполненные раздробленными и перетертыми породами с тектонической глиной и гидротермальной минерализацией; 3 — мелкие тектонические трещины с глиной трения и гидротермальной минерализацией. Прожилки различных стадий минерализации в оперяющих трещинах: 4 — кварц-пиритовые (первая стадия); 5 — кварц-молибденитовые (вторая стадия); 6 — карбонатные (последняя стадия)

рождениях, приуроченных к зонам разломов или узлам пересечения разрывных нарушений нескольких систем, широко развиты мелкая трещиноватость и прожилки различных стадий минерализации. Эти прожилки выполняют различные системы мелких трещин, оперяющих крупные разрывные нарушения. На рис. 30 представлена часть погоризонтного плана Анкаванского медно-молибденового месторождения (Армения).

Наиболее значительные разрывные нарушения в кварцевых диоритах мощностью 2—3 м и более выполнены раздробленными перетерты-

ми и рассланцованными породами, тектонической глиной и многостадийной гидротермальной минерализацией. На участках между разрывными нарушениями возникла сеть кварц-пиритовых, кварц-молибденовых и более поздних карбонатных прожилков, выполняющих опоряющие трещины скалывания и отрыва. Детальное изучение генезиса мелких трещин, выполненных различными минеральными ассоциациями, их ориентировки путем составления трещинных диаграмм, а также изучение внутреннего строения главных нарушений, проведенное нами, позволило выявить характер внутриминерализационных подвижек вдоль нарушений различных систем и тем самым установить историю и механизм формирования штокверка Анкаванского месторождения.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОЧЕТАНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ СО СКЛАДКАМИ

При формировании складок продольного изгиба образуются сопряженные с ними как крупные разрывные нарушения, пересекающие всю складку, так и системы мелких трещин внутри отдельных пластов и во всей складке. Прежде чем рассмотреть закономерности простран-

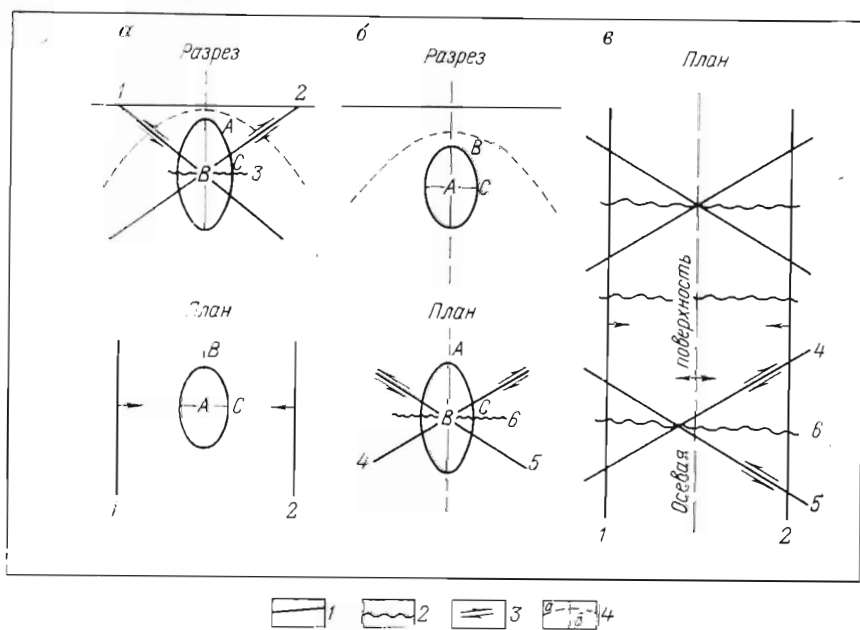


Рис. 31. Схемы, иллюстрирующие образование трещин при формировании антиклинальной складки продольного изгиба (по А. В. Пэку, 1960).

а — положение осей деформации и трещин при вертикальном растяжении пород складки; б — положение осей деформации и трещин при горизонтальном растяжении пород складки; в — сводная схема ориентировки трещин, сопряженных со складкой.
1 — трещины скалывания; 2 — трещины отрыва; 3 — направление перемещения по сколовым трещинам; 4 — положение складки (а) и ее осевой поверхности (б)

ственного сочетания трещин со складками, необходимо отметить, что при складкообразовании происходит объемная деформация горных пород. В условиях поперечного сжатия имеет место растяжение пород прежде всего в вертикальном направлении. Ось максимального растяжения А при этом занимает вертикальное положение, а ось С (максимального

сжатия) располагается горизонтально и ориентирована поперек складки (рис. 31, а). Однако этим деформация не ограничивается. При формировании складок происходит также растяжение и в горизонтальном направлении, т. е. вдоль оси складки. В этом случае ось *A* должна занимать горизонтальное положение и вытягиваться вдоль оси складки (см. рис. 31, б). Ось *C* сохраняет свое прежнее положение. Таким образом, объемная деформация как бы раскладывается на две плоские (деформация в поперечном и продольном сечении складки).

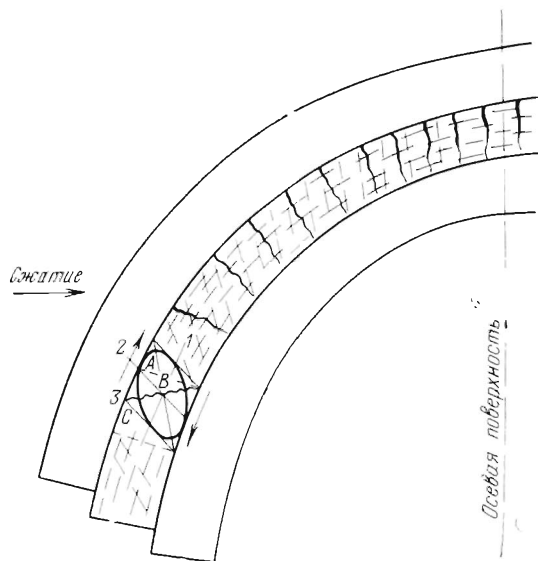


Рис. 32. Схема формирования мелкой трещиноватости в антиклинальной складке изгиба со скольжением.

A, B, C — главные оси деформации; 1, 2 — мелкие трещины скалывания; 3 — мелкие трещины отрыва; стрелками показано направление скольжения пластов

Если высказанные соображения являются справедливыми, то при формировании складки можно ожидать возникновения шести систем трещин, сопряженных с ней (см. рис. 31, в): четыре системы трещин скалывания и две системы трещин отрыва. В случае вертикального положения главной оси деформации *A* возникают две системы надвигов, параллельных оси складки, и одна система горизонтальных трещин отрыва. При горизонтальном положении оси *A* образуются две системы сдвигов, косо ориентированных по отношению к оси складки, и одна система крутопадающих трещин отрыва, ориентированных поперек складки.

Наблюдения, проведенные в ряде рудных районов, показали, что надвиги являются более молодыми по сравнению со сдвигами и что они формируются в наиболее поздние стадии складчатости. Последнее объясняется тем, что после образования свода складки крылья ее могут рассматриваться в качестве своеобразных устоев, принимающих на себя вертикальную нагрузку вышележащих пород и тем самым уменьшающих ее на свод. В результате создаются условия, которые способствуют выкалыванию блоков пород вверх. В начальной же стадии складчатости значительная нагрузка вышележащих пород препятствует образованию надвигов и вызывает растяжение пород вдоль оси складки, что приводит к формированию сдвигов. Лишь в редких случаях в одной складке удается наблюдать все шесть систем трещин, показанных на рис. 31, в. Чаще всего развита только часть их.

При анализе геологической структуры месторождений, приуроченных к складкам, необходимо иметь в виду, что во многих случаях формирование ее происходит длительное время и многоэтапно. На месторождениях проявляются более поздние наложенные разрывные нарушения. Поэтому при изучении структур рудных полей и месторождений всегда возникает необходимость выделения разрывных нарушений, со-

пряженных со складчатой структурой и подновлявшихся на более поздних этапах, и нарушений более молодых, наложенных на складчатость. При решении этой весьма сложной, но важной задачи необходимо учитывать схему образования трещин, сопряженных со складками (см. рис. 31).

Наряду с крупными разрывными нарушениями, пересекающими всю складку, в процессе складчатости внутри отдельных пластов возникает мелкая трещиноватость. Механизм ее образования в крыле антиклинальной складки можно воссоздать (рис. 32). При изгибе пластов в складку скольжение слоя по слою приводит к тому, что каждый отдельный пласт деформируется под действием пары сил, т. е. находится в условиях сдвига. При этом возникают две системы мелких трещин скалывания (1 и 2) и одна система трещин отрыва (3). Первая система выражена наиболее отчетливо, совпадает со слоистостью пласта и именуется сланцеватостью слоистости. Вторая система имеет изменчивое падение, но при падении крыла складки под углом 45° она близпараллельна осевой поверхности складки и ее называют сланцеватостью осевой поверхности, хотя она и не строго параллельна последней. Угол падения трещин отрыва, параллельных оси складки, по мере движения к шарниру изменяется от пологого до вертикального (в замке складки).

Мелкая трещиноватость наряду с крупными разрывными нарушениями играет важную роль в локализации оруденения. Особенно четко это проявляется в складках, сложенных породами, обладающими различными физико-механическими свойствами.

МОРФОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

Роль интрузивных массивов в локализации оруденения исключительно велика. Среди них размещаются эндогенные месторождения всех генетических типов: магматические, пегматитовые, карбонатитовые, грейзеновые и альбититовые, а также гидротермальные, образующиеся при различных температурах. К контактам интрузивных массивов с карбонатными породами тяготеют многочисленные скарновые месторождения.

Структурные закономерности локализации месторождений различных типов во многом зависят от типов магматических комплексов, с которыми генетически или пространственно связано оруденение. С интрузивными комплексами гранитондов, основных, ультраосновных и щелочных пород связаны многочисленные магматические, редкометалльные пегматитовые, а также постмагматические месторождения. Вулканогенные комплексы подразделяются В. Н. Котляром (1968) на три типа: интрузивно-вулканический, субвулканический и вулканогенно-интрузивный. С ними пространственно связаны многочисленные и весьма разнообразные месторождения полезных ископаемых (Котляр, 1970). С комплексами малых интрузивов и даек, имеющих самостоятельное и весьма важное металлогеническое значение, связаны многочисленные постмагматические месторождения различных металлов.

Рассмотрим некоторые особенности интрузивных массивов и комплексов, имеющих важное значение для локализации оруденения (расслоенность интрузивов, кольцевое строение и т. п.).

Расслоенные интрузивные массивы. Хромитовые, титаномагнетитовые, сульфидные медно-никелевые ликвационные месторождения,

приуроченные к комплексам ультраосновных и основных пород, залегают внутри материнских интрузивных массивов или в непосредственной близости от них (сульфидные месторождения) в контактовой зоне.

Весьма выдержанные и протяженные рудные тела Бушвельдского лополита и Великой Африканской дайки приурочены к стратифицированным массивам, сложенным пироксенитами, норитами с подчиненными дунитами и перидотитами, а также анортозитами и анортозитовыми норитами. Многочисленные хромитовые тела, согласные со стратификацией, располагаются в так называемой критической зоне лополита и имеют очень тесную связь с пироксенитами.

Горизонты сульфидных руд рифов Меренского, находящиеся в верхней части критической зоны лополита, приурочены также к горизонтам пироксенитов, ниже которых залегают нориты, а выше — анортозиты.

Донные залежи сульфидных медно-никелевых руд Мончегорского, Норильского (гора Рудная) и ряда других месторождений также тесно связаны со стратификацией вмещающих их лополитоподобных интрузивных массивов и приурочены к горизонтам пироксенитов и поритов.

Редкометалльные месторождения Ловозерского интрузива центрального типа приурочены к его средней интенсивно стратифицированной части. Пластообразные рудные тела представляют собой горизонты уртитов и малиньитов, залегающих среди люавритов и фойяитов.

При изучении указанных стратифицированных месторождений хромитов, сульфидных руд, редкометалльных лопаритовых, а также некоторых титаномагнетитовых месторождений важное значение приобретает петрографическое изучение пород, составление колонок стратификации в различных частях рудоносных интрузивов и сопоставление этих колонок между собой. Таким образом, главным для исследования структуры этих месторождений является изучение элементов прототектоники интрузивных массивов и механизма их формирования.

Большинство хромитовых, титаномагнетитовых, а также сульфидных ликвационных руд главнейших рудных районов мира, залегающих в интрузивных массивах или в их контактовой зоне, приурочены к разрывным нарушениям. Форма интрузивных массивов и в этом случае лополитоподобная, а также плитообразная и реже более сложная. Они также расслоены, имеют отчетливые элементы прототектоники, но рудные тела чаще всего являются секущими, а форма и положение их определяются разрывными нарушениями и элементами залегания контактов интрузивных массивов.

Пластообразные рудные залежи месторождений Норильского, Талнахского и Октябрьского приурочены к тектоническим контактам в основании пологих плитообразных интрузивных массивов, сложенных габбро, габбро-диабазами оливиновыми, пикритовыми и др. В плане эти массивы имеют достаточно сложные извилистые очертания. Мощность их достигает 100—130 м. Контуры рудных залежей в общем совпадают с очертаниями интрузивных тел, а мощность рудных тел тем больше, чем больше мощность интрузивных массивов. Таким образом, на месторождениях типа Талнахского основную роль в локализации оруденения имеет морфология интрузивного массива в сочетании с разрывными нарушениями.

Положение месторождений и локализация руд в районе Садбери определяются прежде всего достаточно крутым контактом лополита

с вмещающей толщей. Кроме того, контакт осложнен поперечными и продольными разрывными нарушениями. Рудные тела залегают как в норите, так и во вмещающих метаморфических породах.

Изучение морфологии интрузивных массивов и особенно элементов залегания их контактов в сочетании с разрывными нарушениями является основной задачей для выявления закономерностей локализации оруденения на главнейших медно-никелевых месторождениях. Изучение стратификации массивов и элементов прототектоники в этих случаях имеет подчиненное значение. Для многих позднемагматических месторождений хромитовых и титаномагнетитовых руд и ликвационных сульфидных месторождений, залегающих в материнских интрузивных массивах, характерны также жильные и жилообразные рудные тела.

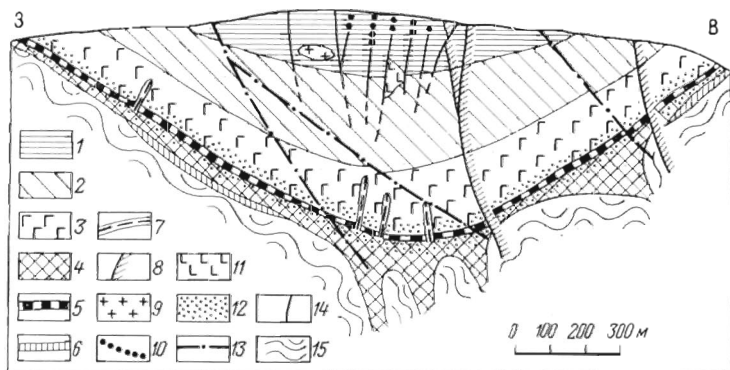


Рис. 33. Схематический широтный разрез Мончегорского месторождения, гора Ниттис (по Р. В. Карпову, 1959 г.).

1 — бронзитит; 2 — зона пережелезнения бронзитита и габброгритита; 3 — плагиоклазовый габброгритит с редкими прослоями оливнинового бронзитита; 4 — норит и габбро-норит; 5 — неравномерно-зернистый плагиоклазовый бронзитит с горизонтами тахситового габброгритита и трахитондного гиперстенита; 6 — диорит; 7 — габбро-норит-пегматиты; 8 — диабазы; 9 — пегматондные бронзититовые шпильки; 10 — диорит-пегматиты; 11 — зональные пегматиты; 12 — вкрапленные руды; 13 — разрывные нарушения; 14 — рудные жилы; 15 — гнейсы

Размеры жил значительные: протяженность по простиранию от сотен метров до нескольких километров, по падению — сотни метров, мощность от 1—2 до 3—4 м.

На Мончегорском месторождении (рис. 33) установлено, что до формирования жил произошло внедрение габбро-пегматитов, а также образование крупных разрывных нарушений, представленных расщепленными породами с тектонической глиной. Морфология жил достаточно сложная, а выклинивание некоторых из них имеет весьма причудливый вид (рис. 34). Все это свидетельствует о том, что до образования жил Мончегорского месторождения во вмещающих породах было заложено несколько систем разрывных нарушений и мелких трещин. Поэтому для анализа геологической структуры таких месторождений необходимо изучать не только морфологию, элементы прототектоники и стратификации интрузивных массивов, но и мелкую трещиноватость, развитую в них.

Кольцевые магматические комплексы. Магматические комплексы центрального типа широко распространены. Описанию их посвящена обширная литература, обобщение которой выполнено Е. В. Свешниковой (1973). С этими комплексами связаны многочисленные месторож-

дения различных генетических типов многих металлов и целого ряда неметаллических полезных ископаемых.

Магматические комплексы центрального типа следует разделить прежде всего на две большие группы: интрузивную и вулканогенно-интрузивную. Первая включает интрузивные плутонические массивы, сформировавшиеся в глубинных условиях и не сопровождавшиеся вулканизмом. Комплексы второй группы являются более сложными, многофациальными, состоящими из пород вулканических, субвулканических, пород жерловой фации, гипабиссальных образований и даек.

Рассмотрим кратко массивы интрузивной группы. Кольцевое строение имеют щелочные массивы Кольского полуострова, некоторые мас-

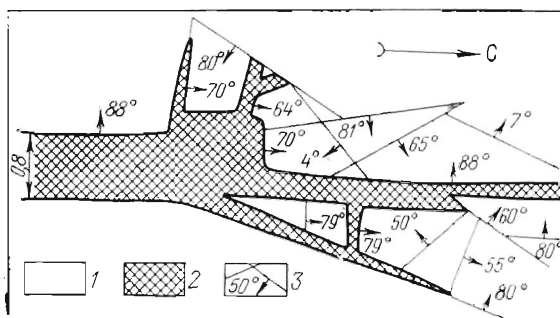


Рис. 34. Разветвление жилы Мончегорского месторождения при выклипывании (по П. В. Лялину, 1956).

1 — бронзитит; 2 — рудная жила; 3 — мелкие трещины с элементами залегания

сивы щелочных гранитов плато Джос в Центральной Африке, целый ряд комплексов ультраосновных щелочных пород с карбонатитами (без вулканических образований) в различных районах мира, многие массивы пермских гранитоидов в Центральном Казахстане и др. На рис. 35 показаны интрузивы описываемого типа различного состава, находящиеся в различной геологической обстановке: на щитах, платформах и в складчатых областях. Многофазные щелочные массивы Кольского полуострова имеют не только кольцевое строение, но и интенсивную стратификацию внутри полукольцевых тел различных фаз внедрения. О Ловозерском массиве уже упоминалось. Хибинский массив также стратифицирован (рис. 35, а). Однако апатит-нефелиновые рудные тела приурочены к более поздним полукольцевым разрывным нарушениям. Поэтому здесь важное значение приобретает изучение не только стратификации интрузива, но и разрывных нарушений и трещинной тектоники массива.

На рис. 35, б представлена схема одного из многочисленных массивов Алдана — Инаглинского, сложенного ультраосновными щелочными породами с кольцевыми, коническими и радиальными разрывными нарушениями. Флогопитовая минерализация приурочена к зонам периклиналильных конических трещин.

Многочисленные казахстанские кольцевые гранитные массивы пермского возраста с редкометальной минерализацией находятся в весьма сложной геологической обстановке. На рис. 35, в представлена

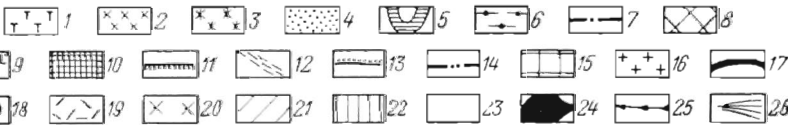
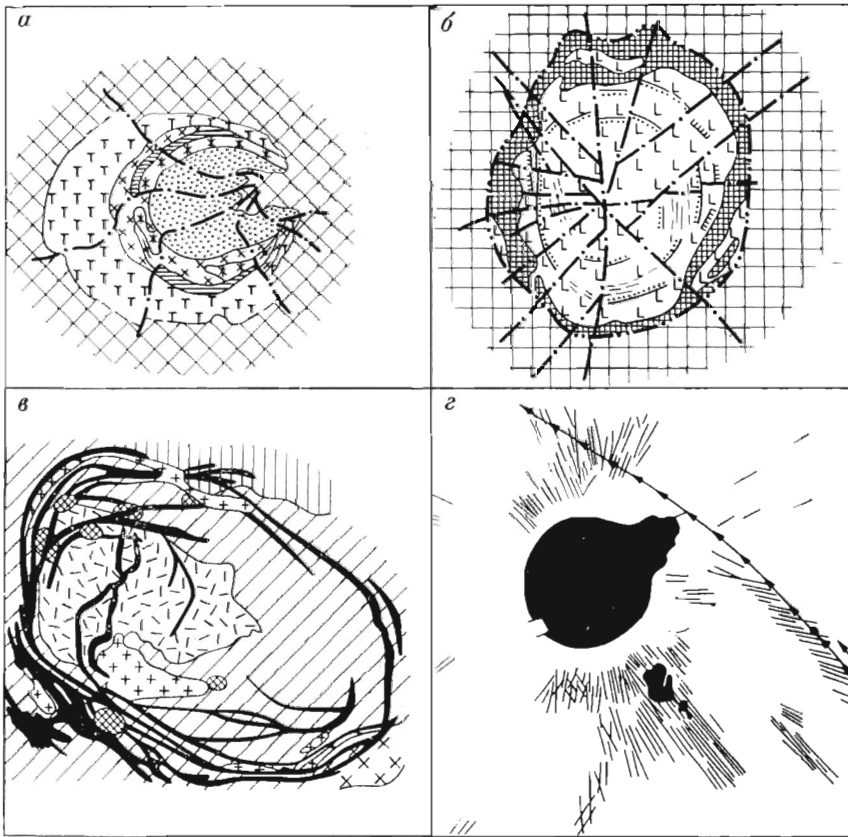


Рис. 35. Интрузивные магматические комплексы центрального типа (кольцевые и радиальные).

a — Хибинский массив (по Ф. М. Онохину, 1967 г.); *б* — Массив Инагли, Якутия (по А. М. Корчагину, 1969 г.); *в* — персидский кольцевой комплекс Улькен-Каракуус, Центральный Казахстан (по Т. В. Перекалиной, 1966 г.); *г* — интрузив Бор-Урх с системой радиальных даек, Маймечя-Котуйский район Сибирской платформы (по А. Г. Жабину и Н. П. Суринной, 1970 г.).

1 — хибиниты; 2 — риссориты; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — фойяиты; 5 — уртиты; 6 — малиниты; 7 — радиальные разрывные нарушения; 8 — метаморфические породы фундамента; 9 — дуниты; 10 — шонкиниты; 11 — периклиналильные конические пегматоидные тела; 12 — периклиналильные конические зоны ослабления; 13 — центроклиналильные конические разломы и крупные трещины, секущие и смещающие периклиналильные конические тела; 14 — кольцевые разрывные нарушения; 15 — кристаллические породы фундамента и мезозойские порфиroidные сиениты; 16 — аляскитовые граниты (пермь); 17 — дайки гранит-порфиров и кварцевых порфиров (пермь); 18 — некки фельзит-порфиров (средний и верхний карбон); 19 — туфы, игнимбрты липаритовых порфиров (средний и верхний карбон); 20 — граносиениты и другие породы (нижний карбон); 21 — дациты, липариты (нижний карбон); 22 — песчаники (девон); 23 — осадочный платформенный чехол; 24 — центральные штоки ультраосновных щелочных пород; 25 — дайки долеритов; 26 — дайки ультраосновных щелочных пород

схема Улькен-Каракуусского массива, имеющего форму, слегка вытянутую в северо-западном направлении. Основанием его являются сложные вулканические сооружения карбона, частично унаследованные пермским кольцевым интрузивом. Весьма богатой интрузивными массивами центрального типа (рис. 35, з) является Маймеча-Котуйская провинция ультраосновных щелочных пород в северной части Сибирской платформы. Многочисленные небольшие интрузивы в районе огромного Гулинского массива сопровождаются сериями радиальных

даек ультраосновных и щелочных пород. Детальное изучение морфологии их А. Г. Жабиным и Н. П. Суриной (1970) показало, что они приурочены к трещинам отрыва.

С массивами ультраосновных щелочных пород связано образование карбонатитов, которые подразделяются А. А. Фроловым (1970) на два типа: вулканический и глубинный. К первому относятся такие, формирование которых сопровождается вулканической деятельностью (многие массивы Африки). Массивы второго типа формируются в глубинных условиях и вулканизмом не сопровождаются (ряд массивов, расположенных на древних щитах и частично на платформах). Схема одного карбонатитового месторождения, связанного с глубинным массивом, приведена на рис. 36. Массив интрузивных пород и карбонатитов располагается среди осадочных пород верхнего протерозоя

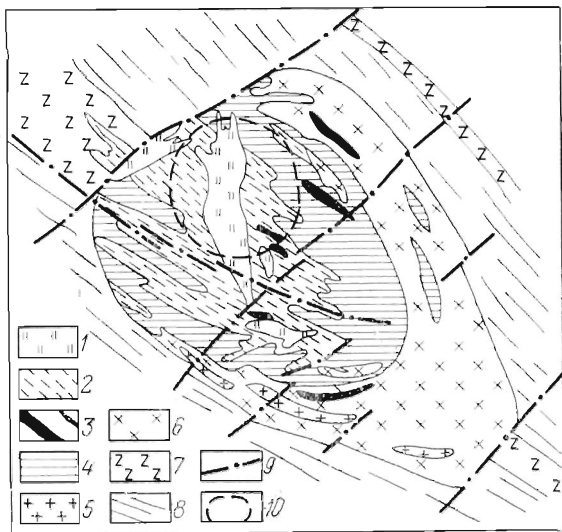


Рис. 36. Схема геологического строения карбонатитового месторождения (по А. А. Фролову, 1962 г.).

1 — анкеритовые карбонатиты четвертой стадии; 2 — карбонатиты третьей стадии; 3 — кальцитовые карбонатиты мелкозернистые второй стадии; 4 — кальцитовые карбонатиты крупнозернистые первой стадии; 5 — нефелиновые и щелочные сиениты; 6 — пироксениты, пироксеновые, нефелин-пироксеновые породы, ийолиты; 7 — диабазы, габбро-диабазы; 8 — сланцы и песчаники; 9 — разрывные нарушения; 10 — площадь распространения останцов брекчии пикритовых порфиритов

в тектоническом узле на пересечении крупного разлома северо-западного простирания более мелкими нарушениями северо-восточного направления. Массив имеет форму вертикально ориентированного столба с эллиптическим горизонтальным сечением площадью 18 км². Длинная ось эллипса вытянута в северо-западном направлении. Внедрение различных пород массива контролировалось кольцевыми разрывными нарушениями и лишь на поздних этапах широкое развитие получили линейные трещины. Средняя часть массива сложена различными типами карбонатитов и окружена по периферии широкой полукольцевой полосой ультраосновных щелочных пород. Контакты массива наклонены в сторону вмещающих пород под углом 75—90°.

Геологами, изучавшими этот массив, намечена следующая схема последовательности формирования:

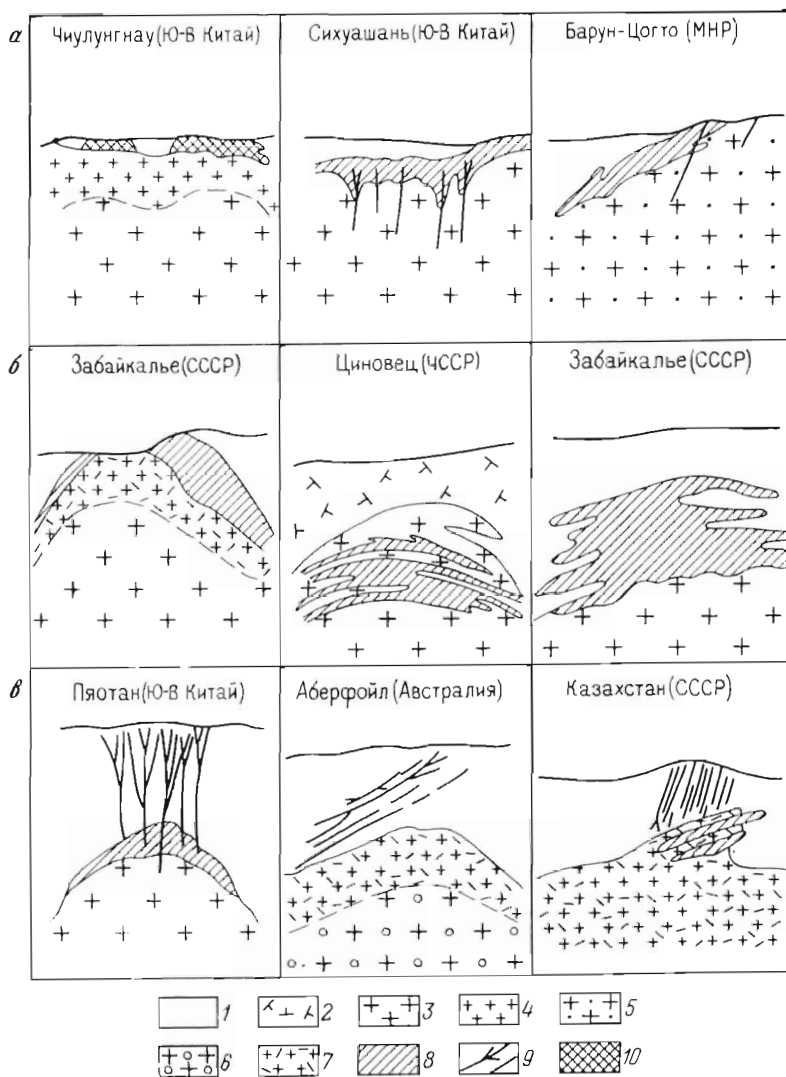


Рис. 37. Схемы взаимосвязи (разрезы) различных структурно-морфологических типов грейзеновых месторождений с морфологией кровли гранитных массивов (по Д. В. Рундквисту, В. К. Денисенко и И. Г. Павловой, 1971 г.).

a — горизонтальная или очень пологая кровля; *b* — купольная и купольная с пологими апофизами; *b* — купольная и купольная с наклонными и крутопадающими апофизами.

1 — осадочные породы кровли; 2 — кварцевый порфир; 3 — гранит; 4 — аплитовидный гранит; 5 — амазонитовый гранит; 6 — порфиоровидный гранит; 7 — грейзенизированный гранит; 8 — рудоносный грейзен; 9 — рудные жилы; 10 — вольфрамворудное кварцевое тело

1. Внедрение пироксенитов и развитие нефелинизации с образованием пород ийолит-мельтейгитового состава.

2. Внедрение нефелиновых сиенитов и развитие калишпатизации в породах нефелин-пироксенового состава и вмещающих породах (конгломератах, песчаниках) с образованием фенитов.

3. Возникновение трубки взрыва в северо-западной части массива и внедрение пикритовых порфиритов-альнеитов.

4. Образование метасоматическим путем карбонатитов в четыре стадии минерализации.

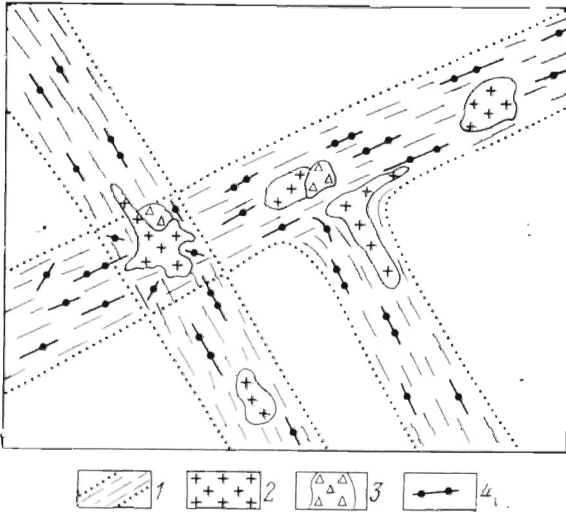


Рис. 38. Схема пересечения и сопряжения глубинных разломов:

1 — зоны повышенной трещиноватости горных пород, насыщенные магматическими породами; 2 — небольшие интрузивы гранитоидов; 3 — тела эруптивных брекчий и трубок взрыва; 4 — дайки различного состава

конических и радиальных трещин. Затем следует внешняя зона с редкими кольцевыми и еще более редкими коническими и радиальными трещинами.

Гранитоидные массивы. С гранитами связаны жильные и штокверковые грейзеновые и многие гидротермальные месторождения. Образование грейзенов, как правило, предшествует внедрению аплитов и гранит-порфиров, а затем в эндо- и экзоконтактных частях массивов формируются рудные тела.

На структуру этих месторождений большое влияние оказывает форма гранитных массивов, строение их контактовых зон. На рис. 37 приведены примеры месторождений, приуроченных к гранитным куполам, осложненным пологими (рис. 37, б) или наклонными и крутопадающими (рис. 37, в) гранитными апофизами. Морфология штокверковых тел весьма разнообразна. В ряде случаев они сопровождаются жилами, располагающимися как внутри гранитов, так и в породах кровли над куполами.

Для образования штокверков важное значение имеет трещиноватость гранитных куполов. Часть трещин, использованных штокверком, относится к контракционным, образованным на поздних стадиях кри-

Карбонатиты слагают штокообразное «ядро» площадью около 10 км² и широкую жильную зону вокруг него. Карбонатитовые тела «ядра» имеют вертикальное или крутое падение наружу и прослежены на глубину более 750 м. Среди карбонатитов встречаются остатки силикатных пород, сохраняющих свое первоначальное положение.

Значительная площадь в центре карбонатитов сложена брекчией, в которой обломки вмещающих пород сцементированы карбонатитом. Вокруг этих брекчий в карбонатитах образовалась кольцевая зона интенсивной трещиноватости с широким развитием кольцевых,

сталлизации гранитного массива. Однако главными являются тектонические трещины, наложенные как на гранит, так и на вмещающие их породы. Контракционные трещины затушеваны. Поэтому одной из главных задач изучения трещин в интрузивных массивах является выяснение и сравнение расположения их в различных частях интрузива и во вмещающих породах. Необходимо производить массовые замеры трещин, составлять и анализировать трещинные диаграммы. Если при этом выяснится, что элементы залегания систем трещин в интрузиве и

во вмещающих породах совпадают, то можно уверенно говорить о наложенной тектонической трещиноватости, обусловленной общей региональной деформацией, захватившей как интрузив, так и вмещающие породы.

Решение вопроса о генезисе трещин в гранитах имеет существенное практическое значение. Контракционные трещины обычно характеризуются малой выдержанностью по падению и по простиранию; таковы же будут и приуроченные к ним рудные тела. Тектонические трещины значительно более выдержаны, что позволяет давать благоприятный прогноз для выполняющих их рудных тел.

Механическое использование схемы образования контракционных трещин в интрузивных массивах по Г. Клоосу при изучении структуры рудных месторождений может привести к серьезным ошибкам. Опыт изучения многих штокерковых грейзеновых месторождений свидетельствует о том, что подавляющая часть трещин в них является наложенной тектонической,

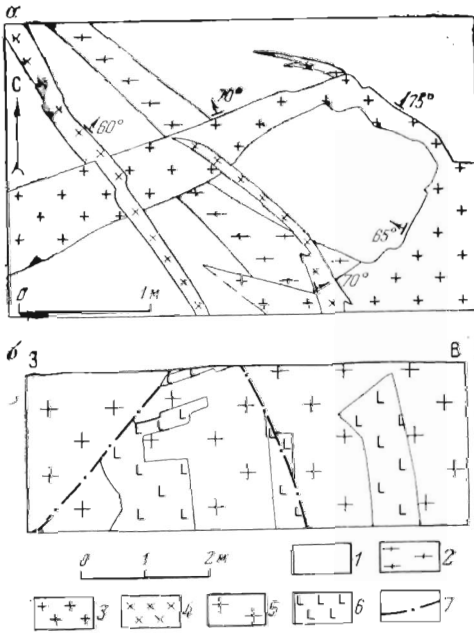


Рис. 39. Сложная морфология даек.
 а — Анкаванское медно-молибденовое месторождение, Армения (зарисовка обнажения); б — месторождение Давенда, Восточное Забайкалье (зарисовка стенки горной выработки) (по А. В. Дружинину, 1952 г.).
 1 — кварцевые диориты; 2 — гранит-порфиры; 3 — граносенит-порфиры; 4 — гранодиорит-порфиры; 5 — граниты; 6 — лампрофиры; 7 — тектонические трещины

а контракционные трещины почти не выявляются или выявляются с большим трудом.

В контактовых зонах интрузивных массивов с карбонатными породами размещаются многочисленные «скарновые» и гидротермальные месторождения с различными морфологическими типами рудных тел. Локализация оруденения таких месторождений определяется не только продольными или поперечными разрывными нарушениями, но и формой контакта интрузива.

Комплексы малых интрузивов и даек. Как уже говорилось, с этими комплексами связаны многочисленные гидротермальные месторождения цветных, редких и благородных металлов. Приурочены они к крупным глубинным разломам с весьма длительной и сложной историей формирования. Внедрение малых интрузивов и даек, как правило, многофазное. В узлах пересечения, сопряжения или разветвления разломов

концентрация магматических образований является максимальной (рис. 38). К этим же узлам приурочено и оруденение (жилы, прожилковые зоны, штокверки и другие формы рудных тел). Малые интрузивы и дайки и следовавшее за ними оруденение связаны с одними общими магматическими очагами.

На локализацию оруденения существенное влияние оказывает форма интрузивных тел и даек. Небольшие интрузивные массивы в рудных полях обычно представлены штоками с овальными и угловатыми очертаниями (в плане), пли-

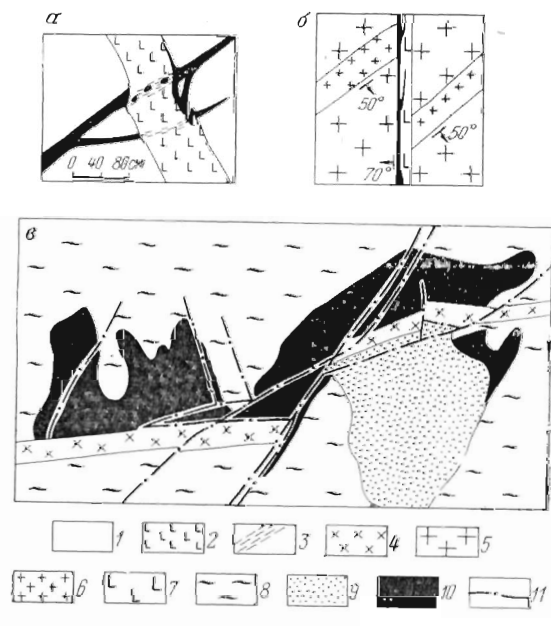


Рис. 40. Примеры соотношения рудных тел с до-рудными дайками.

a — пересечение диабазовой дайки рудной жилой, Змеиногогорское месторождение (зарисовка обнажения) (по А. А. Гармашу, 1960 г.); *b* — приуроченность полиметаллической жилы к контакту дайки диабазовых порфиров (зарисовка обнажения) (по Е. П. Соколову, 1965 г.); *a* — дорудные смещения дайки микроклиорита (в разрезе) (по И. С. Модникову, А. А. Лебедеву-Зиньеву, 1969 г.).

1 — окварцованные осадочные породы; 2 — дайка диабазы; 3 — зоны расщеливания и хлоритизации; 4 — дайка кварцевого микроклиорита; 5 — граниты; 6 — гранит-порфиры; 7 — диабазовые порфиры; 8 — фельзит-порфиры; 9 — ксенолит песчаников; 10 — рудные тела и жилы; 11 — тектонические трещины.

тообразными или иными неправильными телами. Падение контактов кругое. Обычно эти тела сложены мелкозернистыми и реже среднестернистыми порфировыми породами. Кислые породы (гранит-порфиры, кварцевые порфиры) на некоторых месторождениях имеют элементы полосчатого строения. Мелкая трещиноватость в них является преиму-

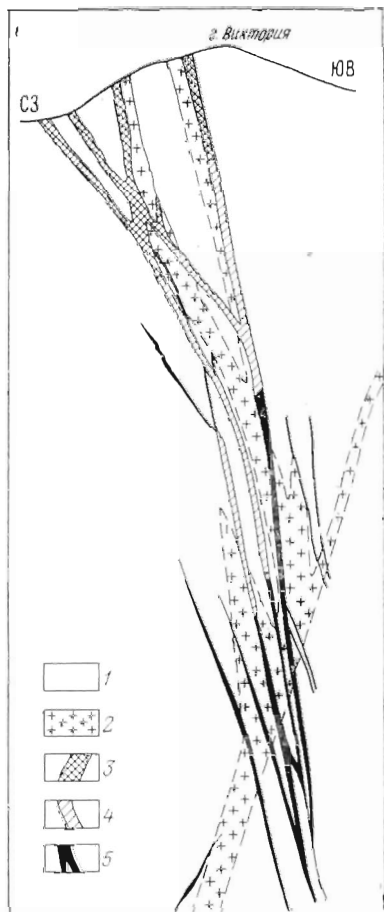


Рис. 41. Схематический поперечный разрез участка Делугатского оловорудного месторождения, Якутия (по И. Я. Некрасову, 1963 г.).

1 — осадочные метаморфические породы; 2 — дайки кварцевых порфиров; 3 — кварц-сульфидные руды с хлоритом и касситеритом; 4 — кварц-сульфидно-турмалиновые руды с касситеритом; 5 — кварц-сульфидные руды с касситеритом, станином и франкитом.

ственно тектонической, наложенной. Контракционные трещины за-
тушеваны и выявляются с трудом.

Формирование малых интрузивов на ряде молибденовых, медно-
молибденовых, редкометальных, золоторудных и других месторождений
сопровождалось образованием эруптивных брекчий и трубок взрывов,
имеющих большое значение в локализации оруденения. Более детально
трубки взрывов будут рассмотрены далее.

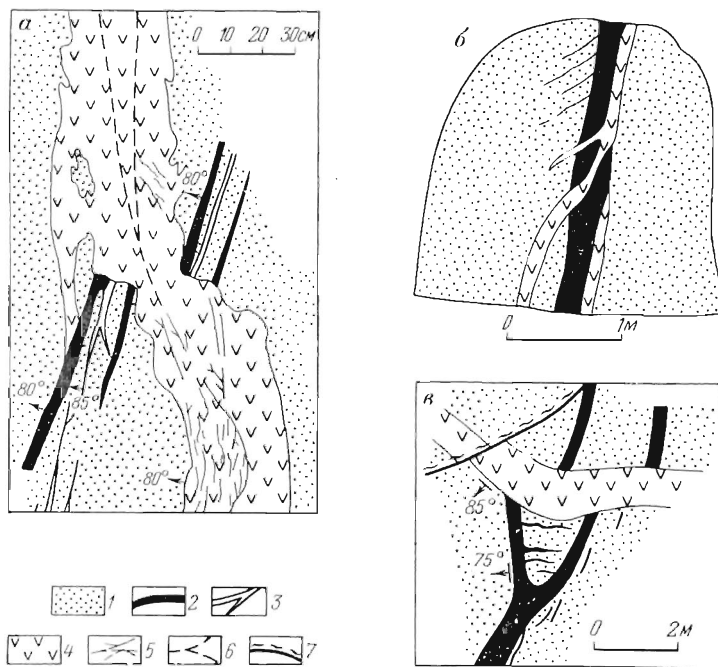


Рис. 42. Взаимоотношение рудных жил с внутриминерализационными и послерудными
дайками диоритовых порфиров на месторождениях Приморья.

а — зарисовка обнажения (по И. Н. Кигаю, 1957 г.); *б* — зарисовка забоя горной выработки
(по В. П. Полохову, 1952 г.); *в* — зарисовка в подземной горной выработке (по М. П. Материнову,
1948 г.).

1 — песчаники; 2 — касситерит-сульфидные жилы; 3 — кварцевые жилы; 4 — дайки порфиров;
5 — последайковые кварц-серицит-пиритовые прожилки; 6 — серицитовые прожилки; 7 — трещины
с тектонической глиной

Роль даек в локализации оруденения описана многими исследова-
телями достаточно детально. Форма их плитообразная, с выдержанны-
ми мощностью и элементами залегания, но нередко весьма сложная,
ветвящаяся, с весьма непостоянными мощностью и элементами залеган-
ия. На многих рудных месторождениях встречены дайки сложной
формы с резкими ступенчатыми контактами и тупым выклиниванием
(рис. 39). Образование таких сложных форм объясняется тем, что дай-
ки выполняют главным образом крупные трещины отрыва, а внедрение
магматических расплавов происходило в обстановке растяжения, обус-
ловленной интрузивной силой магматических расплавов. К моменту
внедрения даек во вмещающей толще уже существовало несколько си-
стем тектонических трещин.

Внедрение даек обычно предшествует рудообразованию, т. е. дайки
являются дорудными (рис. 40). Рудные жилы часто приурочены к кон-

тактам даек и прослеживаются вдоль них (рис. 41). Однако нередко жилы приурочены к трещинам иного направления и пересекают дайки, при этом последние могут оказывать существенное влияние на локализацию оруденения. Подобные примеры описаны А. В. Дружининым для молибденовых месторождений Восточного Забайкалья.

На некоторых месторождениях встречены внутриминерализационные и послерудные дайки. Первые пересекают рудные жилы, сложенные минералами ранних стадий минерализации, но в свою очередь пересекаются минеральными агрегатами более поздних стадий. Развитие таких даек достоверно установлено на молибденовых месторождениях. Послерудные дайки пересекают минеральные ассоциации самых поздних стадий гидротермального этапа (рис. 42).

РУДОНОСНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СООРУЖЕНИЯ, ИХ ТИПЫ И СТРОЕНИЕ

С площадями распространения вулканогенных формаций связаны многочисленные месторождения цветных, редких и благородных металлов, а также урана, железа и др. Во многих рудных районах наблюдается не только тесная пространственная, но и близкая временная связь рудных месторождений с вулканогенными формациями. Так, на Американском континенте в пределах Тихоокеанского металлогенного пояса как вулканогенные образования, так и многие приуроченные к ним месторождения имеют третичный возраст. Оруденение обычно является наиболее поздним и накладывается на продукты магматизма. Установлено, что вулканические сооружения в структурном отношении благоприятны для локализации руд. Более того, оруденение, субвулканические тела, гипабиссальные интрузивы и дайки являются производными единого магматического очага. Известны также примеры, когда оруденение по времени значительно оторвано от вмещающих его эффузивно-субвулканических образований, хотя древние вулканические сооружения и отдельные жерла благоприятны для локализации оруденения по геолого-структурным особенностям.

Фации магматических пород. Детально изучить геологическое строение вулканических полей и условия размещения в них рудных тел и месторождений можно лишь на основе фациального анализа вулканогенных образований. На рис. 43 приведен идеализированный разрез вулканического купола, сложенного породами липаритовой формации, широко развитой во многих рудных районах Казахстана, Средней Азии, Северо-Востока СССР и др. (Дворцова, 1965; Коптев-Дворников, Яковлева, Петрова, 1967).

В процессе вулканической деятельности формирование горных пород происходит в различных условиях. Вблизи вулкана на поверхности земли накапливаются продукты извержений: различные обломочные породы и лавовые потоки. Вулканические аппараты выполняются также лавами и обломочными породами. На небольших глубинах от поверхности вблизи вулканических аппаратов всегда происходит внедрение и застывание разнообразных по форме магматических тел. В соответствии с условиями образования следует выделить прежде всего три фации вулканогенных пород: собственно эффузивную — покровную, жерловую и субвулканическую (см. рис. 43). Однако после завершения вулканической деятельности в вулканических очагах остаются магматические расплавы. Остывание их приводит к образованию интрузивных массивов, формирование которых происходит на более зна-

чительных глубинах, чем пород субвулканических. Эти массивы являются гипабиссальной фацией пород, связанных с деятельностью вулканов. И, наконец, следует отметить, что самыми поздними среди магматических пород на участках вулканических сооружений являются дайки основного и среднего состава. Это дайковая фация.

Эффузивная фация, или вулканические покровы. Представлена лавами, лавовыми брекчиями, туфобрекчиями, разнообразными туфами, в том числе игнимбритами и др. Обычно они залегают в общем

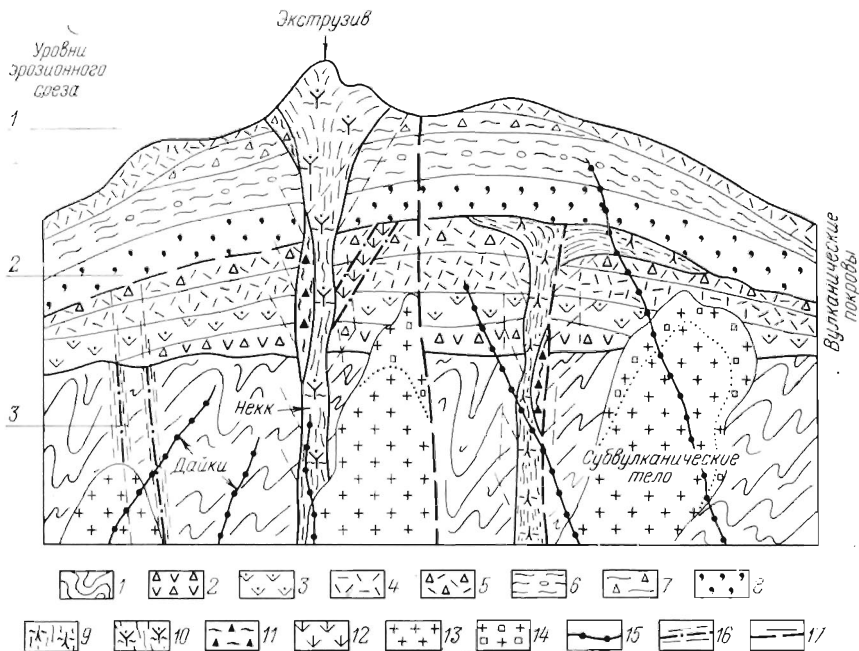


Рис. 43. Схема, иллюстрирующая соотношение различных фаций магматических пород липаритовой формации в вулканическом куполе.

1 — породы складчатого фундамента; 2—6 — вулканические породы покровной фации: 2 — туфы, туфобрекчии андезитовых порфиритов; 3 — лавы андезитовых порфиритов; 4 — туфы липаритового состава; 5 — туфобрекчии кислого состава; 6 — фельзиты, липариты, липаритовые порфиры с горизонтами шаровых лав; 7 — лавобрекчии липаритовых порфиритов; 8 — игнимбриды; 9—12 — породы жерловой фации: 9 — фельзиты и липариты ранней фазы; 10 — экструзив (некк) фельзитов и липаритов поздней фазы; 11 — лавовые брекчии; 12 — брекчии взрывов; 13—14 — породы субвулканической фации: 13 — гранит-порфиры с элементами флюидалности по контактам; 14 — автомагматические брекчии в купольных участках и по контактам; гранит-порфиритов; 15 — дайковая фация (основного и среднего состава); 16 — разрывные нарушения довулканические; 17 — разрывные нарушения и трещины вулканического этапа

согласно с осадочными породами. Эффузивы формируются вблизи жерла (мощные лавовые пологи, крупнообломочные туфы, глыбовые брекчии и др.), в некотором удалении от жерла (мелко- и среднеобломочные туфы, лавы среднего и основного состава, игнимбриды и др.) и вдали от вулканических аппаратов (мелко- и тонкообломочные туфы и вулканогенно-осадочные образования). Вулканические покровы образуются как в наземных, так и в подводных условиях.

В. С. Коптев-Дворников, Е. Б. Яковлева, М. А. Петрова (1967) среди пород эффузивной фации выделяют три субфации: лавовые потоки (субфация текучих лав), пирокластические породы (эксплозивная суб-

фация), экструзивные купола и обелиски и связанные с ними обломочные породы (экструзивная субфация). Экструзивные купола и обелиски образуются в результате выдавливания на поверхность вязкой магмы андезитового, андезито-дацитового, дацитового и липаритового состава и являются промежуточными между породами лавовой покровной и жерловой фаций. На поверхности они переходят в небольшие лавовые потоки, а на глубине в жерле вулкана имеют корень. Мы полагаем, что экструзивные купола, так же как и некки, более целесообразно рассматривать среди пород жерловой фации, а не относить к вулканическим покровам.

Жерловая фация. Прежде всего необходимо отметить, что вулканические жерла или аппараты представляли собой вертикальные или почти вертикальные каналы, соединявшие глубинный очаг вулкана с поверхностью земли. На поверхности жерло оканчивается кратером. Породы, выполняющие жерло, прорывают вмещающую толщу и имеют с ней секущие контакты. В большинстве случаев извержения происходят многократно и жерла несут следы многоактных извержений.

Жерла обычно сложены лавами сфероидальными и флюидалными, туфолавами и лавовыми брекчиями, а также пирокластическим материалом (брекчии взрывов, редко игнимбриты). Лавы и лавобрекчии, выполняющие жерло, называются некками.

Непосредственно вблизи жерл во вмещающих породах в связи с прорывами газов часто образуются трубообразные, дайкообразные и более сложные по форме тела, сложенные эруптивными брекчиями (брекчиями взрывов). Обломки вмещающих пород различной формы и величины в них сцементированы тем же материалом, но более интенсивно раздробленным; магматического цемента может и не быть.

Там, где породы жерловой фации залегают среди вулканических покровов сходного петрографического состава, выделение их при картировании затруднительно, хотя, как уже отмечалось, с вмещающими породами они имеют рвущие контакты. Форма жерл в плане овальная или вытянутая, а выполнение разнородное. Жерла приурочены к пересечениям линейных разломов, но иногда вокруг них размещаются радиальные, кольцевые или полукольцевые дайки. Для лавовых некков жерл кислого состава характерна весьма сложная и своеобразная крутопадающая флюидалность, в общем повторяющая (в плане) форму жерла. На аэрофотоснимках жерла нередко дешифрируются без затруднений.

Субвулканическая фация. Породы этой фации образуются при движении лавы к поверхности и застывании ее на небольшой глубине (от нескольких сот метров до 1—2 км). Субвулканические массивы имеют форму штоков, силлов, лакколлитов, даек и др. В районах распространения липаритовой формации они представлены липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами, дацитовыми и андезитовыми порфиритами и др. Субвулканические массивы прорывают вмещающие их вулканические покровы и породы фундамента, но могут находиться и внутри жерловин. Однако при формировании, в отличие от экструзивов и некков, они не соединялись с поверхностью. Обычно внедрение субвулканических тел происходит после того как жерло было закупорено, и поэтому они размещаются вокруг жерла на более значительной площади. Текстура пород массивная, нередко в контактовых частях появляется флюидалность. Иногда в контактовых зонах массивов наблюдаются своеобразные магматические брекчии, в кото-

рых обломки липаритовых порфиров и отдельных минералов сцементированы липаритовым порфиром. Такие брекчии следует называть автомагматическими, отражающими сложный стадийный процесс формирования субвулканических массивов. Для районов Казахстана Е. Б. Яковлевой (1963; Коптев-Дворников, Яковлева, Петрова, 1967) описаны также автомагматические брекчии как породы жерловой фации.

Макроскопически субвулканические липаритовые порфиры почти не отличаются от липаритовых порфиров жерловой фации. В связи с этим возникают большие трудности при расчленении пород жерловой и субвулканической фаций, особенно при значительном эрозионном срезе, когда вулканические породы эродированы. Наиболее надежными отличительными признаками жерловых некков в этом случае являются их весьма характерная флюидалность и наличие в контактовых частях сферидальных разностей пород. Субвулканические тела чаще всего имеют массивную текстуру, а также сферолитовую и порфировую структуру.

Гипабиссальная фация липаритовой формации. Представлена гранитами, формировавшимися на месте вулканического очага или несколько приподнимавшимися на более высокие уровни и внедрившимися в нижнюю часть разреза вулканической толщи. Однако во всех случаях кристаллизация их происходила на глубинах не менее 2—2,5 км от поверхности. Контакты гранитов с более ранними вулканогенными образованиями достаточно резкие, секущие. Однако для ряда районов описаны примеры постепенного перехода гранитов в вышележащие литокристаллокластические туфы и игнимбриты. Для выделения гипабиссальной фации магматических пород одних геологических данных (пространственная связь интрузивных массивов с вулканогенными образованиями) недостаточно. Для объединения интрузивов и вулканогенных образований в одни и те же вулканоплутонические комплексы необходимо проведение детальных петрографических и петрохимических исследований, изучение аксессуарных минералов и элементов-примесей, определение абсолютного возраста пород различных фаций комплекса, т. е. необходимы надежные доказательства комагматичности гипабиссальных гранитов и вулканогенных образований.

Дайковая фация. Представлена породами среднего и основного состава; по времени формирования магматических образований является завершающей. Для доказательства комагматичности пород этой фации с вулканогенными образованиями необходимо также проведение специальных исследований.

Структурные типы вулканических сооружений. Геологическое строение вулканических сооружений в значительной мере определяется типами слагающих их комплексов магматических пород. По В. П. Котляру (1968), в интрузивно-вулканических комплексах гипабиссальные интрузивы и вулканические покровы непосредственно переходят друг в друга вблизи от существовавшей при их формировании поверхности. Субвулканические комплексы представлены вулканическими покровами, жерловой фацией и небольшими субвулканическими телами. Пространственно по вертикали они разобщены от вулканических очагов, превратившихся в глубинные интрузивы, и соединяются с ними только каналами (рис. 44). Вулканогенно-интрузивные комплексы сложены покровами, породами жерловой фации, субвулканическими телами и внедрившимися в их толщу гипабиссальными интрузи-

вами и дайками средних и основных пород. Вулканогенно-интрузивные комплексы во многих районах являются комплексами центрального типа. Однако при изучении таких комплексов всегда требуется проведение детальных геологических, петрографических, петрохимических и геохимических исследований, а также определение абсолютного возраста пород, чтобы доказать комагматичность гипабиссальных массивов с вулканогенно-субвулканическими образованиями.

Еще сложнее решаются вопросы связи самых поздних даек основных пород с вулканическими образованиями. Эти дайки происходят, вероятно, из более глубоких частей магматического очага или более

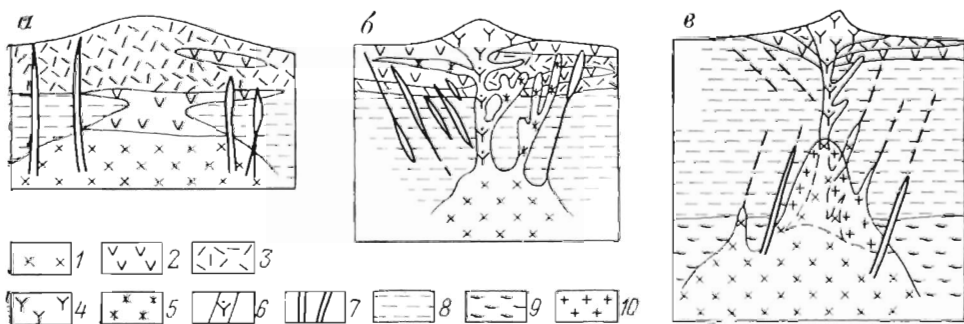


Рис. 44. Главные типы рудоносных вулканогенных комплексов посторогенных и активированных зон (по В. Н. Котляру, 1968 г.):

а — интрузивно-вулканогенный; *б* — субвулканический; *в* — вулканогенно-интрузивный (вулканоплутонический).

1 — интрузив, являющийся вулканическим очагом; 2 — эффузивы, по составу близкие к интрузивным породам; 3 — лавобрекчия, иглимбриты, туфы; 4 — экструзивы; 5 — субвулканические интрузивы и жилы; 6 — жерловая фация; 7 — дайки; 8 — осадочные породы верхнего структурного этажа; 9 — метаморфические породы нижнего структурного этажа; 10 — интрузивные массивы поздних фаз внедрения

глубоких взаимосвязанных очагов, остывающих позднее. Распространение таких даек часто выходит за пределы центральных частей вулканогенно-интрузивных комплексов.

Выделяется шесть структурных типов вулканических сооружений (рис. 45): 1) крупные овальные или изометричные (в плане) вулканические поля — вулканические купола, 2) вулканические мульды и депрессии, 3) кальдеры, 4) линейные вулканические сооружения, 5) поля развития субвулканических интрузивов и корневых частей вулканических аппаратов, 6) поля трубок взрывов, связанных с комплексами малых интрузивов гранитоидов.

Вулканические купола сложены породами покровной фации, которые прорваны вулканическими жерлами и субвулканическими телами. При небольшом эрозионном срезе в купольных сооружениях вулканические покровы падают от центра к периферии. Контакты вулканических пород по периферии куполов с подстилающими образованиями нижних интрузивных ярусов стратиграфически несогласные, местами осложненные разрывными нарушениями. При значительном эрозионном срезе большее развитие на дневной поверхности получают породы жерловой и субвулканической фаций.

В вулканических мульдах и депрессиях (без кальдеры оседания) вулканогенно-осадочные породы залегают очень полого и падают внутрь депрессии. В основании депрессий скрыты субвулкани-

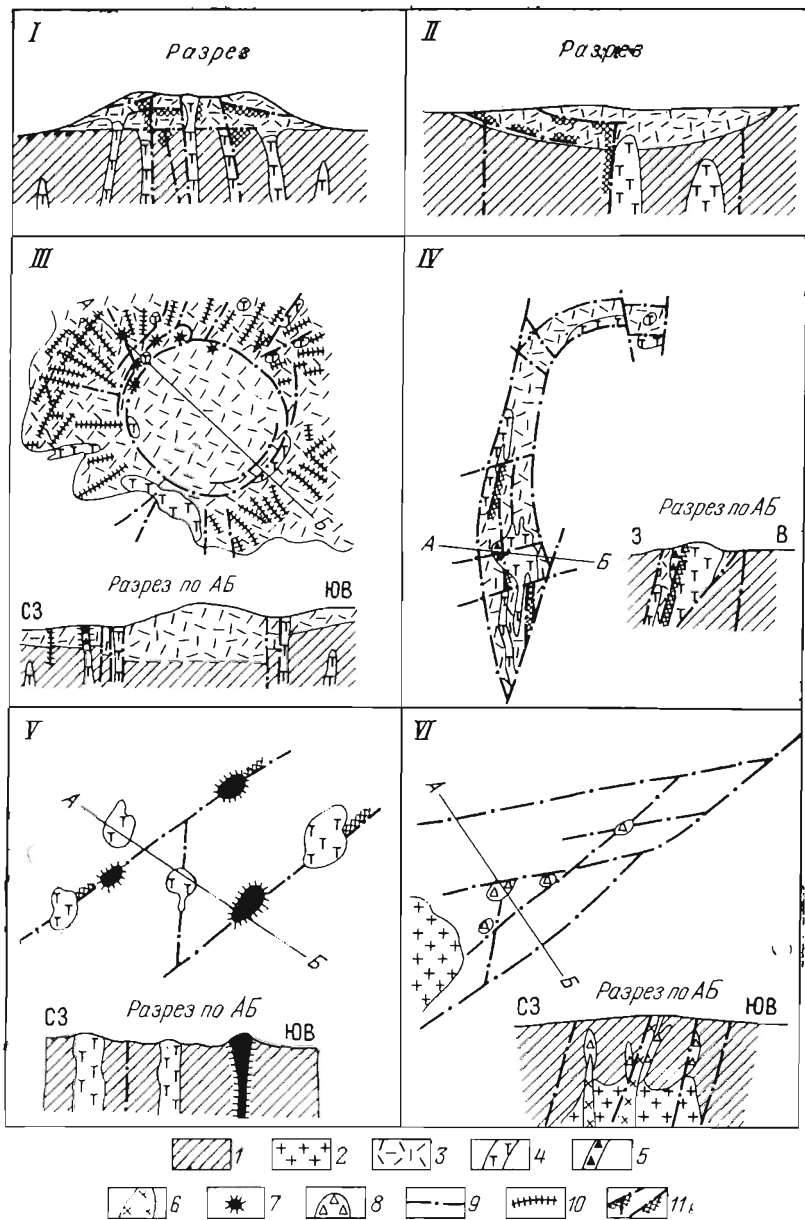


Рис. 45. Принципиальные геологические схемы рудоносных палеовулканических сооружений.

I—IV — типы вулканических сооружений.

1 — складчатые основания нижних структурных ярусов или этажа (вулканогенно-осадочные, метаморфические и интрузивные породы) (на планах не заштрихованы); 2 — граниты; 3 — покровы эффузивов с подчиненными горизонтами осадочных пород; 4 — экструзивные и субвулканические тела; 5 — лавобрекчия жерловой фации; 6 — гипабиссальные малые интрузивы; 7 — вулканические жерла; 8 — трубки взрывов; 9 — разрывные нарушения; 10 — дайки и жилы преимущественно в радиальных разрывных нарушениях; 11 — рудные тела и минерализованные разрывные нарушения

ческие тела, трубки взрыва. Кроме крутопадающих вертикальных разломов здесь часто возникают послойные пологие разрывные нарушения, особенно значительные в основании мульды.

При формировании кальдер в связи с магматической деятельностью происходит проседание всего вулканического сооружения или пород центрального блока. В этих сооружениях покровы вулканических пород имеют падение от периферии вулканических полей к центру. Наиболее круглые углы падения наблюдаются по периферии кальдер, где обычно формируются кольцевые и полукольцевые разломы, по которым происходило опускание центрального блока. В центральном опущенном блоке покровы эффузивных и эффузивно-осадочных пород залегают почти горизонтально. Иногда в центральной части опущенного блока наблюдается небольшое купольное поднятие. К кольцевым и радиальным нарушениям и особенно узлам их пересечения приурочены вулканические жерла и субвулканические тела.

Таким образом, в вулканических куполах и кальдерах наблюдается резко различные элементы залегания покровов вулканических пород. В вулканических куполах обычно развиты линейные разрывные нарушения одной или нескольких систем, разбивающие вулканическое сооружение на отдельные неправильные блоки. Для кальдер характерны кольцевые, конические и радиальные нарушения при подчиненном значении линейных тектонических зон.

Геологическое строение рудоносных палеовулканических кальдер весьма сложное и разнообразное. В зависимости от особенностей геологического строения и способов формирования среди этих сооружений следует выделить не менее четырех структурных типов (рис. 46).

Эксплозивные кальдеры без кольцевых и радиальных нарушений (Крипл-Крик, Колорадо, США) имеют неправильные очертания, определяемые пересечением различных систем разрывных нарушений. В связи с выбросами больших объемов вулканического материала произошло проседание всего блока вулканических пород.

Кальдеры с опущенным центральным цилиндрическим блоком следует подразделять на кальдеры со слабо выраженными кольцевыми или полукольцевыми нарушениями, кальдеры с редкими кольцевыми разломами и широко развитыми радиальными нарушениями, кальдеры с кольцевыми, коническими и радиальными нарушениями и, наконец, кальдеры с кольцевыми и радиальными нарушениями и центральным штоком интрузивных пород внутри кальдеры.

Кальдеры комбинированного происхождения возникли в результате эксплозий больших объемов вулканического материала и опускания центрального блока по полукольцевым разломам. Этот тип кальдер характеризуется развитием полукольцевых разломов, а также линейных зон разрывных нарушений, сопровождающихся поясами даек, секущих вулканическое сооружение. Форма таких кальдер сложная. В них присутствуют элементы кальдер первого и второго подтипов.

Скрытовулканические сооружения представляют собой тектонические депрессии с хорошо выраженными кольцевыми и радиальными нарушениями, обычно приуроченные к крупным сводовым поднятиям. В глубинных частях под этими куполами, по-видимому, существовали магматические очаги. Однако вулканическая деятельность в связи с ними не проявлялась, либо проявлялась незначительно вдоль каналов и в трубках взрывов. В связи с прорывами газов из магматического очага или с изменением формы магматических камер в сводовых под-

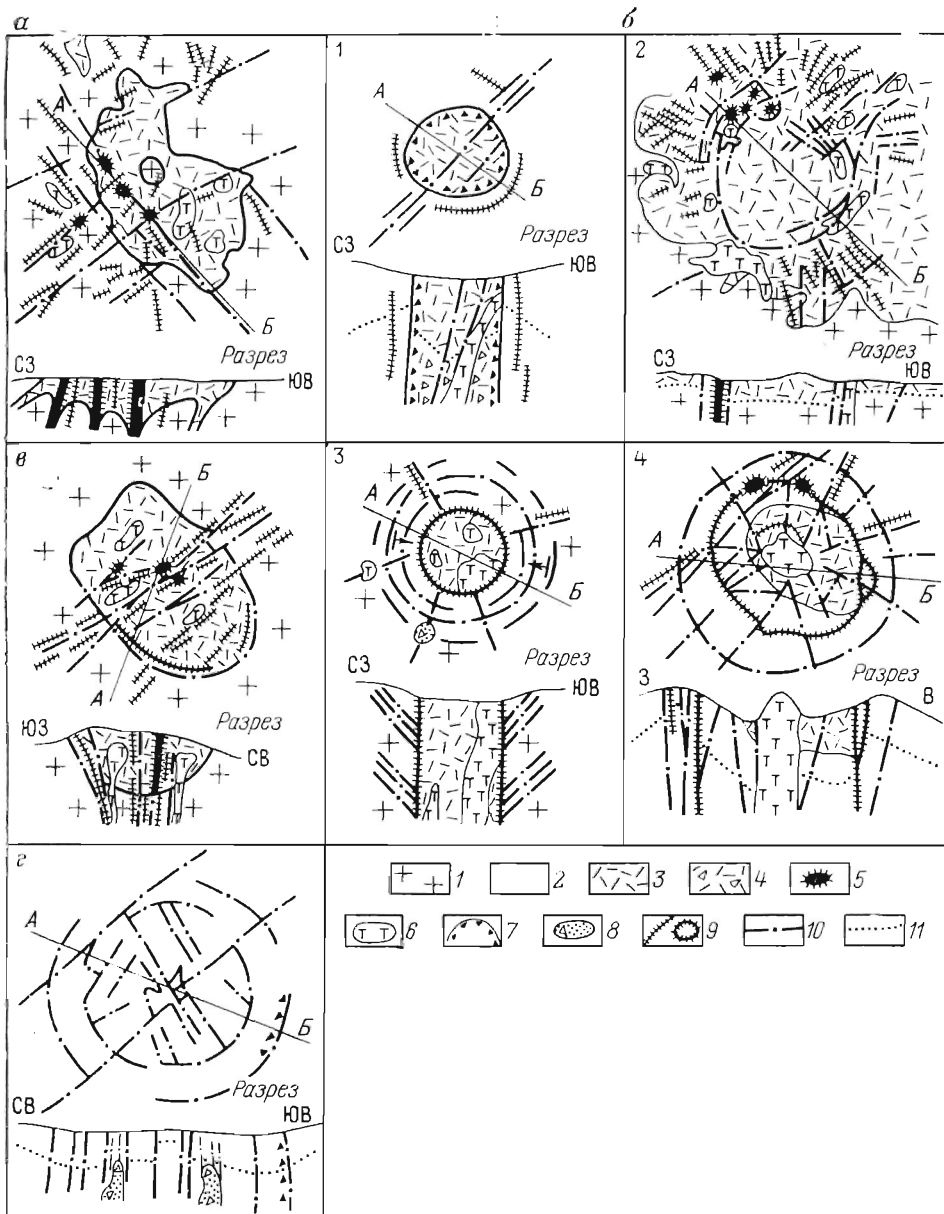


Рис. 46. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер:

а — экспозивные кальдеры без кольцевых и радиальных нарушений; б — кальдеры с опущенным центральным цилиндрическим блоком (с кольцевыми, коническими и радиальными нарушениями); в — кальдеры комбинированного происхождения («эксплози и опущенный центральный блок»); г — скрытовулканические структуры.

1 — метаморфические породы — нижний структурный этаж; 2 — осадочные и эффузивно-осадочные породы основания кальдеры; 3 — вулканические породы покровной фации с редкими горизонтами осадочных пород; 4 — лаво- и туфобрекчи жерловой фации; 5 — вулканические жерла; 6 — породы субвулканической и частично жерловой фации; 7 — кольцевые брекчи обрушения; 8 — трубки взрывов; 9 — дайки линейные и кольцевые; 10 — разрывные нарушения; 11 — маркирующие горизонты

нениях формировались разрывные нарушения, характерные для кальдер, появлялась возможность для проседания пород.

Линейные или трещинные вулканические сооружения при геологическом картировании выявляются достаточно быстро и легко. При общей вытянутости вулканических построек контакты их с более древними толщами очень часто являются тектоническими, а полоса вулканогенных или вулканогенно-осадочных пород опущенной. В пределах таких зон залегание вулканических покровов моноклиналиное или более сложное, обусловленное перемещениями вдоль продольных разломов и поперечных нарушений. Геологическое строение линейных вулканических сооружений сильно осложняется вулканическими аппаратами и субвулканическими телами.

Поля распространения корневых частей вулканических аппаратов, субвулканических тел и даек обнажаются на современной поверхности среди пород нижних структурных ярусов при значительном эрозионном срезе района (см. рис. 43, третий уровень), когда покровная фация вулканокупольных сооружений эродирована. Массивы пород жерловой и субвулканической фаций обычно вытягиваются в виде цепочек вдоль крупных разрывных нарушений, а также образуют скопления в узлах пересечения разломов различного направления.

Поля трубок взрывов возникают в процессе вулканической деятельности, а также связаны с гипабиссальными комплексами и образуют самостоятельные поля. Отдельные трубки обычно сложены брекчированными породами и тесно связаны с небольшими интрузивными массивами. Вулканическая деятельность в таких районах проявлялась незначительно или полностью отсутствовала. Трубки взрывов возникали чаще всего в апикальных частях штокообразных интрузивных тел. Формирование трубок происходило на некоторой, обычно небольшой глубине, и они не имели связи с поверхностью. Лишь в редких случаях газы прорывались на поверхность, где и возникали воронки с раздробленным материалом.

Таким образом, кратко охарактеризованные вулканические купола, мульды, кальдеры, линейные вулканические сооружения, поля развития корневых частей вулканических аппаратов и субвулканических тел, а также поля трубок взрывов существенно отличаются количественным проявлением различных фаций вулканических пород, условиями залегания вулканических покровов в первых четырех типах и характером разрывных нарушений. Необходимо также заметить, что среди вулканических покровов первых трех типов вулканических сооружений всегда встречаются горизонты пород, по физико-механическим свойствам благоприятные для локализации оруденения. Это горизонты лавобрекчий, туфов, туфопесчаников, обладающие повышенными коллекторскими свойствами (высокой пористостью, низкими прочностными свойствами). Игнимбриты являются более плотными и прочными породами и могут служить малопроницаемыми экранами для поднимавшихся снизу рудоносных растворов.

Масштабы вулканических сооружений. Вулканические купола, мульды, кальдеры, линейные вулканические сооружения, поля развития корневых частей вулканических аппаратов и субвулканических тел являются главными структурными элементами весьма протяженных вулканических поясов. Позиция их внутри поясов определяется прежде всего узлами сопряжения и пересечения глубинных разломов различно-

го направления, а также местами разветвления или искривления оди-
ночных разрывных нарушений. Поперечные размеры вулканических ку-
полов, мульд и кальдер достигают 25—30 км, а в ряде районов и более

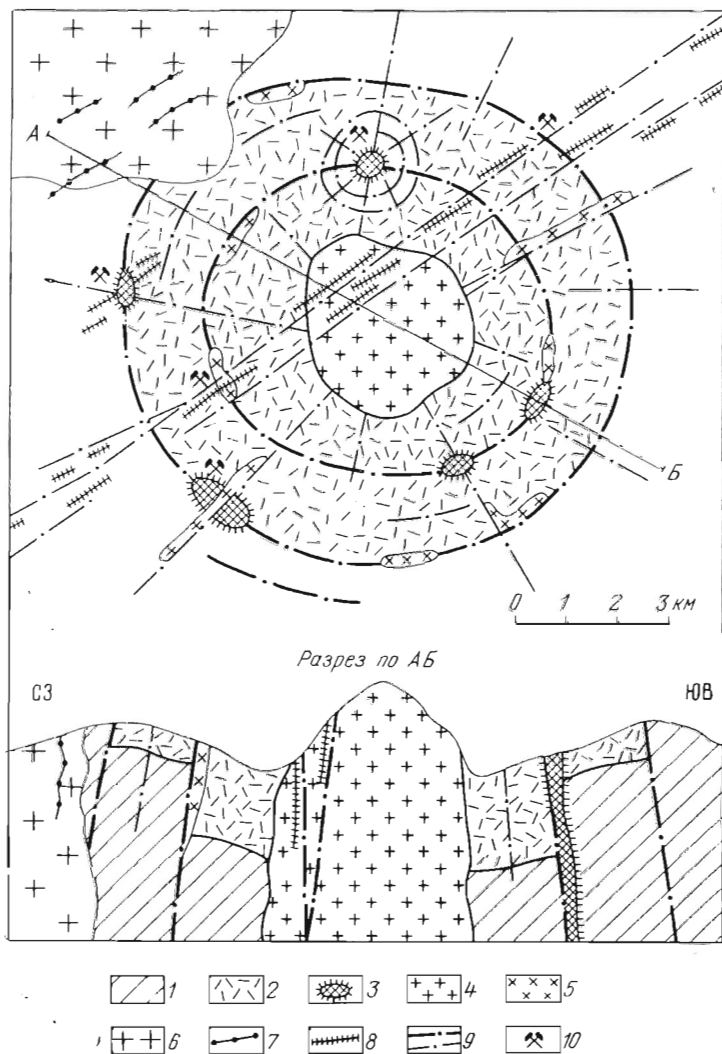


Рис. 47. Принципиальная схема рудоносной палеовулканической кальдеры.

1 — вулканогенно-осадочные толщи основания кальдеры (на плане не заштрихованы); 2 — вулканические покровы липаритовой формации; 3 — вулканические жерла, сложенные фельзитами, липаритами, лавовыми брекчиями; 4—5 — породы субвулканической фации: 4 — гранит-порфиры; 5 — гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, граносниенит-порфиры; 6 — гранит-гранодиорит-порфиры и диоритовых порфиритов регионального распространения; 7 — дайки диоритовых порфиритов; 8 — дайки гранодиорит-порфиры и диоритовых порфиритов регионального распространения; 9 — разрывные нарушения кольцевые, радиальные, линейные первого, второго и более высоких порядков; 10 — молибденовые месторождения

значительные. Если такие вулканические постройки условно отнести к сооружениям первого порядка, то внутри их можно выделить постройки второго, третьего и более высоких порядков. Наибо-

лее наглядно это подтверждается на примере кальдер (рис. 47). Крупные кольцевые разломы по периферии и внутри кальдеры, а также радиальные разрывные нарушения, пересекающие всю кальдеру, определяют положение отдельных вулканических аппаратов, субвулканических тел и трубок взрывов, которые являются тектоническими элементами второго порядка. Небольшие тела магматических пород жерловой фации, а также разрывные нарушения и тектонические трещины внутри вулканических аппаратов, субвулканических тел, а также среди вулканических покровов представляют собой тектонические элементы третьего, четвертого и более высоких порядков.

Вулканические сооружения первого порядка определяют положение рудных полей, а в некоторых случаях и рудных узлов. К отдельным вулканическим жерлам, субвулканическим телам, участкам разрывных нарушений и особенно узлам их пересечения приурочены рудные месторождения, развитые внутри рудных полей. Разрывные нарушения третьего, четвертого и более высоких порядков являются рудовмещающими и при условии контролирующего значения тектонических элементов первого и второго порядков они определяют локализацию оруденения и морфологию рудных тел.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АППАРАТЫ И ТРУБКИ ВЗРЫВОВ, ИХ ТИПЫ И РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Структурные типы вулканических жерл. Вулканические жерла и приуроченные к ним месторождения размещаются на линейных зонах разрывных нарушений, на изгибах нарушений, на местах сопряжения оперяющих трещин с главными нарушениями, на участках сопряжения нескольких систем трещин, ограничивающих жерла ступенчатой в плане формы. О положении жерл в кальдерах уже говорилось.

Рудоносные вулканические жерла следует разделить на два структурных типа: жерла без кальдеры оседания и жерла с кальдерой оседания. В вулканических куполах отдельные жерла чаще всего бывают бескальдерными. В крупных кальдерах Сильвертон, Крипл-Крик и других образуются жерла как с кальдерой оседания, так и бескальдерные.

В локализации оруденения, связанного с жерлами, важное значение имеют форма жерла, определяемая геологической структурой участка, состав выполняющих жерло пород и их физико-механические свойства. По этим признакам среди жерл без кальдеры оседания следует выделить не менее пяти структурных подтипов (рис. 48).

К первому подтипу относятся трубообразные жерла с концентрическим или овальным сечением, выполненные преимущественно туфами (диатремы), реже лавами и лавобрекчиями. Такие жерла широко распространены в Карпатах, в районе хребта Томас (США), на Сибирской платформе, в районе Хопи-Навахо (США) и во многих других районах. Поперечные размеры диатрем изменяются от десятков и сотен метров до нескольких километров. Чаще всего жерла этого подтипа вертикальные или крутопадающие.

Жерла второго подтипа конические, выполнены преимущественно лавами (некки), реже лавами, лавобрекчиями и туфами. Такие жерла характерны для пояса оловорудных месторождений Боливии, золото-серебряных месторождений Карпат, Колорадо и др.

Линейные вулканические жерла третьего подтипа, приуроченные к зонам линейных разрывных нарушений, чаще всего выполнены туфами, лавами и лавобрекчиями. Они широко распространены во многих районах Центрального Казахстана и в др.

Вулканические жерла четвертого подтипа — трубообразные, со ступенчатым сечением, ограниченные несколькими системами разрывных нарушений. Выполнены они преимущественно лавами и лавобрекчиями.

Жерла сложной (комбинированной) формы пятого подтипа значительно распространены. Выполнены они различными продуктами вулканизма. Особенно характерны сложные жерла, к которым приурочены карбонатитовые месторождения Африки.

В приведенной классификации находят отражение не только структурные особенности жерл и состав выполняющих их пород, но и тип вулканических извержений, а также степень проявления интрузивного магматизма, т. е. весь процесс формирования жерл.

Примеры месторождений, приуроченных к бескальдерным жерлам, приведены на рис. 49.

Особенностью кальдерных жерл (рис. 50) является наличие кольцевых, полукольцевых или конических, а в отдельных случаях и радиальных нарушений.

Однако достаточно часто встречаются трубообразные жерла с кальдерной стадией развития без кольцевых и радиальных нарушений (районы Хопи-Навахо и Крипл-Крик в Колорадо, Пиларес в Мексике и др.), объединяемые в первый подтип кальдерных жерл (см. рис. 50, а). Выполнены они преимущественно туфами (диатремы), рсже туфами и лавобрекчиями. Во второй подтип выделены вулканические аппараты с кольцевыми или коническими и радиальными нарушениями со смешанным выполнением. К ним относятся отдельные жерла в кальдере Сильвертон в Колорадо, Браден в Чили, ряд карбонатитовых месторождений в Африке и др. (см. рис. 50, б).

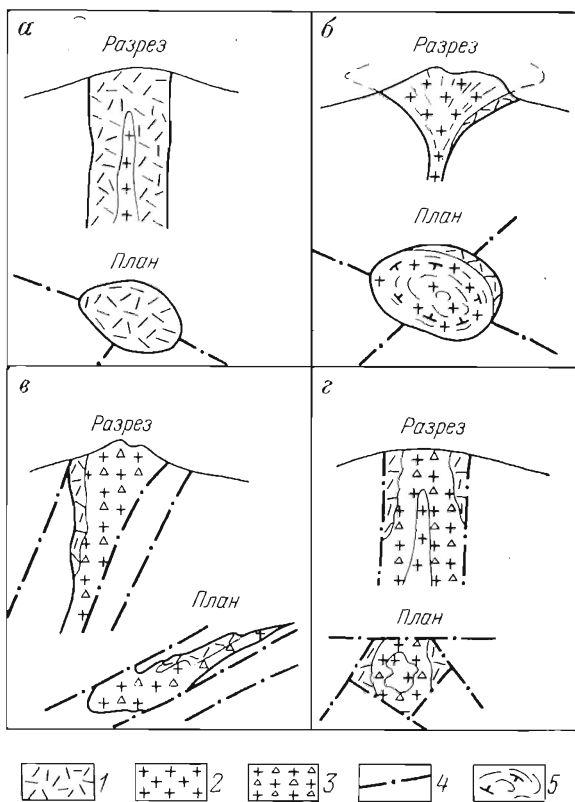


Рис. 48. Структурные подтипы вулканических жерл без кальдеры оседания:

а — трубообразные с концентрическим или овальным сечением; б — конические; в — линейные; г — трубообразные со ступенчатым сечением, ограниченные несколькими системами разрывных нарушений.

Породы жерловой фации: 1 — туфы; 2 — лавы; 3 — лавы и лавобрекчии; 4 — разрывные нарушения; 5 — флюидальность и элементы ее залегания

Заложение отдельных элементов кольцевых разломов по периферии таких жерл происходило в начальные стадии вулканической деятельности. Но окончательное формирование их связано с процессами оседания и обрушения блоков земной поверхности к концу вулканической деятельности.

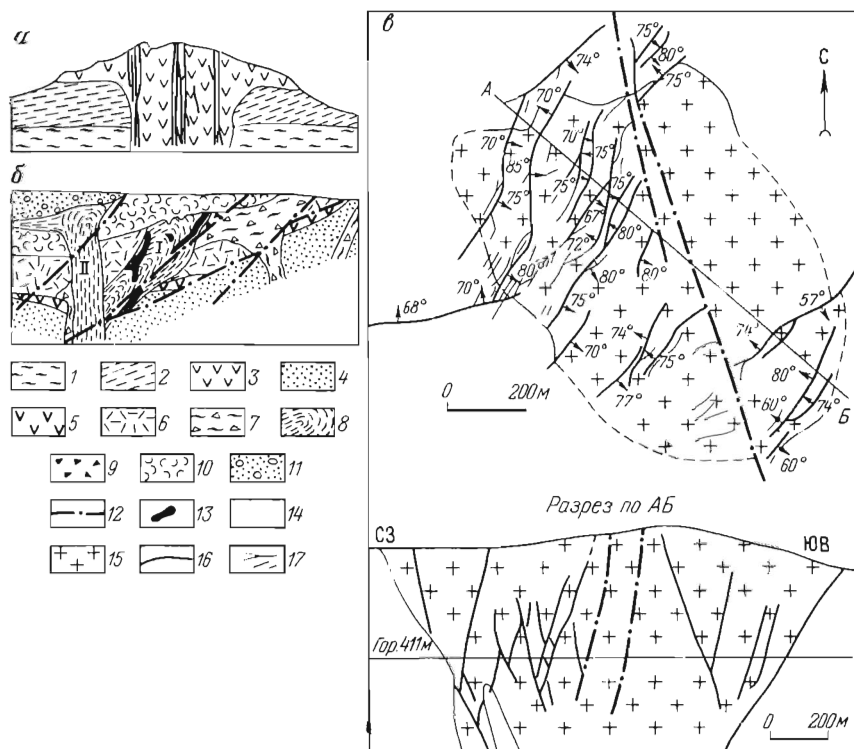


Рис. 49. Примеры месторождений, приуроченных к вулканическим жерлам без кальдеры оседания.

a — разрез золото-серебряного месторождения Нагаиэг, Венгрия (по Инкею); *б* — разрез молибден-уранового месторождения, приуроченного к экструзивам кислых пород (по И. М. Баюшкину, 1968 г.); *в* — план горизонта 411 м и разрез оловянного месторождения Ллаллагуа, Боливия (по Ф. Тернору, 1964 г.).

1 — филлиты; 2 — покровы андезитовых и дацитовых лав (нижний миоцен); 3 — экструзия дацита; 4 — красноцветные туфопесчаники нижней толщи; 5—6 — вулканические породы покровной фации средней толщи; 5 — андезитовые порфириты; 6 — дациты и их туфы; 7—9 — породы жерловой фации: 7 — экструзивные брекчии; 8 — фельзиты и фельзит-порфиры двух фаз внедрения (I, II); 9 — эруптивные брекчии; 10 — эффузивные фельзиты и слоистые туфобрекчии нижней толщи; 11 — красноцветные песчаники верхней толщи; 12 — разрывные нарушения; 13 — молибден-урановые рудные тела; 14 — осадочные породы; 15 — экструзив кварцевых порфиров; 16 — главные рудные жилы; 17 — второстепенные жилы

Состав пород, выполняющих жерла обоих типов, на современной поверхности в значительной степени определяется уровнем эрозионного среза. При незначительном срезе наблюдаются непосредственные переходы пород жерловой фации в покровные. Диаметры и жерла со смешанным выполнением чаще всего имеют небольшой эрозионный срез. Лавовые и лавобрекчиевые неки характерны для жерл с более значительным эрозионным срезом. Вокруг них обычно широко распространены субвулканические образования.

На локализацию оруденения в жерлах большое влияние оказывают форма и размеры экструзивных и субвулканических тел. Среди них наиболее часто встречаются трубообразные некки, штоки, лажколиты, кольцевые и полукольцевые дайки. Иногда в результате сочетания нечков с кольцевыми, линейными и радиальными дайками образуются сложные тела, а также грибообразные, наукообразные и другие тела неправильной формы.

Брекчиевые тела в жерлах имеют трубообразную, кольцевую или полукольцевую, цилиндрическую, жилообразную или неправильную

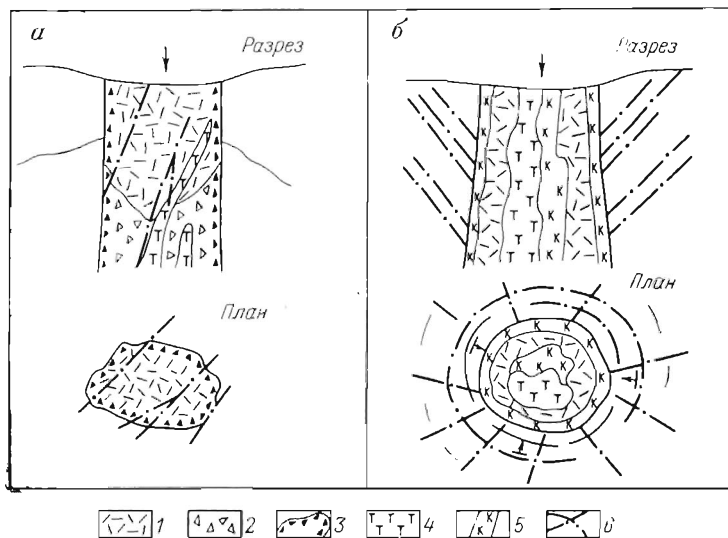


Рис. 50. Структурные подтипы вулканических жерл с кальдерой оседания:

а — трубообразные вулканические аппараты без кольцевых, конических и радиальных нарушений; б — то же, с кольцевыми, коническими и радиальными нарушениями.
 Породы жерловой фации: 1 — туфы; 2 — лавобрекчии; 3 — брекчии оседания (кольцевые); 4 — субвулканические тела; 5 — карбонатиты; 6 — разрывные нарушения

форму. Процесс формирования жерловых фаций пород и субвулканических образований довольно сложный. Образование брекчий и внедрение магмы связано с неоднократными проявлениями магматической деятельности.

Трубки взрывов. Под трубками взрывов следует понимать трубо- и столбообразные, реже иной формы геологические тела, сложенные брекчиями, которые образовались в результате прорыва газов. Как уже отмечалось, трубки взрывов формировались в близповерхностных условиях в районах вулканической деятельности, а также образовали самостоятельные поля, связанные с комплексами малых интрузивов и даек. В отличие от вулканических жерл трубки взрывов не являлись каналами, по которым осуществлялся выброс на поверхность вулканического материала.

В вулканических куполах, кальдерах и линейных вулканических сооружениях трубки взрывов приурочены к разрывным нарушениям и узлам их пересечения, к контактам пород и участкам пересечения контактов разрывными нарушениями, к радиальным, кольцевым и коническим разрывным нарушениям и узлам их пересечения. Поля трубок

взрывов и отдельные трубки, связанные с гипабиссальными комплексами малых интрузивов и даек, также контролируются крупными линейными зонами разломов, узлами пересечения зон разломов, узлами сопряжения разломов в сочетании с куполовидными гранитными массивами, а также ослабленными зонами в эндоконтактах крупных гра-

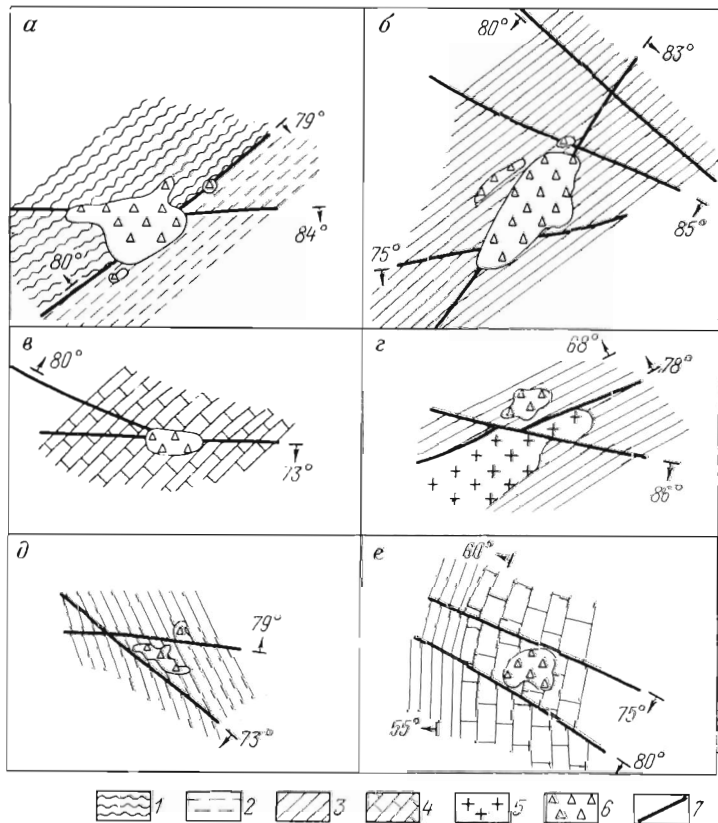


Рис. 51. Примеры структурно-геологической позиции трубок взрыва торнево-редкометалльных месторождений (по В. А. Невскому, 1972):

a — в узле пересечения сорванного контакта крутопадающим широтным разломом; *б, в* — в узле пересечения крупных крутопадающих трещин скальвания различных направлений; *г, д* — вблизи узлов пересечения крутопадающих разрывных нарушений различных направлений; *е* — в узком тектоническом блоке, ограниченном субпараллельными крутопадающими разрывными нарушениями.
 1 — альбит-актинолитовые сланцы; 2 — слюдястые сланцы; 3 — сланцы; 4 — известняки; 5 — щелочные граниты; 6 — брекчия; 7 — разрывные нарушения

нитных массивов. На рис. 51 показано положение трубок взрывов в связи с разрывными нарушениями на одном из редкометалльных месторождений.

Трубки выполнены брекчиями, а в ряде случаев также и интрузивными породами и продуктами гидротермальной минерализации. Непосредственно вблизи трубок форма интрузивных массивов весьма разнообразная. Но чаще всего встречаются неправильные штокообразные и трубообразные тела, лакколиты, паукообразные и другие тела не-

правильной формы. Тела брекчий взрывов имеют трубообразную, цилиндрическую, кольцевую и полукольцевую форму в плане. Часто встречаются конусообразные, грибообразные и дайкообразные тела брекчий, реже трубообразные тела с резкими ступенчатыми контактами, ограниченные несколькими системами тектонических трещин.

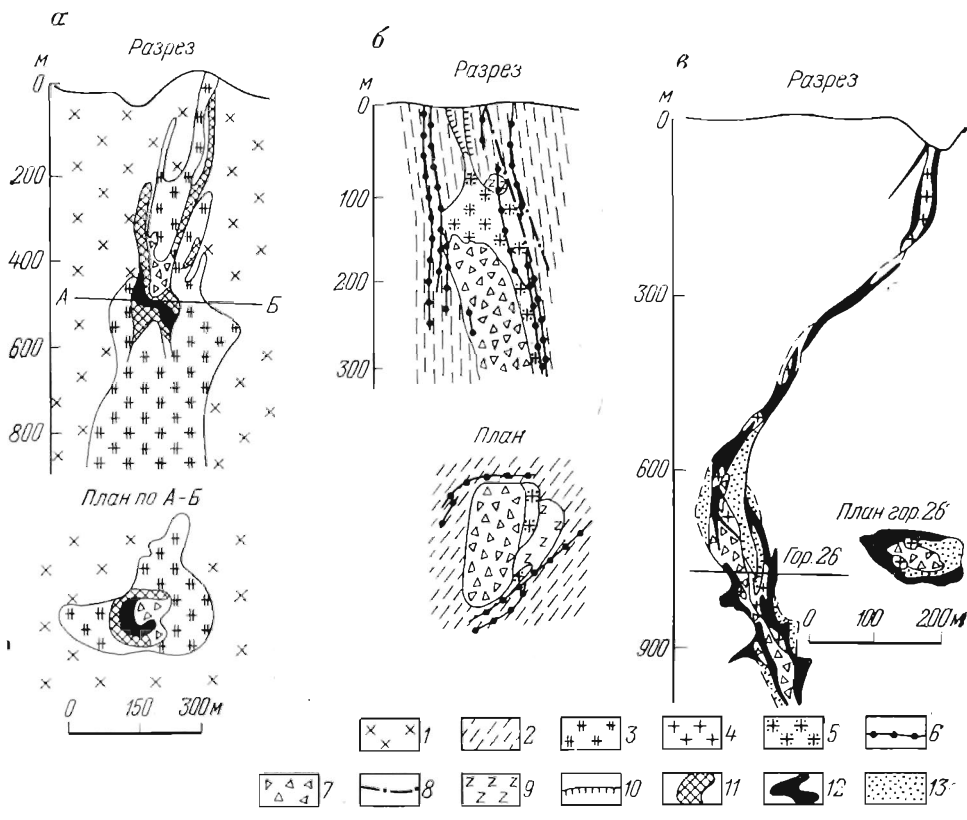


Рис. 52. Схемы геологического строения месторождений, приуроченных к трубкам взрывов:

а — Ла-Колорадо, Мексика, по В. Д. Перри, 1962 г.; б — Актюз, СССР, по В. А. Невскому, 1960 г.; в — Шумб, Намибия, по Г. Сенге, 1952 г.

1 — диорит; 2 — амфиболовые сланцы; 3 — кварцевый порфир; 4 — аплитовидная порода; 5 — гранофиры и их гидротермально измененные разности; 6 — дайки порфиров; 7 — брекчий взрывов; 8 — разрывные нарушения; 9 — роговики; 10 — гидротермально измененные гранофиры; 11 — стекловатый кварц и вкрапленные руды; 12 — массивные сульфидные руды; 13 — вкрапленные руды

Формирование брекчий взрывов чаще всего происходило в несколько этапов, что обусловлено неоднократными мгновенными взрывами газов. В строении таких трубок наблюдается горизонтальная зональность. По мере удаления от центра степень дробления пород уменьшается, и они сменяются сильно трещиноватыми породами, а еще далее и трещиноватость затухает.

На рис. 52 и 53 приведены наиболее типичные примеры полиметаллических и редкометалльных месторождений, приуроченных к трубкам взрывов.

Таким образом, мы рассмотрели основные особенности проявления тектонических элементов в рудных полях и месторождениях: складча-

тые формы, разрывные нарушения, морфологию и тектонику интрузивных тел, рудоносные вулканические сооружения, их типы и строение, вулканические аппараты и трубки взрывов. Однако следует заметить,

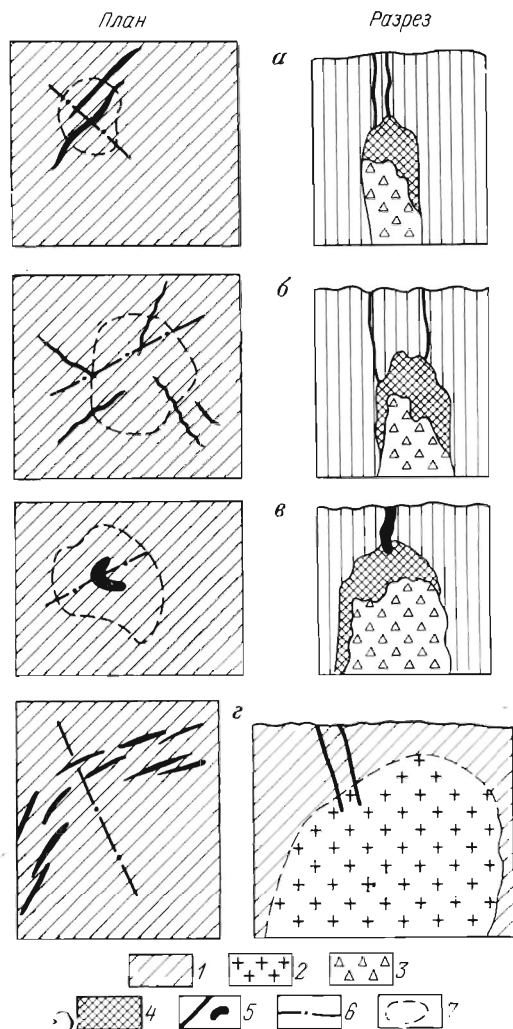


Рис. 53. Схемы структуры редкометалльных месторождений с рудными телами в кровле скрытых на глубине трубок взрыва и интрузивов центрального типа (по В. А. Невскому, 1972).

а — одна система жил; б — радиальная ориентировка жил; в — дуговидное тело; г — жильные тела в дуговидной зоне.
 1 — сланцы; 2 — щелочные граниты; 3 — брекчия;
 4 — метасоматическое рудное тело; 5 — рудные жилы и дугообразное тело; 6 — разрывные нарушения;
 7 — контуры скрытых трубок взрыва

что история формирования геологической структуры большинства месторождений является весьма длительной и многоэтапной и геологическая обстановка оказывается весьма сложной. Поэтому расшифровка

структуры месторождений требует постановки детальных и трудоемких исследований. Хорошее знание структурной геологии и прежде всего особенностей проявления тектонических элементов в рудных полях и месторождениях будет способствовать успешному решению тех сложных задач, которые стоят перед геологами, производящими поиски, разведку и изучение рудных месторождений.

Глава III.

РУДОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ И РУДНЫЕ ПОЯСА

СООТНОШЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, ВЛИЯЮЩИХ НА РАЗМЕЩЕНИЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В соответствии с определением В. М. Крейтера (1956) рудное поле представляет собой участок земной коры, на котором располагается ряд пространственно сближенных одновременных или близких по времени образования и генетически родственных месторождений, разделенных небольшими безрудными блоками горных пород. Обычно месторождение — это часть рудного поля. Однако во многих случаях рудные поля в то же время являются и месторождениями, т. е. понятия рудное поле и месторождение сливаются.

Структура эндогенного рудного поля или месторождения — это их строение, обусловленное совокупностью составных частей, последовательностью их образования и пространственным соотношением в связи с геологическим строением рудоносной площади. Составными частями структуры являются: 1) тектонические нарушения (складки и разрывы); 2) состав и физико-механические свойства вмещающих пород; 3) рудные тела, развитые в них рудные столбы и обогащенные участки; 4) зональное распределение минеральных ассоциаций во всем рудном поле, месторождении и в самих рудных телах.

Анализ имеющихся материалов по ряду рудоносных районов и провинций показывает, что тектонические элементы, прослеживаемые в рудных полях, обычно не проявляются автономно, а находятся в тесной связи с региональными тектоническими элементами, развившимися в пределах структурно-формационных зон. Сами же структурно-формационные зоны обычно разделены между собой крупными разломами, имеющими длительную историю развития и влиявшими на осадконакопление, эффузивную и интрузивную деятельность. Именно эти разрывные нарушения либо антиклинальные сооружения и крупные региональные разрывы, проявленные внутри структурно-формационных зон, и влияют на пространственное размещение рудных полей. Формирование тектонических элементов, прослеживаемых в пределах рудных полей и месторождений и оказывающих влияние на локализацию оруднения, обычно находится в тесной связи с упомянутыми разрывными нарушениями и складчатыми формами. Характерно при этом, что рудные поля размещаются строго закономерно в определенных интервалах региональных структурных элементов и прежде всего в участках их резкого изменения направления простирания либо сочленения или пересечения с разрывами иного направления. Именно в этих участках имеет место максимальная разрядка напряжений, приводящая к разнообразным тектоническим деформациям, выраженным подновлением либо возникновением разного рода разрывных нарушений, ориентиро-

ванных согласно с напластованием или секущих слоистость. В целом же на этих участках резко повышается общая пустотность пород, что способствует проникновению магматических расплавов и дальнейшему их остыванию в виде интрузивных, экструзивных и эффузивных образований. Последующее проявление тектонических деформаций приводит к проникновению рудоносных флюидов и растворов, которые в целом перемещаются в зону рудоотложения по тем же каналам, что и магматические расплавы.

В пределах рудоносных структурно-формационных зон обычно возникает не одно, а целая серия рудных полей. Несколько таких зон образуют рудоносную провинцию, каждая из них по отдельности может представлять собой рудный пояс, а группа сближенных рудных полей и месторождений может рассматриваться в виде рудного района.

РУДОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ

Рудоносные провинции представляют собой значительные территории, в пределах которых могут быть развиты рудные месторождения различных генетических групп: магматические, пегматиты, карбонатиты, контактово-метасоматические, гидротермальные и экзогенные. В некоторых рудоносных провинциях магматические, пегматитовые и экзогенные месторождения отсутствуют и развиты лишь контактово-метасоматические и гидротермальные. При этом во всех случаях для рудоносных провинций характерно наличие среди гидротермальных месторождений рудных объектов, размещающихся в нескольких структурно-формационных зонах и несущих руды многих металлов и прежде всего железа, вольфрама, молибдена, олова, золота, мышьяка, меди, свинца, цинка, серебра, сурьмы, ртути, урана и других металлов. Часто этот список увеличивается за счет широкого развития таких промышленно важных элементов, как ниобий, тантал, литий, бериллий, цирконий и др., которые характерны как для пегматитов, так и для гидротермальных месторождений. В провинциях, где развиты магматические месторождения, кроме названных металлов распространены медь в ассоциации с никелем, кобальтом, платиной, хром, титан, ванадий, фосфор и другие металлы и неметаллические ископаемые.

Изучение рудоносных провинций показывает, что их можно группировать на геотектонической основе. В соответствии с этим и в зависимости от того, к каким геотектоническим сооружениям относятся территории к моменту рудообразования, могут быть выделены следующие главнейшие типы рудоносных провинций, приуроченных: 1) к внутренним поднятиям геосинклиналей — интрагеоантиклиналям или геоантиклиналям, 2) к внутренним прогибам геосинклиналей и интрагеосинклиналям, 3) к срединным массивам, 4) к древним щитам, испытавшим протоактивизацию, 5) к щитам, активизированным в послепротерозойское время, 6) к активизированным платформам.

Рудоносные провинции, приуроченные к интрагеоантиклиналям, характеризуются следующими основными чертами:

а) проявлением относительно устойчивого поднятия в течение длительной истории развития. Соответственно для них характерны сниженные мощности разрезов осадочных образований по сравнению с прилегающими интрагеосинклинальными областями, а также частые перемены и угловые несогласия между разновозрастными толщами пород.

В характеризуемых провинциях наряду с осадочными породами, часто представленными переслаиванием карбонатных и терригенных осадков, обычно широко развиты эффузивные толщи кислого и среднего состава;

б) широким проявлением разрывных нарушений, развивающихся в течение длительного периода и обуславливающих общее глыбовое строение площади. Эти разрывные нарушения, как правило, служили каналами для трещинных излияний лав, для формирования вулканов центрального типа, а также для внедрения более поздних даек и малых интрузий. Эти же разрывные нарушения контролируют размещение оруденения эндогенных месторождений;

в) многократным проявлением интрузивной деятельности. Ранние комплексы интрузивных пород обычно представлены крупными телами гранитоидов, преимущественно гранодиоритов и гранитов. Поздние интрузивные комплексы проявляются в виде небольших штоков, дайкообразных и более сложных по форме тел различного состава, при резком преобладании кислых и субщелочных пород. Характерно наличие даек лампрофиров.

Типичными примерами рудоносных провинций, приуроченных к интрагеоантиклиналям, являются: Курамино-Чаткальская зона Юго-Западного Тянь-Шаня, области Северного Кавказа, Каджаран-Мисханская зона Малого Кавказа, область Рудногорского поднятия (ГДР и Чехословакия) и др.

Рудоносные провинции, приуроченные к внутренним прогибам в пределах геосинклиналей, имеют следующие черты отличия:

а) относительно устойчивое опускание, протскавшее в течение длительного времени. В связи с этим для них характерны значительные мощности осадочных толщ, представленных преимущественно флишевыми, сланцевыми отложениями, а также широкое развитие вулканогенных пород основного и среднего состава подводных извержений. В ряде случаев образуются карбонатные породы;

б) развитие линейных складчатых сооружений геосинклинального типа, сопровождающихся, как правило, продольными надвигами, часто имеющими чешуйчатое строение;

в) в некоторых случаях развитием вдоль узких ослабленных зон поясов интрузивных массивов основного и ультраосновного состава.

Однако главное значение в интрагеосинклиналях приобретают более поздние крупные интрузивные массивы кислого и среднего состава, внедрившиеся синхронно с формированием складчатых сооружений и соответственно вытянутые согласно с общим простираннем складок. Для интрагеосинклинальных областей не характерно проявление малых интрузий. Но, естественно, породы дайковых фаций кислого и среднего состава, являющиеся дериватами гранитоидов, отмечаются нередко. Дайки лампрофиров либо отсутствуют, либо проявляются на локальных площадях, не образуя вытянутых поясов.

Примерами рудоносных площадей, совпадающих с интрагеосинклиналями, являются рудоносные зоны срединной части Алайско-Туркестанского хребта, срединная зона Восточного Забайкалья и др.

Рудоносные провинции, приуроченные к срединным массивам, могут быть разделены на два типа. К первому относятся провинции, находящиеся в пределах «обломков» шитов, окруженных складчатыми сооружениями и характеризующихся длительным воздыманием и размытом с одновременным проявлением локальных прогибов, в пределах которых накапливались осадки. Оруденение возникает в процессе акти-

визации таких «обломков» щитов, обуславливающей подновление ранее существовавших и развитие новых разрывных нарушений, внедрение гранитоидов и других продуктов магматизма, а позднее проявление гидротермальной деятельности. Типичным примером рудоносных провинций рассматриваемого типа является Чешский срединный массив. Ко второму типу рудоносных провинций, приуроченных к срединным массивам, относятся провинции, развитые в блоках древних интенсивно дислоцированных метаморфизованных пород, перекрытых маломощным чехлом слабодислоцированных осадков. Эти блоки окружены зонами развития более молодых слонстых толщ, интенсивно смятых в линейные складки. Магматизм в пределах тектонических блоков проявлен относительно слабо и характеризуется выходами гранитоидов, обнажающихся вдоль разрывных нарушений. В складчатых зонах, обрамляющих характеризуемый тип срединных массивов, развиты не только интрузивные массивы, но и эффузивные образования, обычно связанные с трещинными излияниями. Типичными примерами рудоносных провинций второго типа являются Агинская плита в Восточном Забайкалье, область Северного Казахстана, а также Колымский массив.

Рудоносные провинции, связанные с древними щитами, испытавшими протоактивизацию, приурочиваются к внутренним поднятиям или прогибам, возникшим к концу древней складчатости, либо располагаются в окраинной зоне древних щитов, вблизи платформенного чехла. Эндогенные месторождения, развитые в этих провинциях, образовались в среднем или позднем протерозое.

Особенностью геологического строения характеризуемых провинций является широкое распространение в их пределах разрывных нарушений, испытавших длительное развитие, а также наличие узких прогибов, сложенных преимущественно терригенными осадками, подвергшимися интенсивной складчатости линейного типа с частыми межпластовыми срывами и поперечными разрывными нарушениями. В этих провинциях происходили многократные внедрения интрузивов, причем наиболее поздние из них характеризуются преимущественно субщелочным составом. К типичным рудоносным провинциям, связанным с древними щитами, относятся Канадская, Бразильская, Западно-Австралийская, Украинского кристаллического щита и др.

Рудоносные провинции, связанные с активизированными в послепротерозойское время щитами, характеризуются развитием архейских и протерозойских толщ, подвергшихся интенсивной дислокации и метаморфизму. В их пределах прослеживаются крупные разрывные нарушения, заложенные в процессе складчатости в архее или раннем протерозое и испытавшие длительную историю развития. Активизация щитов, которая проявлялась в различные этапы — палеозое, мезозое или кайнозое, — обычно выражалась в возобновлении движений по этим древним разрывным нарушениям, сопровождавшимся внедрением продуктов магматизма — штоков и даек интрузивных пород и гидротермальной деятельностью. В связи с неоднократным проявлением древних разрывных нарушений породы, прилегающие к ним, испытывали многократный метаморфизм, вызванный поступлением растворов разного состава. В результате этого вблизи характеризуемых нарушений примыкающие к ним толщи в пределах узких зон приобрели благоприятные для рудоотложения химический состав и физико-механические свойства.

Примерами рудоносных провинций на активизированных щитах с характерными для них зонами крупных разрывных нарушений являются отдельные золотоносные области Алдана, сформировавшиеся в раннемеловое время, Родопский массив в Болгарии, в пределах которого развиты известные свинцово-цинковые месторождения, возникшие в послепалеогеновое время, и др.

Геологическое строение **рудоносных провинций на активизированных платформах** характеризуется тем, что рудоносные площади в течение длительного времени развивались в качестве типичных платформ, а затем в них проникли разрастающиеся по восстанию из фундамента разрывные нарушения, сопровождавшиеся в некоторых случаях возникновением прогибов, интенсивной складчатостью, развитием многоэтапного интрузивного магматизма и гидротермальной деятельности. В качестве примеров рудоносных провинций, связанных с активизированными платформами, могут быть названы провинции Южного Китая (Казанский, 1972), Алдана, Восточного Забайкалья, а также Донбасс. Однако последняя провинция характеризуется незначительным проявлением магматизма.

РУДНЫЕ ПОЯСА И РУДОНОСНЫЕ ЗОНЫ В РАЗЛИЧНЫХ ПРОВИНЦИЯХ

Как уже отмечалось, в отдельно взятой рудоносной провинции или в рядом находящихся провинциях развиты месторождения разнообразных металлов. При этом часто месторождения одного металла размещаются в пределах вытянутых поясов или зон, прослеживающихся нередко по простиранию до 400—500 км и более. Такое поясовое распределение месторождений особенно характерно для рудоносных провинций в пределах складчатых областей. Здесь обычно развиты рудные пояса, несущие сурьмяно-ртутные месторождения, полиметаллические, золоторудные, олово-вольфрамовые, молибденовые, золото-молибденовые и др. В некоторых провинциях, кроме того, выявлены рудные пояса, включающие месторождения урана и флюорита. В отдельных случаях полиметаллические рудные пояса разделяются на два параллельных, несущих раздельно свинцово-цинковое и медное оруденение. Нередко в складчатых областях имеются также рудные пояса, включающие магматические месторождения хрома, платины, титана, ванадия и других металлов, связанных с основными и ультраосновными породами. Ширина поясов непостоянна и колеблется от первых километров до 80—100 км. В первом случае мы в сущности имеем дело не с рудными поясами, а рудоносными зонами. Общей особенностью всех рудных поясов и рудоносных зон является то, что они прослеживаются в областях, различающихся по геологическому строению и истории геологического развития, и в большинстве случаев представлены самостоятельными тектоническими блоками, нередко соответствующими определенным структурно-формационным зонам. Прежде чем перейти к общей характеристике особенностей геологического строения типичных рудных поясов, приведем некоторые примеры.

Размещение оруденения различных металлов в пределах определенных поясов наиболее отчетливо проявлено в Восточном Забайкалье. С. С. Смирнов (1944) выделил в этой провинции три рудных пояса, вытянутых в северо-восточном направлении, в соответствии с простиранием главнейших разрывных нарушений. Восточный из них, получив-

ший название полиметаллического, протягивается на несколько сот километров вдоль р. Аргуни. Западнее полиметаллического пояса располагается редкометальный пояс, также протягивающийся на несколько сот километров и вытянутый параллельно первому. Примыкающий с северо-запада к редкометальному следующий рудный пояс был назван золото-молибденовым (рис. 54). Имея в общем такое же протяжение, как и те два пояса, золото-молибденовый пояс значительно более узкий и по строению приближается к рудоносным зонам. С. С. Смирнов подчеркнул, что в пределах каждого из этих рудных поясов развиты минеральные ассоциации, характерные для всех поясов, но промышленное значение в каждом из них имеет лишь определенная группа металлов. Этот вывод подтвердился дальнейшими исследованиями. При этом было

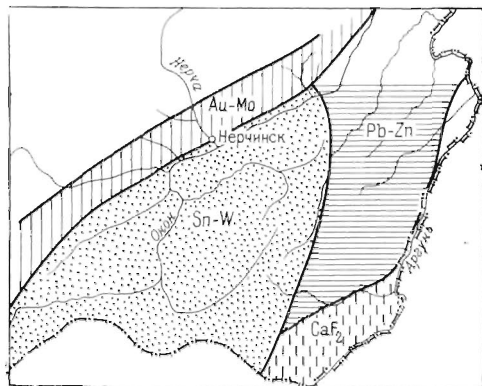


Рис. 54. Рудные пояса Восточного Забайкалья (схема): золото-молибденовый (Au—Mo), оловянно-вольфрамовый (Sn—W), Приаргунский полиметаллический (Pb—Zn) и флюоритовый (CaF₂)

установлено, что Балейское золоторудное месторождение сформировалось в слоистых осадочных толщах мезозойского прогиба, находящегося примерно в центре редкометального пояса. В то же время на границе редкометального и полиметаллического поясов прослеживается зона развития молибденовых месторождений, а с юга к полиметаллическому поясу примыкает флюоритовый рудный пояс. Наряду с этим флюоритовое оруденение развилось местами внутри как полиметаллического, так и редкометального рудных поясов.

Проведенными исследованиями установлено, что общая площадь Забайкальской рудоносной

провинции оказывается значительно большей, чем это ранее предполагалось. В северной ее части выявлены новые рудные пояса. В частности, примерно на расстоянии 100 км севернее золото-молибденового пояса, выделенного С. С. Смирновым, намечен новый молибденовый рудный пояс, также вытянутый в северо-восточном направлении. Далее к северу намечается новый полиметаллический пояс.

С. С. Смирнов показал, что каждый из выделенных им рудных поясов отличается геологическим строением и историей геологического развития. Различен в этих поясах характер позднемезозойского магматизма, хотя по времени проявления он примерно синхронный. Согласно С. С. Смирнову, существенно не различаются по возрасту также и верхнемезозойские месторождения всех металлов, проявленные в различных рудных поясах¹. Эти положения полностью подтвердились последующими исследованиями.

Вторым примером поясового развития оруденения является Восточно-Казахстанская рудоносная провинция. Здесь, согласно И. Ф. Гри-

¹ С. С. Смирнов отмечал, что в Восточном Забайкалье от размыва сохранились также и некоторые месторождения, сформировавшиеся к концу палеозойской эпохи складчатости, но они имеют крайне подчиненное значение по сравнению с верхнемезозойскими.

горьеву, В. П. Нехорошеву и другим геологам, намечается четыре рудных пояса, вытянутых в северо-западном направлении. Наиболее северный из них, охватывающий предгорья Горного Алтая, несет вольфрамовое и молибденовое оруденение. С юга к нему примыкает полиметаллический пояс Рудного Алтая, имеющий ширину 60—80 км, с севера и юга ограниченный зонами смятия (рис. 55). К югу от полиметаллического параллельно ему протягивается редкометальный Калба-Нарымский пояс, в пределах которого развито высокотемпературное гидротермальное оловянное и вольфрамовое оруденение. В этом же рудном поясе, особенно в его центральной части, широко развиты редкометальные пегматиты. С юга этот пояс обрамляется Калбинским золоторудным поясом, характеризующимся развитием среднетемпературных золоторудных месторождений золото-кварцевой формации.

Площади, вдоль которых вытягиваются рудные пояса, отличаются геологическим строением и историей геологического развития. Согласно данным А. К. Каюпова (1968 г.), суммировавшего материалы не только геологических, но и геофизических исследований, полиметаллический пояс Рудного Алтая и Калба-Нарымский редкометальный пояс отличаются также глубинным строением. В полиметаллическом поясе базальтовая зона находится ближе к современной поверхности. В то же время в редкометальном поясе значительно более мощным оказывается гранитный слой.

Гидротермальные месторождения, проявленные во всех рудных поясах, сформировались в позднегерцинское время и все они, видимо, возникли последовательно в течение пермского периода.

Примером зонального распределения эндогенного оруденения является также рудоносная провинция Алайско-Туркестанского и Зеравшанского хребтов Средней Азии. Здесь, согласно исследованиям Д. И. Щербакова, А. В. Королева и других геологов, намечается семь рудных поясов, вытянутых в общем в широтном направлении и расположенных примерно симметрично по отношению к оси Алайско-Туркестанского хребта. Наиболее северный из них — полиметаллический пояс, вытягивающийся по северному борту Ферганской долины. В пределах этого пояса развиты как галенит-сфалеритовые месторождения и рудопроявления, так и рудопроявления сульфосолей свинца с высоким содержанием ртути. С юга к полиметаллическому поясу примыкает сурьмяно-ртутный рудный пояс, вытягивающийся вдоль предгорьев Алайского и Туркестанского хребтов на значительном протяжении. Следующим рудным поясом, расположенным южнее и также вытянутым в широтном направлении, является пояс развития мышьяковых (арсенипиритовых), вольфрамовых и частью кобальтовых месторождений и рудопоявлений. Вдоль осевой части Алайско-Туркестанского хребта вытягивается пояс гранитных пегматитов. К югу от него, уже на южном склоне этого хребта, прослеживается пояс олово-мышьяковых место-

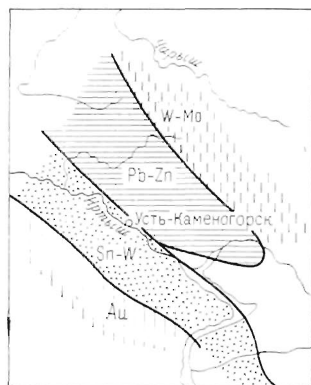


Рис. 55. Рудные пояса Восточно-Казахстанской провинции (схема): золоторудный (Au), оловянно-вольфрамовый (Sn-W), полиметаллический (Pb-Zn) и вольфрам-молибденовый (W-Mo)

рождений и рудопроявлений, к которому с юга примыкает ртутно-сурьмяный Джижикрутский пояс¹. Еще южнее прослеживается пояс, в котором находятся свинцово-цинковые рудопроявления. Все эндогенные месторождения, развитые в пределах рудных поясов, сформировались в позднегерцинское время². Исключением является самый южный свинцово-цинковый пояс, возраст рудопроявлений которого, видимо, верхне-мезозойский. Так же как и в выше рассмотренных провинциях, в характеризующейся рудоносной провинции Тянь-Шаня площади, вдоль которых вытягивается каждый из названных рудных поясов, отличаются геологическим строением и историей геологического развития.

Рудные пояса отчетливо прослеживаются в пределах Главного Кавказского хребта, в Закавказье, на Урале и в других рудоносных провинциях. Однако имеются и такие провинции (особенно это касается активизированных щитов и платформ), в которых вытянутые рудные пояса не проявлены, а оруденение распространено в пределах площадей, имеющих неправильные, либо изометричные очертания.

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ПРОЯВЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Широко известная схема Эммонса о зональности оруденения, проявленной по отношению к куполам батолитов гранитоидов, встретила серьезные возражения. С. С. Смирнов (1937 г.) убедительно показал, что упомянутая схема зональности в полном виде в природе не наблюдается. Иногда лишь выявляются две из выделенных зон, когда, например, с глубиной или в горизонтальном направлении существенно цинковое оруденение сменяется существенно свинцовым. Вместе с тем, по С. С. Смирнову, отчетливо намечается смена минеральных ассоциаций в рудных телах как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, вызванная прерывистым (пульсационным) поступлением порций растворов разного состава на фоне всплеск трещинообразования. Такая зональность, названная позднее Ю. А. Билибиным (1951) «пульсационной», по представлениям С. С. Смирнова, осложняется под воздействием температурного режима остывающего интрузивного массива. Таким образом, первичную зональность гидротермальных месторождений и рудных полей С. С. Смирнов рассматривал на фоне не только развивающихся разрывных нарушений, но также и остывающих интрузивных массивов.

Рассматривая региональную зональность на примере Восточного Забайкалья, С. С. Смирнов подчеркивал, что площади, по которым вытягиваются каждый из выделенных им рудных поясов, отличаются от рядом расположенных геологическим строением, историей геологического развития и характером магматизма. Однако он отмечал, что при

¹ Исследования последних лет показывают, что вдоль зоны глубинного разлома, к которому тяготеют сурьмяные и ртутные месторождения, обнажаются вытянутые интрузивные массивы гранитоидов, с которыми пространственно ассоциируют оловянные, вольфрамовые, свинцовые, серебряные и другие месторождения.

² По новейшим данным Р. Б. Баратова, флюоритовые месторождения, развитые в полиметаллическом поясе, сформировались в альпийское время.

современных научных знаниях еще не представляется возможным перебросить мост между рудными поясами. В дальнейшем важные научные идеи по вопросу региональной зональности были высказаны А. В. Королевым (1949). Прежде всего А. В. Королев на примере Алайского хребта убедительно показал, что первичная зональность гидротермальных месторождений развивается не по отношению к интрузивным массивам, а относительно крупных разрывных нарушений. Вместе с тем он отметил, что в тех случаях, когда зональность намечается по отношению к интрузивным массивам, она не вызвана генетической связью оруденения с этими массивами, а обусловлена центробежным развитием трещин, которые последовательно возникают и раскрываются по направлению от массива в сторону вмещающих пород. А. В. Королев (1959) высказал также крайне плодотворную идею о различном глубинном уровне отделения рудоносных растворов и соответственно о различном расстоянии, которое проходят растворы разного состава от места их отделения до места локализации руд.

Ю. А. Билибин (1951) помимо пульсационной зональности выдвинул понятие о зональности отложения, которая возникает при кристаллизации каждой поступающей новой порции рудоносных растворов. Позднее по вопросу о первичной зональности оруденения в гидротермальных месторождениях опубликован ряд работ (Радкевич, 1959; Левицкий, Смирнов, 1959; Смирнов, 1960; Вольфсон, Лукин, 1963 и др.). Вопросы зональности, кроме того, специально и неоднократно обсуждались начиная с 1963 г. на международных совещаниях по генезису эндогенных месторождений. Учет всех этих данных показывает, что к настоящему времени подтверждены ранее высказанные С. С. Смирновым, А. В. Королевым и Ю. А. Билибиным положения по зональности оруденения и выдвинуты некоторые новые научные идеи В. И. Смирновым. Уточнено само определение зональности оруденения и показана необходимость различать зональность рудных тел, месторождений, рудных полей и региональную зональность. Было предложено новое определение зональности оруденения; показано, что она может возникать по отношению не только к выходам отдельных интрузивных массивов, но и к различным тектоническим элементам. В целом под зональностью оруденения следует понимать закономерную смену в пространстве относительно какого-либо геологического образования типов оруденения, минеральных ассоциаций, отдельных минералов или даже химических элементов. Такими геологическими образованиями могут быть складчатые сооружения или зоны долгоживущих разломов глубокого заложения, отдельные интрузивные массивы или их группы, крупные разрывные нарушения и выдержанные трещины. Очень часто отчетливая зональность проявляется в пределах отдельных рудных тел (Вольфсон, Лукин, 1963).

Региональная зональность также получила более углубленное освещение. Было показано, что возникновение ее может быть объяснено лишь при учете ряда процессов и явлений в их взаимосвязи и взаимопроникновении. Прежде всего выясняется, что каждый из рудных поясов приурочивается к отдельным тектоническим блокам, различающимся между собой историей геологического развития и магматизмом. Для локализации оруденения разных металлов в данном конкретном тектоническом блоке важное значение приобретают глубина нахождения, возраст, относительная прочность и степень нарушенности пород фундамента. На размещение оруденения также влияют состав и физико-

механические свойства слоистых толщ чехла и внутреннее строение крупных разрывных нарушений, контролирующих оруденение¹.

Проявление региональной зональности обусловлено не только особенностями геологического строения рудоносных площадей, но и физико-химическими условиями рудообразования. Прежде всего следует учитывать последовательность отделения рудоносных флюидов разного состава от магматического очага. Поскольку при этом верхние части магматического очага постепенно остывают, то, очевидно, все новые порции рудоносных флюидов будут отделяться от более глубинных его уровней. Отсюда вытекает, что более летучие рудоносные погоны отделяются от менее глубинных уровней и, следовательно, расстояние, которое они проходят от места отделения до места локализации руд, является более коротким по сравнению с расстоянием, которое проходят менее летучие рудоносные погоны, отделяющиеся от более глубинных уровней эволюционирующего магматического очага.

Рудоносные флюиды представляют собой надкритический раствор воды, углекислоты и других газовых составляющих, содержащий рудные и солевые компоненты. По мере понижения температуры и давления в процессе проникновения в более высокие горизонты земной коры флюиды переходят в гидротермальные комплексные растворы. Входящие в их состав комплексные соединения различных металлов обладают различной устойчивостью (нестойкостью). Соответственно распад этих соединений и выпадение из растворов рудных и сопровождающих их жильных минералов происходит в различное время, что несомненно также влияет на условия проявления региональной зональности. Просачивание рудоносных растворов в верхние горизонты земной коры и процессы рудоотложения происходят на фоне уменьшения степени проявления тектонических деформаций. В рудоносных областях наиболее интенсивные тектонические движения по разрывным нарушениям обычно имеют место еще до внедрения интрузивных образований. Они еще оказываются относительно интенсивными в момент формирования некоторых высокотемпературных минеральных ассоциаций, а в дальнейшем, по мере кристаллизации более поздних минеральных ассоциаций, все более и более затухают. Эта особенность, естественно, приобретает первостепенное значение в проявлении региональной зональности. Действительно, более высокотемпературное оруденение молибдена, олова и вольфрама возникает из рудоносных флюидов, отделяющихся от более верхних частей остывающего магматического очага. В связи с этим месторождения этих металлов, очевидно, могут формироваться в тектонических блоках, в которые внедряются посторогенные интрузии гранитоидов, независимо от физико-механических свойств пород фундамента и даже в тех случаях, когда эти породы обладают способностью к пластическим деформациям.

По другому происходит процесс рудоотложения у наиболее позднего флюоритового оруденения, поскольку рудоносные флюиды, приводя-

¹ По вопросу о причинах региональной зональности в настоящее время высказано несколько гипотез: 1) поступление флюидов в зону рудоотложения рудных поясов из различных магматических очагов; 2) поступление флюидов из мантии вдоль фокальных зон, выступающих в качестве крупнейших рудоконтролирующих структур (Л. П. Зоненшайн и др., 1973 г.; В. И. Смирнов, 1974 г.); 3) поступление флюидов в зону рудоотложения рудных поясов из различных глубинных уровней остывающего магматического очага (Королев, 1959). В предлагаемой работе авторы развивают третью гипотезу.

щие к его формированию, отделяются от более глубинных уровней остывающего магматического очага, на фоне затухающих тектонических движений. В этих условиях способность к хрупкой деформации пород фундамента приобретает первостепенное значение. Обычно наиболее благоприятными среди пород, слагающих фундамент, оказываются древние граниты и шейсы, разбитые задолго до оруденения серией разрывных нарушений, проявляющихся даже при ничтожных тектонических движениях, которые сопутствуют формированию поздних минеральных ассоциаций.

Все изложенное можно проследить на примере Забайкальской рудоносной провинции. Однако прежде чем перейти к попытке объяснения региональной зональности, проявленной в Восточном Забайкалье, следует отметить, что остывание магматического очага, очевидно, не только приводит к отделению рудоносных флюидов с различных глубинных уровней, но также и к проявлению разломов, ограничивающих тектонические блоки с различной историей геологического развития. Это, по-видимому, вызывается общим уменьшением объема магматических масс на глубине при их остывании, которое в свою очередь приводит к проседанию отдельных блоков. При этом главные разломы, по которым происходит это проседание, видимо, преимущественно были заложены задолго до проявления магматических и постмагматических процессов, еще в период основной фазы складчатости. Затем эти разломы в процессе становления батолитов, накопления эффузивных образований и формирования посторогенных интрузий и экструзий неоднократно подновлялись. В период, непосредственно предшествующий оттоку магматических расплавов в более верхние горизонты земной коры, при проседании толщ пород, залегающих над магматическим очагом, в связи с его остыванием и уменьшением объема, могут возникать и новые дополнительные разломы, разрастающиеся в направлении снизу вверх, по которым в последующем могут просачиваться рудоносные растворы, поднимающиеся в более верхние горизонты земной коры, в зону рудоотложения. Однако эти разломы вскоре загаснут по окончании и не проявятся, если в кровле остывающего магматического очага залегают мощные толщи слоистых пород, обладающие пластичными свойствами. Возможно именно поэтому в интрагеосинклиналиях, особенно многогеосинклиналиях, редко возникают гидротермальные месторождения, а появляются они в основном в эвгеосинклиналиях, где предварительно внедряются интрузивные образования, усиливающие анизотропию среды. Следует также отметить, что все продукты магматизма, связанные общностью магматического очага и последовательно внедряющиеся в земную кору, существенно отличаются кларковым содержанием металлов. В частности, на примере ряда рудоносных провинций, где производилось детальное изучение кларковых содержаний металлов в изверженных породах (Рудные горы, Курамино-Чаткальская, Восточное Забайкалье и др.), хорошо видно постепенное накопление в составе массивов гранитоидов таких компонентов, как молибден и др. В наиболее ранних батолитах гранитоидов содержание их обычно не превышает одного кларка. В последующих дополнительных интрузиях оно возрастает от 2—3 до 5—6 кларков (самые поздние интрузии и экструзии). Возможно, что это общее повышение содержания металлов в составе интрузивных пород вызвано их постепенным накоплением в магматическом очаге по мере остывания его апикальных частей. В этом случае можно предполагать, что каждая интрузивная

фаза по кларковому содержанию в ней металлов представляет собой как бы среднюю пробу магматического очага в момент отделения от него данной интрузивной фазы. В то же время это повышение содержания металлов дает возможность предполагать, что к моменту рудообразования среднее содержание металлов в магматическом очаге еще значительно повысилось. В целом же весь процесс эволюции магматического очага, последовательное внедрение его дериватов в верхние горизонты земной коры и формирование эндогенных месторождений, является единым, последовательно развивающимся, и все изложенные данные подтверждают представление об общности магматического очага у всех последовательно внедрившихся интрузивных, эффузивных и экструзивных образований и эндогенного оруденения.

Переходя к рассмотрению условий проявления региональной зональности в Восточном Забайкалье, следует прежде всего охарактеризовать стратиграфический разрез в пределах каждого рудного пояса. Наиболее южный из них — флюоритовый размещается в жестком массиве, сложенном каледонскими и герцинскими гранитоидами, включающими ксенолиты нижнепалеозойских и протерозойских метаморфических сланцев. Этот массив, разбитый большим количеством разрывных нарушений, может рассматриваться в качестве устойчивого подиятия, подвергавшегося длительному размыву начиная от раннего палеозоя и до поздней юры. В позднеюрское время в связи с тектонической и магматической активизацией, проявившейся в Восточном Забайкалье в участках пересечения крупных разрывных нарушений северо-восточного, северо-западного и меридионального простираний, имел место эффузивный, а затем интрузивный магматизм и произошло накопление верхнеюрских эффузивных толщ (мощностью от 300—400 до 1000 м), переслаивающихся с горизонтами осадочных пород. Позднее вдоль разрывных нарушений происходило внедрение интрузивных и экструзивных образований, местами перекрытых чехлом меловых осадков. Особенностью рассматриваемого пояса Восточного Забайкалья, отличающегося по геологическому строению от других, расположенных западнее, является отсутствие среди мезозойских отложений нижне-среднеюрских осадочных образований. Флюоритовое оруденение в форме жил развилось в разрывных нарушениях, пересекающих верхнеюрские эффузивно-осадочные толщи.

Прилегающий к флюоритовому полиметаллический пояс Восточного Забайкалья в основании сложен преимущественно протерозойскими и нижнепалеозойскими карбонатно-сланцевыми толщами, интенсивно смятыми в складки и прорванными герцинскими интрузивами. Эрозионно-тектонические впадины, развившиеся на этих породах в мезозойское время, выполнены нижне-среднеюрскими кластическими толщами, местами перекрытыми верхнеюрскими эффузивными образованиями. Породы основания и платформенного чехла прорваны послеверхнеюрскими штоками порфиров, гранит-порфиров и дайками диабазовых порфиритов. Свинцово-цинковое оруденение залегает преимущественно (80% месторождений и рудопроявлений) в карбонатно-сланцевых толщах, частью (11%) в гранитоидах основания, в нижне- и среднеюрских кластических образованиях и в верхнеюрских эффузивных толщах (9%).

Зона развития молибденового оруденения, примыкающая к полиметаллическому поясу с северо-запада, сложена герцинскими гранитоидами, в пределах которых развились вулканические аппараты поздне-

юрского возраста, сопровождавшиеся покровами кислых лав. Эти породы были прорваны позднеюрскими малыми интрузиями гранит-порфиров. Молибденовое оруденение сформировалось среди герцинских гранитоидов под кислыми верхнеюрскими лавами.

В основании редкометального пояса залегают нижнепалеозойские сланцевые толщи, смятые в складки и прорванные герцинскими гранитоидами. Эти образования перекрыты песчано-сланцевыми отложениями нижней и средней юры, также смятыми в складки, осложненными разрывными нарушениями и прорванными посторогенными массивами верхнекиммерийских гранитоидов. Месторождения олова, вольфрама и некоторых редких металлов залегают в апикальной части этих гранитоидов и в их зоне экзоконтакта. В юго-западной части редкометального пояса, где он проходит в Агинской плите, юрские отложения отсутствуют, а обнажаются лишь интенсивно деформированные породы палеозойского основания, разбитые разломами. Вдоль этих разломов обнажаются позднекиммерийские массивы гранитоидов, с которыми ассоциируются рудные месторождения редкометального пояса.

В пределах золото-молибденового пояса обнажаются преимущественно породы основания, представленные герцинскими гранитоидами, разбитыми сетью разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания, прорванными многочисленными дайками и штоками герцинского и позднекиммерийского возраста. В отдельных участках этого пояса обнажаются верхнеюрские эффузивные образования. Золоторудные и молибденовые месторождения залегают преимущественно в герцинских гранитоидах.

Приведенное краткое описание позволяет сделать вывод, что рудные пояса, в пределах которых находятся месторождения различных металлов, прежде всего отличаются породами, развитыми в их основании. Наиболее ранние молибденовые месторождения молибденовой зоны и золото-молибденового пояса сформировались среди герцинских гранитоидов вблизи вулканических аппаратов в первой из них и вблизи выходов посторогенных малых интрузий и даек в золото-молибденовом поясе. Согласно данным А. В. Дружинина (1968), формировались эти месторождения в крайне неспокойной тектонической обстановке. Олово-вольфрамовые месторождения редкометального пояса возникли в условиях развития песчано-сланцевого основания, способного к пластическим деформациям, прорванного посторогенными интрузиями гранитоидов. Свинцово-цинковые месторождения полиметаллического пояса сформировались в условиях проявления также достаточно пластичного карбонатно-сланцевого основания. В то же время флюоритовые месторождения одноименного пояса образовались на наиболее жестком основании каледонских и герцинских гранитоидов.

Рудный процесс, начавшийся с формирования молибденовых месторождений, протекал в условиях отделения рудоносных флюидов с минимального глубинного уровня при наиболее интенсивных тектонических движениях. По мере развития процесса рудоотложения глубинный уровень отделения рудоносных флюидов постепенно понижался и в период формирования оловянно-вольфрамовых и свинцово-цинковых месторождений этот уровень, очевидно, существенно понизился. Однако сопровождавшие рудоотложение тектонические деформации были достаточны для проявления рудоконтролирующих и рудо локализирующих разрывных нарушений даже в относительно пластичных песчано-сланцевых и сланцево-карбонатных толщах. Формирование флюоритовых

месторождений происходило в условиях отделения рудоносных флюидов из максимального глубинного уровня при минимальных тектонических усилиях. По-видимому, эти месторождения могли возникнуть лишь в связи с развитием в составе пород основания жесткого гранитного массива каледонского и герцинского возраста, разбитого разломами задолго до оруденения¹.

Рассмотренные геологические условия оказались благоприятными в сочетании с физико-химическими процессами, протекавшими в период оруденения. Помимо относительной легучести флюидов и нестойкости комплексных соединений, о которых уже упоминалось, важное значение в развитии региональной зональности, очевидно, приобрели относительная щелочность, кислотность и восстановительный потенциал среды, в которой протекали рудоносные растворы. В частности, максимальным окислительно-восстановительным потенциалом обладали породы при образовании наиболее поздних минеральных ассоциаций. На проявление региональной зональности существенное влияние оказывает также глубина формирования месторождений от поверхности земли, существовавшей в процессе оруденения (см. далее, при характеристике структурных условий локализации оруденения в различной геологической обстановке).

Глава IV.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА РАЗМЕЩЕНИЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Выше были охарактеризованы рудные пояса и рудоносные зоны, несущие эндогенное оруденение. Имеются ли такие рудоносные провинции, в пределах которых оруденение не обязательно развито в виде вытянутых поясов и зон, а распространено на площадях, имеющих изометрическую или другую форму. Однако независимо от того, какую форму сечения имеют рудоносные территории, оруденение естественно развито не на всей их площади, а локализуется лишь на отдельных участках. Такие участки и представляют собой рудные поля. Как уже упоминалось, рудные поля появляются на тех площадях рудоносных провинций, в пределах которых имеет место изменение простирання и падения тектонических элементов регионального значения. Соответственно понятие «структура рудного поля», впервые сформулированное В. М. Крейтером (1956) как площадь, в пределах которой находятся генетически родственные месторождения, должно быть дополнено тем, что эта площадь контролируется региональными структурными элементами. Структурно-геологическая позиция рудных полей эндогенных месторождений определяется прежде всего совокупностью следующих структурных элементов: 1) разрывными нарушениями регионального значения, 2) складчатыми сооружениями; 3) массивами изверженных пород; 4) благоприятными для оруденения по физико-механическим

¹ Флюоритовое оруденение проявляется также в пределах полиметаллического и редкометалльного пояса вдоль ослабленных зон.

свойствам и химическому составу породами, слагающими слонстые толщи. Помимо этих основных элементов в размещении рудных полей могут иметь также значение глубина нахождения фундамента, мощность пород чехла, общий глубинный уровень рудообразования и др. В размещении рудных полей эндогенных месторождений различных генетических групп естественно не все названные основные структурные факторы имеют одинаковое значение. В частности, позицию собственно магматических месторождений определяют в основном первый и третий из них.

При этом среди массивов изверженных пород, обуславливающих структурно-геологическую позицию рудных полей, основное значение имеют интрузивные породы щелочного, основного и ультраосновного состава и сугубо подчиненное — эффузивные и экструзивные образования.

Позиция рудных полей пегматитовых месторождений также определяется в основном первым и третьим региональными структурными элементами. В ряде случаев важное значение приобретают также складчатые сооружения, а для слюдяных пегматитов, кроме того, и благоприятные по химическому составу вмещающие породы.

Структурно-геологические позиции рудных полей, связанных с грейзенами, близки к таковым пегматитовых рудных полей, а рудные поля, включающие контактово-метасоматические месторождения, имеют много общих сходных черт с размещением рудных полей гидротермальных средне- и низкотемпературных месторождений. Все названные структурные элементы в их взаимосвязи особо рельефно выступают при выяснении структурно-геологических позиций рудных полей гидротермальных месторождений.

Далее будут кратко охарактеризованы особенности каждого из структурных элементов, влияющих на размещение рудных полей, и их роль в размещении рудных полей различных генетических групп.

Разрывные региональные нарушения имеют первостепенное значение в размещении рудных полей эндогенных месторождений всех генетических групп и могут быть отнесены к одному из главных факторов, определяющих их структурно-геологические позиции. Исследования, проведенные во многих рудоносных провинциях, показывают, что рудные поля появляются не в любом интервале простирающихся таких нарушений, а лишь на следующих их участках: а) искривления по простираению (рис. 56), б) расщепления на ряд боковых ветвей, в) отщепления от основного нарушения боковых оперяющих трещин, г) сопряжения, либо д) пересечения разрывных нарушений двух направлений. В некоторых случаях выявляется одновременное сочетание одного или двух и более изменений элементов залегания или достаточно заметное усложнение внутреннего строения рудоконтролирующих разрывных нарушений. В частности, рудные поля размещаются вблизи тех интервалов простирающихся крупных разрывных нарушений, где имеет место одновременно их искривление и отщепление от основного нарушения боковых ветвей. Все отмеченные участки изменения элементов залегания или усложнение строения разрывных нарушений, в пределах которых размещаются рудные поля, оказываются наиболее раздробленными и проницаемыми для магматических расплавов и рудоносных растворов.

Складчатые сооружения имеют большое значение в размещении рудных полей эндогенных месторождений всех генетических

групп и особенно пегматитовых и гидротермальных. Исследованиями установлено, что рудные поля часто размещаются в выпуклой части изгиба в плане осей антиклинали. В таких участках появляется максимальное количество разрывных нарушений, что способствует проникновению магматических расплавов и рудоносных растворов. Рудные поля также появляются в участках виргаций складок в плане в местах пересечения осей разновозрастных антиклинальных складок и в купольных их участках в связи с ундуляцией осей. Структурно-геологические позиции рудных полей определяются

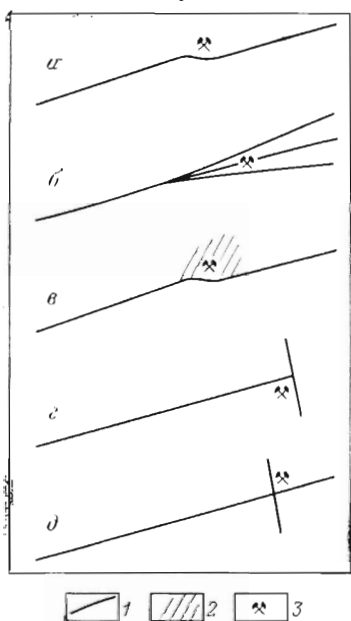


Рис. 56. Положение рудных полей и месторождений на участках искривления (а), расщепления (б), отщепления боковых оперяющих трещин (в), сопряжения с боковыми разрывами (г), пересечения (д) разрывных нарушений (схематично в плане).

1 — крупные разрывные нарушения; 2 — оперяющие трещины; 3 — рудные поля и месторождения

геологическая позиция. То же относится к рудным полям гранитных и щелочных пегматитов, хотя они часто могут размещаться в породах кровли разного состава, в том числе в более древних интрузивах.

Массивы гранитоидов во всех случаях влияют на размещение рудных полей высокотемпературных гидротермальных и контактово-метасоматических месторождений, связанных с грейзенами и скарнами, и часто определяют также структурно-геологические позиции средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений. Это прежде всего посторогенные интрузивные массивы, которые часто и вмещают рудные поля гидротермальных месторождений. Эти массивы обычно размещаются вдоль крупных разрывных нарушений и внедряются вдоль них задолго до оруденения. В момент, непосредственно предшест-

кие позиции рудных полей определяются не одними складчатыми сооружениями, а их сочетанием с разрывными нарушениями.

Массивы изверженных пород — интрузивных, экстрезивных и жерловых фаций, как уже отмечалось, влияют на размещение рудных полей всех генетических групп эндогенных месторождений. При этом роль оказывается различной. В одних случаях оруденение находится с ними в генетической связи, что характерно для собственно магматических и пегматитовых рудных полей, в других — эта связь выражается лишь в общности магматического очага, что характерно для всех классов гидротермальных месторождений. Однако независимо от того, имеет ли место генетическая связь оруденения с массивами изверженных пород, или они связаны общностью магматического очага, при выяснении их роли в размещении рудных полей на первое место выступает фактор структурного контроля размещения самих массивов изверженных пород, а затем и оруденения, ассоциирующего с ними. В этом отношении наиболее ярко проявляется влияние интрузивных массивов на размещение рудных полей собственно магматических месторождений, связанных со щелочными, основными и ультраосновными породами. Сами эти массивы по большей части и определяют положение рудных полей, в связи с чем прежде всего должна быть выяснена их структурно-

вующий рудообразованию, тектонические движения, проявляющиеся вдоль разрывов во вмещающих породах, воздействуют и на интрузивные массивы. Однако последние обычно раскалываются не вдоль разрывных нарушений, прослеживающихся во вмещающих породах. Внутри интрузивов возникают системы трещин, по элементам залегания чаще всего не совпадающих с элементами залегания основного разрывного нарушения. Вдоль этих систем трещин и формируется оруденение (Ценское арсенопиритовое месторождение в Грузии). По отношению к более крупным массивам гранитоидов, которые интродировали в ядра антиклинальных складок или в участок пересечения разрывов различных направлений, рудные поля размещаются преимущественно в зоне их эндоконтакта,

иногда распространяясь и в зону экзоконтакта (рис. 57). Обе эти зоны характеризуются наиболее интенсивной трещиноватостью. Последнее вызывается тем, что зоны эндо- и экзоконтакта испытывают максимальные напряжения начиная с того момента, когда внедрившиеся магматические расплавы находились еще в жидком состоянии, в период проявления элементов прототектоники, и кончая временем полного остывания массива. В результате в зоне эндоконтакта возникает максимальное количество трещин, которые и обуславливают формирование систем рудных жил, объединяющихся в рудные поля. При интенсивных тектонических деформациях разрывные нарушения развиваются не только в зоне эндоконтакта и частично экзоконтакта, но проникают и внутрь интрузивных массивов, рассекая их полностью. Этому нередко благоприятствует наличие систем более ранних даек, либо дайковых поясов, выполнивших систему разрывных нарушений, которые проявляются и после кристаллизации этих даек, в процессе рудообразования. В этом случае рудные поля могут быть сформированы не только в зоне эндоконтакта, но и в центральной части массивов.

На размещение рудных полей наряду с интрузивными породами влияют также экструзивные массивы и породы жерловой фацции, а иногда и эффузивные образования. В тех случаях, когда экструзивы имеют штокообразную форму и в пределах рудоносной площади обнажается несколько таких массивов, гидротермальное оруденение, развитое в рудном поле, может находиться во всех этих штоках. По составу они чаще всего отвечают фельзитам, гранит-порфирам или другим породам, преимущественно кислого состава. Породы, слагающие эти штоки, обычно более хрупкие по сравнению с вмещающими их эффузивными и другими образованиями. В результате у них более интенсивно проявляются трещины отдельности, нередко возникает столбчатая отдельность. По контакту таких штоков часто внедряются лавобрекчии, в них возникают также пологие разрывные нарушения. Гидротермальное оруденение цветных и редких металлов обычно и размещается во всех этих разрывных нарушениях и ослабленных зонах. Особенно часто оно

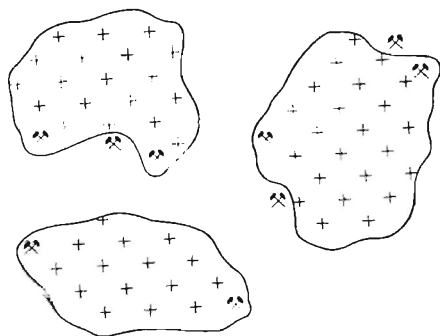


Рис. 57. Положение рудных полей и месторождений в зоне эндоконтакта и экзоконтакта крупных массивов гранитоидов (схема в плане)

На размещение рудных полей наряду с интрузивными породами влияют также экструзивные массивы и породы жерловой фацции, а иногда и эффузивные образования. В тех случаях, когда экструзивы имеют штокообразную форму и в пределах рудоносной площади обнажается несколько таких массивов, гидротермальное оруденение, развитое в рудном поле, может находиться во всех этих штоках. По составу они чаще всего отвечают фельзитам, гранит-порфирам или другим породам, преимущественно кислого состава. Породы, слагающие эти штоки, обычно более хрупкие по сравнению с вмещающими их эффузивными и другими образованиями. В результате у них более интенсивно проявляются трещины отдельности, нередко возникает столбчатая отдельность. По контакту таких штоков часто внедряются лавобрекчии, в них возникают также пологие разрывные нарушения. Гидротермальное оруденение цветных и редких металлов обычно и размещается во всех этих разрывных нарушениях и ослабленных зонах. Особенно часто оно

локализуется в лавобрекчиях, развитых по контакту экструзивных массивов с вмещающими породами, в пологих разрывных нарушениях, пересекающих массивы, и в зоне трещиноватости, возникающей в их апикальной части.

Если экструзивные породы имеют лакколитообразную форму и оказываются расслоенными на отдельные горизонты, отличающиеся по петрографическому составу и текстурным особенностям, то оруденение часто развивается в определенных горизонтах таких лакколитообразных тел, над магмоподводящими каналами (рис. 58). Особенно интенсивно раздробленными и благоприятными для оруденения являются участки контакта расслоенных пород в местах их перехода от пологого залегания к крутому.

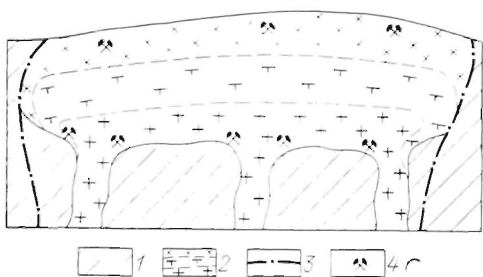


Рис. 58. Положение рудных полей и месторождений по отношению к различным частям экструзивного тела (схематично в разрезе).

1 — вмещающие породы; 2 — стратифицированное экструзивное тело; 3 — разрывные нарушения; 4 — рудные месторождения

При этом в ряде рудных полей, связанных с такими лакколитообразными экструзивными телами, в размещении оруденения большое значение приобретают пологие разрывные нарушения, развившиеся по контакту пород расслоенного лакколита, обладающих различными физико-механическими свойствами.

Породы жерловой фации, обычно выполняющие жерла вулканов центрального типа, как правило, находятся на пересечении разломов двух направлений. Точнее, жерла древних вулканов возникали на пересечении разломов. Такие жерла часто опреде-

ляют положение рудных полей жильных и штокверковых гидротермальных месторождений, а иногда и месторождений в карбонатах. Оруденение обычно образуется в тех породах жерловой фации, которые обладают благоприятными физико-механическими свойствами и прежде всего оптимальной пористостью и низкими прочностными свойствами. Чаще всего это различного рода брекчии. В некоторых случаях оруденение развивается не в самих жерлах или кальдерах, а вблизи них.

Здесь возможны разные варианты размещения оруденения (подробно см. далее).

Известны также рудные поля и в эффузивных толщах, разбитых разрывными нарушениями или зонами расщепления. Особенно благоприятными являются пачки частого переслаивания эффузивных и осадочных пород. При наличии среди таких пород горизонтов, обладающих повышенной пористостью и пониженными прочностными свойствами, оруденение локализуется прежде всего в них, особенно если они залегают среди водоупорных горизонтов, направлявших потоки рудодносных растворов, просачивавшихся от крутопадающих разрывов, вдоль пластов пород с высокими коллекторскими свойствами, в которых и сформировалось оруденение. При этом по времени формирования высокотемпературные минеральные ассоциации гидротермальных месторождений могут оказаться близкими к постороженным малым интрузиям и экструзиям.

Благоприятные для оруденения по физико-механическим свойствам и химическому составу породы, слагающие слоистые толщи, наблюдаются во многих рудных районах. Исследования показали, что помимо благоприятного влияния на размещение оруденения интрузивных, экструзивных и эффузивных пород в связи с их оптимальными для оруденения физико-механическими свойствами во всех рудоносных провинциях благоприятными для размещения рудных полей при наличии крутопадающих рудоподводящих разрывных нарушений являются пачки слоистых пород, характеризующиеся частым переслаиванием пластов с различными физико-механическими свойствами. То же относится и к массивным породам, рассеченным серийей даек, штоков и более сложных по форме интрузивных и экструзивных тел. Частое переслаивание пород с различными физико-механическими свойствами влияет на возникновение как секущих, так и послонных разрывных нарушений, а также согласных зон дробления, обычно возникающих в горизонтах, благоприятных по физико-механическим свойствам. Эта закономерность отчетливо проявляется на олово-полиметаллическом рудном поле Халчеранга в Восточном Забайкалье. Здесь секущие разрывные нарушения развиты в той части площади распространения пермских отложений, где устанавливается частое переслаивание сланцев и песчаников. К западу и востоку от рудного поля, там где обнажаются одни сланцы или одни песчаники, отсутствуют секущие разрывные нарушения, а следовательно, и рудные жилы. То же отмечается и на оловорудном месторождении Хрустальном, находящемся в Приморском крае Дальнего Востока. Рудные жилы здесь развиты на том участке палеозойских отложений, где среди сланцев имеются линзы (в связи с тектоническим разлинзованием) песчаников. Там же, где развиты одни сланцы, количество секущих нарушений резко уменьшается и рудные жилы отсутствуют. Послонные разрывные нарушения и согласные зоны дробления в горизонтах слоистых толщ, благоприятных по физико-механическим свойствам, широко проявлены во всех рудных полях полиметаллических месторождений Алтая, Центрального Казахстана и других районов развития складчатых структур. Согласные рудные тела в таких условиях обычно возникают путем метасоматического замещения слоев, подвергшихся интенсивному дроблению и залегающих среди относительно более пластичных слоев. Частое переслаивание пород разного состава и прежде всего силикатных и карбонатных слоев не только обуславливает благоприятное влияние на рудоотложение физико-механических свойств пород, но также положительно влияет и на геохимические условия рудообразования. Г. Б. Наумов и О. Ф. Мировано (1971) показали, что при проникновении растворов по трещинам, пересекающим тонкопереслаивающиеся карбонатные и силикатные прослои, создается необходимое для осаждения руд значение рН этих растворов. Тенденции резкого повышения щелочности рудоносных растворов при прохождении их через карбонатные породы противопоставляется переход в раствор кремнезема, что понижает щелочность. При этих условиях рудообразованию опосредуют не только буферные реакции, важное значение приобретают и восстановительные свойства пород. Ими обладают породы, содержащие ранние сульфиды сингенетического или эпигенетического происхождения. Восстановителями также оказываются породы, обогащенные органическим веществом. Благоприятны для оруденения также и те разновидности вмещающих пород, которые легко вступают с рудоносными

растворами во взаимодействие. К ним, в частности, относятся амфиболиты, скарны и другие породы, способные связывать щелочи либо вызывающие распад комплексных соединений. В целом же при наличии ряда факторов, обуславливающих локализацию оруденения (структурного и других), для рудоотложения особенно важно благоприятное сочетание физико-механических свойств вмещающих пород и их химического состава.

Не останавливаясь на других факторах, влияющих на размещение рудных полей, отметим немалую роль благоприятного глубинного уровня рудообразования. Проведенные исследования показали, что все эндогенные месторождения возникают на определенной глубине от поверхности земли, существовавшей при процессе рудообразования. Значение фактора глубинности рудообразования для выяснения структурно-геологических позиций рудных полей будет рассмотрено далее, при характеристике особенностей локализации оруденения в различных структурных этажах и ярусах.

РУДНЫЕ ПОЛЯ СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Понятие «рудное поле», по А. Г. Бетехину (1939), включает всю совокупность месторождений, генетически связанных с каким-либо массивом изверженных пород, вскрытым на поверхности или залегающим вблизи нее. Действительно, в сущности нет ни одного рудного поля собственно магматических месторождений, в пределах которого не обнажался бы материнский массив интрузивных пород. Соответственно этому установление закономерностей размещения рудных полей рассматриваемых месторождений в основном сводится к выявлению всех элементов геологического строения, которые обуславливают внедрение магматических расплавов именно на данной конкретной площади и которые благоприятно влияют на ход кристаллизации этих расплавов, на отщепление от них рудных фракций и образование отдельных рудоносных участков и всего рудного поля в целом. Анализ имеющихся данных показывает, что эти элементы по разному проявляются в складчатых геосинклинальных областях, на щитах, на активизированных щитах и на активизированных платформах.

Рудные поля в геосинклиналях. Типичным примером рудных полей собственно магматических месторождений различных металлов, возникших в геосинклинальных областях, являются месторождения Урала, генетически связанные с ультраосновными и основными породами. К настоящему времени сложилось два представления о времени становления рудоносных интрузий, с которыми связано оруденение. Согласно одним исследователям, рудоносные интрузии внедряются в ранние этапы становления геосинклиналей, еще в процессе накопления осадков. Однако А. Н. Заварицкий, Ф. Н. Шахов и другие геологи, производившие более раннее геологическое картирование основных и ультраосновных массивов Среднего Урала, показали, что эти массивы внедрились после главной вариской фазы складчатости, проявившейся на Урале, в которой участвовали нижнекаменноугольные образования. Это последнее представление следует считать более обоснованным.

Форма залегания рудоносных гипербазитов пока точно не установлена, но имеется предположение, что это сложно дифференцированный лакколит, в основании которого залегают дуниты, а выше распо-

ложены перидотиты, пироксениты и габбро. Однако если это предположение и не подтвердится, то все равно на глубине должен находиться магмоподводящий канал, вытянутый вдоль крутопадающего глубинного разлома, вдоль которого несомненно также залегают интрузивные породы, в том числе, по-видимому, и дуниты, часто размещающиеся в узлах пересечения таких разломов с разрывами других направлений. Независимо от морфологии интрузивных массивов, проявленных вдоль гипербазитового пояса Урала, рудные поля с месторождениями и рудопроявлениями хрома и платины тяготеют к дунитовым ядрам. В одних случаях эти месторождения в коренном залегании не имеют промышленного значения, но в результате их размыва и высвобождения платины, находящейся в рассеянном состоянии в дунитах, образуются промышленные аллювиальные и элювиальные россыпные месторождения в долинах рек, разрезающих дунитовые массивы. Некоторые из этих массивов, например, несут и промышленные коренные месторождения платины. Среди таких дунитовых массивов залегают до нескольких сот рудных тел, представленных гнездами, линзами, жиллообразными и столбообразными телами хромитов, включающих минералы платины. Незначительные скопления хрома и платины имеются также в пироксенитах, окаймляющих дуниты.

Комплексные титаномагнетитовые месторождения в южной части гипербазитового пояса, согласно С. А. Кашину (1948), приурочиваются к массивам меланократового габбро или к небольшим участкам пироксенитов. В последних наблюдаются более богатые скопления титана, но они не содержат ванадия и в них почти полностью отсутствует медь. Комплексное медно-титано-ванадиевое оруденение размещается в висячем боку интрузива, в его апикальной части.

Примером позиций рудных полей собственно магматических месторождений являются хромитовые рудные поля, залегающие в Кемпирсайском массиве гипербазитов¹. Наиболее важные в промышленном отношении хромитовые месторождения связаны со сводовым поднятием. Здесь размещается Главное рудное поле, сложенное гарцбургитами с обособлением двух зон весьма сложного петрографического состава, но с резким преобладанием дунитов и пироксеновых дунитов.

Типичным примером структурно-геологических позиций рудных полей собственно магматических месторождений является также Кусинское титаномагнетитовое рудное поле. Оно размещается в относительно узком массиве габбро, имеющем северное — северо-восточное простирание и падающем согласно с вмещающими толщами, представленными мраморами в лежачем боку и гнейсами в висячем, под углом 45° на восток. В. С. Мясликов (1959) показал, что Кусинский массив является одним из серии массивов основных и частью ультраосновных пород, вытянутых на протяжении более 75 км в северо-восточном направлении. Возраст массивов 1100 млн. лет и возникли они в позднюю интрузивную фазу развития кристаллического основания Русской платформы. Древние массивы основных пород и связанные с ними титаномагнетитовые месторождения подвергнуты последующему метаморфизму, интенсивность которого уменьшается с севера на юг. Титаномагнетитовые рудные тела, залегающие в Кусинском массиве, представлены

¹ Вдоль восточного склона Урала выявлены десятки рудных полей (массивов гипербазитов) с многочисленными рудопроявлениями и месторождениями хромитов.

не жилами, как это ранее считалось, а пластообразными залежами, ориентированными согласно стратификации пород массива и смятыми в складки.

Рудные поля на щитах. Типичным примером рудных полей на щитах являются платиновые месторождения Трансвааля в Южной Африке, связанные с Бушвельдским лополитом основных и ультраосновных пород. Структурно-геологическая позиция всего лополита видимо определяется крупным разрывным нарушением, развитым в его основании, которое служило магмоподводящим каналом. Размещение платинового оруденения связано со стратификацией массива в его нижней части, имеющей мощность 15—20 м и представляющей собой горизонт Меренского, включающий 10 псевдопластов пород, прослеживающихся на значительной площади.

Рудные поля на активизированных щитах. Типичным примером структурно-геологических позиций рассматриваемых рудных полей являются медно-никелевые рудные поля Печенгского района на Кольском полуострове, приуроченные к печенгской слонстой свите, залегающей на архейском гранито-гнейсовом и гранитном фундаменте. В этой свите выделяется пачка пород, включающая филлиты, туфы, туффиты, глинистые сланцы, известняки и другие породы, интенсивно смятые в складки и прорванные основными и ультраосновными массивами верхнепротерозойского возраста, с которыми генетически связано медно-никелевое оруденение.

Никеленосные массивы представлены в основном согласными телами, значительная доля которых (более 35%) размещается в центральной изогнутой по простиранию части туфогенно-осадочной толщи, осложненной разрывами.

Структурно-геологическая позиция рудных полей Печенгского района прежде всего определяется изгибом печенгской свиты по простиранию. В размещении рудных полей, кроме того, большое значение приобретают благоприятные по физико-механическим свойствам породы осадочной толщи, пронизанной массивами основных пород, подвергнутых интенсивной трещиноватости, а также секущие западные сбросы.

Рудные поля на активизированных платформах. Примером структурно-геологических позиций рудных полей собственно магматических месторождений на активизированных платформах является Норильское рудное поле, находящееся на севере Сибири. Позиция его определяется положением рудоносных дифференцированных габбро-долеритов. Последние размещаются в пределах пологой синклинальной складки, развившейся на платформе, с осью, вытянутой в северо-восточном направлении. Магматические расплавы дифференцированных габбро-долеритов поднимались по крутопадающим разрывам, вытянутым на северо-восток параллельно осям складки, и распространялись по пологим межформационным срывам, образовав пологозалегающие тела сложной формы. Отдельные интрузивные тела дифференцированных габбро-долеритов находятся на различных стратиграфических уровнях, но в общем же они локализируются в пределах довольно узкого стратиграфического горизонта, вблизи сравнительно маломощной тунгусской серии осадочных пород среднего карбона — верхней перми, размещаясь вдоль межформационных срывов, проникая по восстанию в нижнюю часть триасовой лавовой толщи, или в верхи осадочных пород девона, подстилающих тунгусскую серию.

ПЕГМАТИТОВЫЕ РУДНЫЕ ПОЛЯ

Возраст пегматитов — самый различный — от докембрийского до альпийского включительно. Как уже упоминалось, в складчатых областях пегматиты обычно образуют рудные пояса, которые нередко совпадают с рудными поясами, несущими редкометалльное оруденение, сопровождающееся грейзенизацией вмещающих пород. Известны очень крупные пегматитовые пояса, обрамляющие края древних щитов либо развитые на стыках архейских и протерозойских образований. Часто пегматитовые пояса размещаются вдоль зон развития ксенолитов в гранитоидах. Пегматиты, проявленные в пределах отдельных полей, обычно ассоциируют с конкретными интрузивными массивами гранитондов, с которыми они и находятся в генетической связи. Однако известны и такие пегматитовые пояса, развитые вдоль контактов кристаллических сланцев и гнейсов, в пределах которых отсутствуют выходы гранитоидов (согласно М. Гольдшмидту, в сланцах в 100 раз больше пегматитов, чем в гранитах). Поля гранитных пегматитов залегают в различных породах, известны даже в массивах анартозитов. Очевидно, в этом случае гранитоиды, с которыми пегматиты находятся в генетической связи, пока не вскрыты эрозией.

Внутри некоторых поясов устанавливается серия рудных полей, несущих сотни или даже тысячи отдельных пегматитовых рудных тел. Однако, по А. И. Гинзбургу (1961), среди них практическое значение представляют лишь 3—5% пегматитов. Образуются пегматиты в условиях становления гранитных массивов средних глубин. Верхний предел формирования пегматитов 4—5 км (редко до 2 км), максимальный вертикальный размах не более 1—1,5 км, т. е. средняя глубина формирования 4—6 км. Слюдяные пегматиты образуются на большей глубине. Наиболее благоприятными вмещающими породами для пегматитов являются алюмосиликатные, хотя для слюдяных пегматитов часто включающие карбонатные разности. Распределение пегматитовых полей в пределах отдельных пегматитовых поясов определяется в основном следующими тремя факторами: 1) морфологией и структурой кровли гранитного массива, 2) тектоническими особенностями рудоносных площадей, 3) наличием благоприятных в литологическом отношении горизонтов (особенно для слюдяных пегматитов). Позиция пегматитовых рудных полей в значительной степени определяется глубиной эрозионного среза. При этом, согласно А. И. Гинзбургу (1961), следует различать три возможных варианта.

При небольшой глубине эрозионного среза (не более 1—2 км) пегматитовые поля могут локализоваться во вмещающих породах кровли над скрытыми на глубине куполами гранитондов. Размещаясь в таких условиях, пегматиты обычно вытягиваются в виде узких зон вдоль крупных разрывных нарушений.

При средней глубине эрозионного среза (4—6 км) пегматитовые рудные поля размещаются в зоне экзоконтакта гранитных массивов и оказываются значительно более широкими. Они часто развиваются в участках вмещающих пород, залегающих между выходами отдельных куполов гранитных массивов. Нередко пространственно связаны с одиночными интрузивными массивами.

При большой глубине эрозионного среза (более 5—6 км) формируются широкие и расплывчатые рудные поля и пояса. Размещаются они обычно вдоль контактов гранитных массивов с вмещающими поро-

дами, а также в глубоких депрессиях в кровле батолитов, в гибридных породах, ксенолитах, в пологих контактах, изгибах гранитных массивов в плане.

При любой глубине эрозионного среза пегматитовые поля часто размещаются в изгибах по простиранию пород кровли. Типичным примером приуроченности пегматитовых полей к изгибам в плане антиклинальных складок являются поля пегматитов Урала, связанные с интрузивными массивами щелочного состава.

КАРБОНАТИТОВЫЕ РУДНЫЕ ПОЛЯ

Структурно-геологические позиции рудных полей карбонатитовых месторождений, несущих ниобиевое, частью танталовое и редкоземельное оруденение, определяются позицией массивов ультраосновных-щелочных пород, в которых эти поля размещаются. Массивы обычно развиты на консолидированных в протерозойское время складчатых областях или платформах, подвергнутых палеозойской или даже мезозойской тектоно-магматической активизации.

Рассмотрим пример позиции ультраосновного-щелочного массива по А. А. Фролову и др. (1969). Этот массив находится в древней складчатой области, консолидированной задолго до его внедрения. Вмещающие породы представлены среднепротерозойскими песчаниками и сланцами, смятыми в антиклинальную складку, опрокинутую к северо-востоку. В конце протерозоя и в начале палеозоя складка была разбита серией продольных и поперечных разрывных нарушений. В месте их пересечения внедрился среднепалеозойский массив ультраосновных-щелочных пород, в котором и сформировались карбонатиты. Массив вытянут вдоль основного северо-западного разрыва и по строению может быть отнесен к массивам центрального типа, но отличается лицевностью, резким преобладанием поздних магматических образований над ранними, значительным распространением дайковой серии пород, широким развитием карбонатитов. Сами же карбонатиты возникли путем выполнения полостей и замещения щелочных пород сложными карбонатными минеральными ассоциациями, включающими рудные минералы (пироксид, колумбитизированный гатчеттолит и паризит), сформированными в четыре стадии. Размещаются карбонатиты в участке пересечения щелочных пород разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний, унаследовавших ранее существовавшие ослабленные направления.

РУДНЫЕ ПОЛЯ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Примеры структурно-геологических позиций рудных полей гидротермальных месторождений рассмотрим отдельно для внутренних поднятий геосинклиналей — интрагеоантиклиналей, срединных массивов и активизированных платформ.

Рудные поля в интрагеоантиклиналях. Примеры структурно-геологических позиций этих рудных полей рассмотрим отдельно для полей, связанных со складчатыми и трещинными структурами. К первым относятся рудные поля полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Все известные из них, развитые в полиметаллическом поясе провинции, тяготеют к Прииртышской и Северо-Восточной зонам смятия.

Месторождения, находящиеся в их пределах, сформировались в эффузивно-осадочных отложениях среднего девона, частью нижнего карбона. Эти отложения смяты в складки с осями, ориентированными преимущественно на северо-запад, и пересечены разрывными нарушениями северо-западного, северо-восточного и частью меридионального и субширотного простираний, а также различными интрузивными породами.

Структурно-геологическая позиция рудных полей полиметаллических месторождений всех районов Рудного Алтая определяется сочетанием складчатых и разрывных нарушений (Баранов, 1960). В качестве типичного примера может быть рассмотрено достаточно хорошо изученное Зыряновское рудное поле (рис. 59). Оно приурочено к одноименной субширотной антиклинали сундучного типа с крутопадающими крыльями (А. К. Каюпов и др., 1957 г.). Зыряновская антиклиналь осложняет юго-западное крыло более крупной Ревнюшинской антиклинали.

Структурно-геологическая позиция Зыряновского рудного поля определяется наличием широтной антиклинальной складки, осложняющей главную антиклиналь и рассеченной разрывными нарушениями широтного и северо-западного простирания. Существенную роль в локализации оруденения играет благоприятная для рудоотложения пачка часто перемежающихся алевритов и кварцевых альбитофиров, перекрываемая однородными порфироидами.

Структурно-геологические позиции рудных полей в интрагеоантиклиналях, характеризующихся трещинными структурами, могут быть рассмотрены на примере Восточного Карамазара, сложенного верхнепалеозойскими эффузивами (преимущественно кислыми) и их туфами, смятыми в пологие складки и осложненными разрывными нарушениями (рис. 60).

Для рассматриваемого района характерно развитие средне- и низкотемпературных медно-висмутовых, свинцово-цинковых и серебро-свинцовых месторождений и рудопроявлений, представленных жилами и штокверковыми зонами. Относительно слабо распространены баритовые жилы, иногда с галенитом. Типичным для Восточного Карамазара является Адрасманское рудное поле. В его пределах развита преимущественно медно-висмутовая минерализация. Рудное поле размещается среди верхнепалеозойских туфолав кварцевого порфира, включающих неkki, сложенные жерловыми фациями тех же пород. Структурно-геологическая позиция Адрасманского рудного поля определяется крупным Свинцовым разломом северо-западного простирания, заложённым еще в процессе формирования эффузивной толщи и сопряженным с Тарызканским разломом, а также некком экстрезивных пород, приуроченных к месту пересечения Свинцового разлома с северо-восточным разрывным нарушением.

Другим примером структурно-геологической позиции рудных полей, сформированных в интрагеоантиклинальных областях и характеризующихся развитием трещинных структур, является Алтын-Топканское свинцово-цинковое рудное поле скарновой формации, находящееся в Западном Карамазаре.

Алтын-Топканское рудное поле (рис. 61) размещается в известняках верхнего девона и нижнего карбона, простирающихся в западном—северо-западном направлении. Северо-восточными сбросами породы разбиты на ряд блоков, смещенных относительно друг друга. Южная граница известняковой гряды определяется крупным разрывным нарушением — Контактным разломом, по которому карбонатные породы

надвинуты на раннегерцинские гранодиориты. Вблизи этого нарушения известняки интенсивно рассланцованы, а гранодиориты милонитизированы. На севере известняки по тектоническому контакту отделены от верхнекарбонových дацитов.

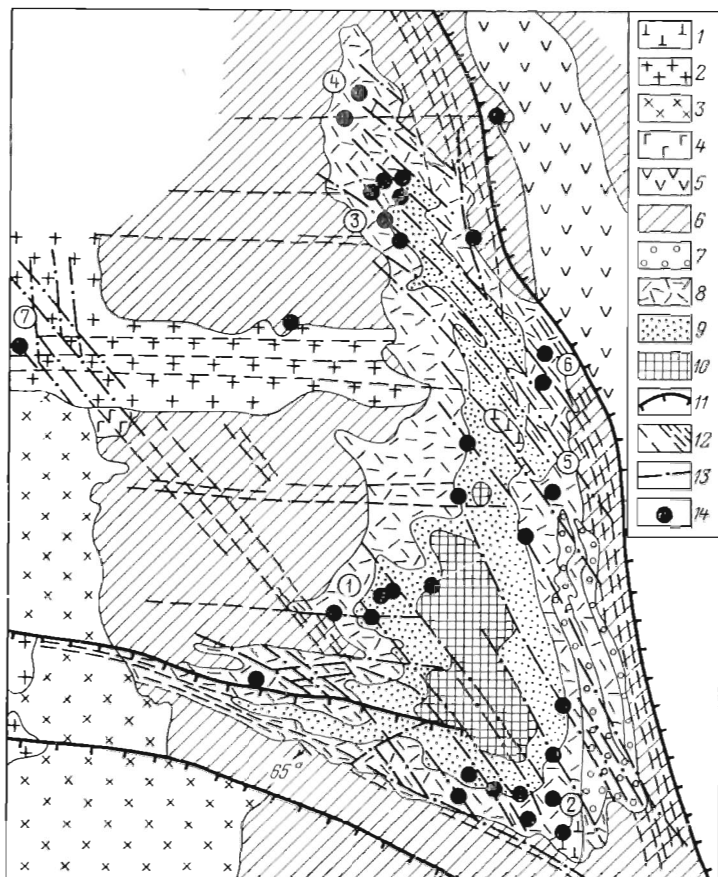


Рис. 59. Геолого-структурная схема Зырянского района (по В. Д. Баранову, 1960).

1 — дайки и малые тела габбро-диоритов, диорит-порфиров, лампрофиров; 2 — поздневерхнепалеозойские гранитоиды, 3 — ранневерхнепалеозойские гранитоиды; 4 — нижнекаменноугольные габбро, габбро-диориты; 5 — порфириты и их туфы (С1v); 6 — алеволиты, аргиллиты, песчаники (D₂v — С₁); 7 — порфириты субвулканической фации (D₂₋₃); 8 — кварц-альбитофиров субвулканической фации, их туфы, алеволиты (таловская — маслянская свиты — D₂); 9 — туфы кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиров, кварцевые альбитофиров, алеволиты (берзовская свита — D₁); 10 — метаморфические породы (P₂); 11 — основные разломы; 12 — зоны интенсивного расланцовывания и метаморфизма пород; 13 — разрывные нарушения, трещины; 14 — полиметаллические рудные поля и месторождения (1 — Зырянское, 2 — Греховское, 3 — Путинцевское, 4 — Малеевское, 5 — Богатыревское, 6 — Осочинское, 7 — Парыгинское)

Структурно-геологическая позиция Алтын-Топканского рудного поля определяется длительно развивавшимся Контактным разломом. Этот разлом контролирует также положение верхнепалеозойских даек, вытянутых штоков гранит-порфиров, сыгравших важную роль в скарнообразовании. Наряду с этим в структурной позиции рудного поля су-

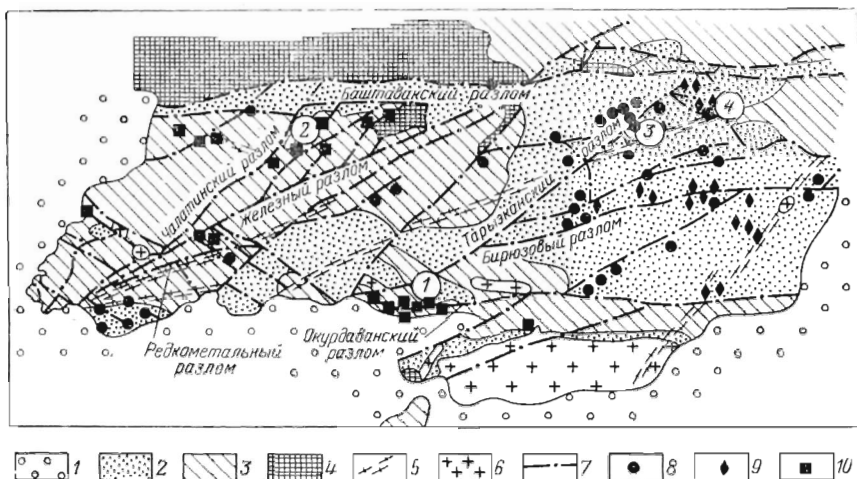


Рис. 60. Схема геологического положения рудных полей Юго-Западного Тянь-Шаня (по В. Н. Левину, 1965 г.).

1 — верхний структурный этаж (Mz—Kz); 2—3 — средний структурный этаж: 2 — верхний структурный ярус — эффузивы (C₃—P—T[?]); 3 — нижний структурный ярус — известняки (D₃—C₁), эффузивы (C₂); 4 — нижний структурный этаж — метаморфические сланцы (S₂); 5 — пояса даек; 6 — гранитоиды послепермские; 7 — разрывные нарушения; 8 — гидротермальные месторождения свинцово-цинковой формации; 9 — гидротермальные месторождения медно-висмутовой формации; 10 — скарповые, главным образом свинцово-цинковые месторождения.

Рудные поля (цифры в кружках): 1 — Кансайское, 2 — Алтын-Топканское, 3 — Тарыяканское, 4 — Адрасманское

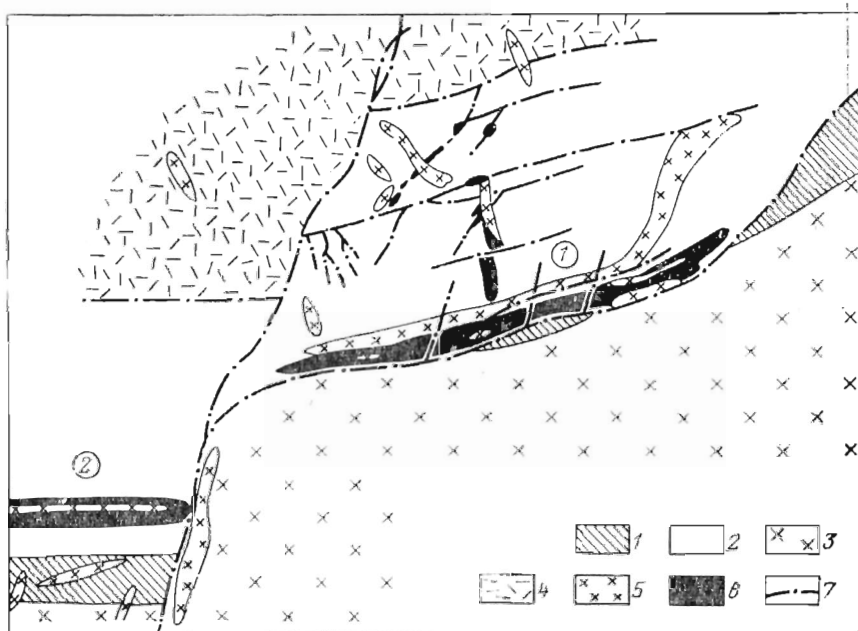


Рис. 61. Схема структурно-геологической позиции Алтын-Топканского рудного поля (по В. Ф. Чернышеву, 1961 г.).

1 — метаморфические сланцы; 2 — мраморизованные известняки, 3 — гранодиориты; 4 — андезитовые и дацитовые порфиры; 5 — дайки различного состава; 6 — биметасоматические, инфильтрационные скарпы и скарноиды; 7 — разрывные нарушения.

Подметаллические месторождения (цифры в кружках): 1 — Алтын-Топкан, 2 — Чалата

ществственное значение имеют сбросы северо-восточного простирания, движения по которым в процессе минерализации способствовали возникновению зон дробления и полостей вдоль Контактного разлома.

В качестве примеров структурно-геологических позиций рудных полей гидротермальных высокотемпературных оловянных и вольфрамовых месторождений, сформировавшихся в интрагеоантиклиналях, кратко охарактеризуем рудные поля Калба-Нарымского металлогенического пояса (рис. 62). Здесь оловянные, олово-вольфрамовые и вольфрамо-

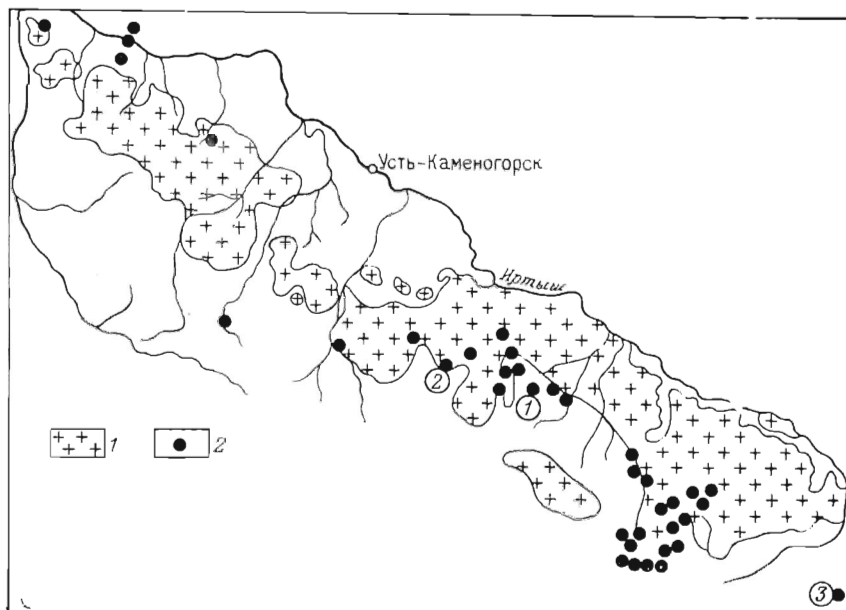


Рис. 62. Схема размещения рудных полей и месторождений в Калба-Нарымском рудном поясе (по Н. К. Морозенко, 1937 г.).

1 — граниты; 2 — оловянные месторождения и рудные поля (1 — Баймузринское, 2 — Карагонинское, 3 — Ленинское)

вые месторождения сформировались в породах кровли массивов гранитоидов, представленных сланцами, и в самих массивах гранитоидов. Из рудных полей Калбинского района можно назвать Карагонинское, представленное кварц-касситеритовыми жилами. Приурочено оно к узкой полосе сланцев, окруженной с трех сторон гранитами и пересеченной серией даек антитов, вытянутых в северо-западном направлении. Рудные жилы приурочены к разрывным нарушениям, вытянутым параллельно этим дайкам. В пределах Нарымского района, представляющего продолжение Калбинского района на правом берегу Иртыша, интересна структурно-геологическая позиция рудного поля Чердожского олово-вольфрамового месторождения. Оно приурочено к штоку плагиогранит-порфиров, прорывающему песчано-сланцевую толщу, которая вблизи этого штока резко изменяет простирание с северо-западного на северо-восточное. Рудовмещающие плагиогранит-порфиры подвергнуты графитизации, турмалинизации, окварцеванию и содержат вкрапленность пирита и арсенопирита. Шток плагиогранит-порфиров, включающий рудоносные грейзены рудного поля, находится всего на

расстоянии 10—20 м от гранитов главного массива Нарымского хребта и отделяется от него узкой полосой осадочных пород. Граниты по этому контакту надвинуты на осадочные породы. Сам же этот надвиг несомненно имеет большое значение в размещении рудного поля. В целом же структурно-геологическая позиция Чердожского рудного поля определяется наличием штока плагиогранитпорфиров, положение которого контролируется проходящим в непосредственной близости надвигом, а также резким изгибом простираения песчано-сланцевых толщ, прорываемых этим штоком.

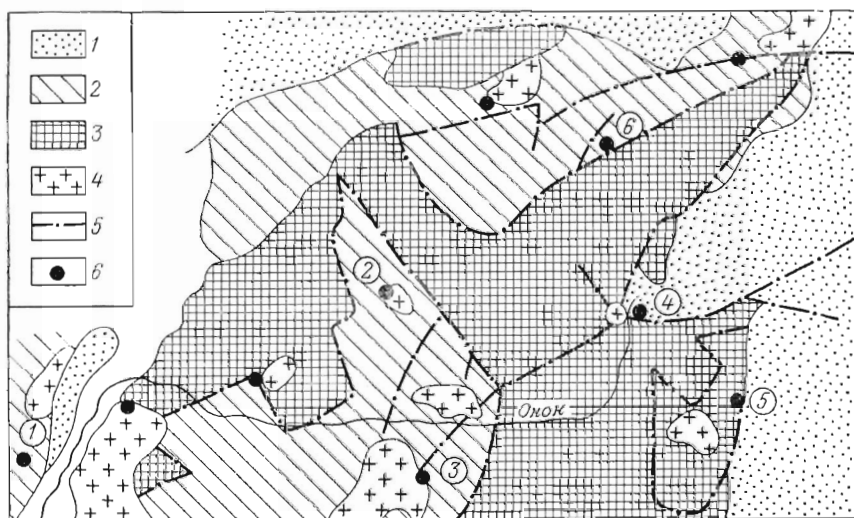


Рис. 63. Схема размещения рудных полей и месторождений в районе Агинской плиты, Восточное Забайкалье (по Г. Л. Падалке и др., 1958 г.).

1 — верхний структурный этаж — сланцы и песчаники (J—Cg); 2 — средний структурный этаж — песчаники и сланцы (P—T₂); 3 — нижний структурный этаж — песчаники и сланцы (P₂—2); 4 — интрузивы гранитоидов (J₂); 5 — разрывные нарушения; 6 — рудные поля оловянных и полифраммовых месторождений (1 — Халчаранга, 2 — Спокойнинское, 3 — Дурдугуйское, 4 — Оноокское, 5 — Шерловая Гора)

Рудные поля в срединных массивах. Примерами срединных массивов, в пределах которых развиты рудные поля гидротермальных месторождений, являются Агинская плита в Восточном Забайкалье, Колымский массив в Верхоянской геосинклинали, Чешский массив, плато Колорадо в США и ряд других. Агинская плита (рис. 63), занимающая значительную площадь Забайкалья, сложена осадочной толщей (песчаниками, сланцами и др.) средне- и нижнепалеозойского возраста, смятой в складки северо-западного простираения. В окраинных частях плиты на среднепалеозойских отложениях несогласно залегают песчаники и сланцы пермского возраста, которые смяты в пологие складки с осями, ориентированными в широтном и восточном — северо-восточном направлениях. Агинская плита окаймляется песчано-сланцевыми и местами более грубообломочными толщами нижне-среднеюрского возраста, интенсивно смятыми в складки и осложненными серией разломов, параллельных границам плиты. Область развития дислоцированных юрских отложений получила название складчатого обрамления.

В пределах Агинской плиты обнажаются массивы верхнеюрских гранитоидов, как вытянутые согласно с простиранием складок, так и занимающие секущее положение. Вся плита разбита серией разрывных нарушений, имеющих в основном северо-западное, широтное и частично северо-восточное простирание. Более крупные из них были заложены еще в палеозойское время, в процессе складчатости. В период позднемезозойской активизации по ряду из этих нарушений возобновились тектонические движения и внедрились штоки и дайки гранитоидов. В пределах Агинской плиты размещается ряд рудных полей, включающих месторождения олова и вольфрама, представленных простыми и сложными жилами, а также разнообразными штокверками. Относительно интрузивов гранитоидов рудные поля занимают различное положение. Некоторые из них размещаются внутри интрузивов (Дурулгуйское, частью Спокойнинское), в основном же среди песчано-сланцевых пород кровли (Оюнное, Хапчерангинское и др.). Отдельные рудные поля, например Шерловогорское, пространственно тяготеют к породам жерловой фации верхнеюрских вулканов.

Рудные поля на активизированных щитах. Области активизированных щитов характеризуются широкими площадями распространения древних архейских и протерозойских метаморфических толщ, интенсивно дислоцированных и прорванных допалеозойскими интрузивными образованиями. Все эти породы образуют кристаллическое основание. На отдельных участках, чаще в краевых частях щитов, иногда развиты слоистые отложения платформенного чехла, залегающие с резким несогласием на породах кристаллического основания. Разрывные нарушения, развившиеся в породах основания, часто представлены зонами интенсивного рассланцевания и милонитизации мощностью до 300—500 м. Древние разломы во многих случаях служили каналами для проникновения магматических расплавов кислого, субщелочного и щелочного состава. Они проявляются также в процессе рудоотложения и контролируют размещение рудных полей эндогенных месторождений, прежде всего золоторудных, свинцово-цинковых и др.

Примером структурно-геологической позиции рудных полей на активизированных щитах является Маданское рудное поле, находящееся в Родонском массиве Болгарии. Сложено оно протерозойскими гнейсами с прослоями мраморов, полого наклонными на северо-запад — северо-восток. В пределах поля развито шесть протяженных крутопадающих рудоносных зон, вытянутых в субмеридиональном направлении и несущих свинцово-цинковое оруденение.

Структурно-геологическая позиция рассматриваемого поля определяется зонами рассланцевания и милонитизации и секущими их субширотными разрывами.

Рудные поля на активизированных платформах. Горизонтально лежащие либо слабо наклонные слоистые толщи, слагающие платформы, в процессе активизации характеризуются появлением локальных, но достаточно интенсивных прогибов и поднятий. В пределах таких прогибов, вызванных движением фундамента, отлагаются толщи осадочных пород, более мощные по сравнению с прилегающими частями платформ. В некоторых случаях в прогибах накапливаются вулканогенно-осадочные отложения, иногда подвергнутые пликвативным деформациям, сопровождаемым внедрением массивов гранитоидов. В тех же частях активизированных платформ, в пределах которых складчатость не проявлена, в слоистых толщах отмечаются трещинные интрузии.

Общей особенностью формирования месторождений свинца, цинка, меди, золота и других металлов на активизированных платформах является их нахождение среди осадочных толщ, залегающих над выступами фундамента и обладающих повышенными коллекторскими свойствами, которые прежде всего характерны для глубин порядка 500—1500 м от земной поверхности (Ф. И. Вольфсон, Н. А. Минский, 1972 г.). Во всех известных рудоносных провинциях характеризуемые рудные поля контролируются крупными разломами фундамента, нередко разрастающимися по восстанию и проникающими в осадочные породы чехла. Если горизонты пород с повышенными коллекторскими свойствами лежат непосредственно на фундаменте, то рудоконтролирующими и рудопроводящими являются сами разломы фундамента, перекрытые слоистыми толщами, над которыми и локализуются рудные поля.

Типичным примером позиций рудных полей на активизированных платформах являются поля медного пояса Центральной Африки. Этот пояс, ориентированный на северо-запад и имеющий протяжение более 300 км и ширину 65 км, проходит через Замбию, а его ответвление прослеживается в Катангу (Заир). На древних кристаллических породах фундамента здесь залегает толща слоистых осадочных пород, занимающая значительную площадь. Наиболее древними в этой толще являются позднепротерозойские породы системы Катанга, в которой и залегают главнейшие месторождения меди. Рудоносная формация представлена слоистыми доломитами, перекрытыми слоистыми аргиллитами, получившими название (вместе с доломитами) «рудных сланцев». Поверх них залегают пиритсодержащие аргиллиты. «Рудные сланцы», вмещающие $\frac{2}{3}$ запасов меди, распространены на значительной площади. Однако оруденение приурочивается лишь к определенным пластам, развитым среди них. Структура медного пояса обуславливается типичной для Африки рифтовой тектоникой. Отдельные рудные поля внутри медного пояса размещаются в пределах складчатых сооружений, возникших в связи с глыбовыми движениями. Основными тектоническими элементами, определяющими структурно-геологическую позицию рудных полей медного пояса Центральной Африки, являются скрытый разлом фундамента, а также тектонические элементы, проявившиеся в платформенном чехле в связи с глыбовыми движениями фундамента. Немаловажную роль сыграли также резко меняющиеся физико-механические свойства платформенных отложений, вмещающих оруденение, что способствовало развитию послыдных зон дробления.

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Глава V.

ГЛАВНЕЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

СИСТЕМАТИКА СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Систематика структур рудных полей и месторождений разработана В. М. Крейтером (1940 г., 1956, 1960 г.), А. В. Королевым и П. А. Шехтманом (1965), А. С. Великим (1961), В. И. Смирновым (1969), Г. Ф. Яковлевым (1968), С. А. Вахромеевым (1973) и др.

В. М. Крейтером (1956) в породах различного состава выделены и описаны четыре группы рудных полей: контролируемых складчатых структурами, разрывными структурами перемещения, трещинными структурами и комбинированными структурами. Месторождения подразделены на пять структурных групп: складчатые, разрывные перемещения, трещинные, кливажные, а также трубчатые и другие сложные структуры; в каждой из них выделяются структурные типы (всего 19 типов). Группы структур рудных полей и месторождений в систематике В. М. Крейтера почти полностью совпадают.

В. И. Смирнов (1969) выделяет 25 структурных типов месторождений в шести группах: согласные структуры слоистых гоним, секущие структуры крупных разрывов, структуры тектонических трещин, комбинированные структуры, структуры контактов изверженных пород и структуры формирования изверженных пород. Кроме того, выделено 10 групп рудных полей, шесть из которых совпадают со структурными группами месторождений.

Иначе построена систематика рудных полей А. В. Королевым и П. А. Шехтманом (1965). Эндогенные рудные поля рассматриваются этими исследователями в подвижных поясах и на платформах. Типы рудных полей определяются формационным составом вмещающих пород, тектоническими элементами (складками, разрывами), а также согласным, секущим или комбинированным типом рудных тел. Кроме того, описываются рудные тела, а месторождения рассматриваются совместно с рудными полями.

А. С. Великим (1961) разработана структурная система рудных тел и выделены две группы структур рудных полей: согласные со складчатой структурой и секущие складчатую структуру и интрузивы. В этих двух группах выделены всего шесть структурных типов рудных полей. Рудные месторождения А. С. Великим не выделяются и не рассматриваются.

Г. Ф. Яковлевым (1968) все структуры рудных полей и месторождений подразделены на тектоногенные и тектоно-магматогенные. Внутри этих крупных подразделений рассматриваются группы, подгруппы и классы рудных полей и месторождений.

С. А. Вахромеев (1973) рассматривает рудные поля, согласные складчатой структуре и секущие складчатую структуру и интрузивы. Отдельно характеризуются рудные тела и рудные столбы, а структурные типы месторождений не выделяются.

Таким образом, лишь в некоторых руководствах рудные поля и месторождения описываются раздельно, чаще же они рассматриваются совместно. Это и понятно, поскольку во многих случаях рудное поле и месторождение в сущности представляют собой единое целое и реже удается четко выделить хорошо ограниченную тектоническими элементами рудоносную площадь, соответствующую рудному полю, в пределах которой находится несколько месторождений. В связи с этим наиболее целесообразно рудные поля и месторождения систематизировать и рассматривать совместно, учитывая при этом, что каждое из этих понятий имеет также и самостоятельное значение.

В основе структурной систематики рудных полей и месторождений должны лежать тектонические элементы — складки, разрывы, интрузивные массивы, их внутреннее строение и зоны контактов, вулканические сооружения и трубки взрывов, так как они в первую очередь определяют строение рудоносных участков. При разработке систематики необходимо иметь в виду, что структура многих рудных полей и месторождений является результатом сочетания складок с разрывными нарушениями, и нет месторождений в складках без разрывных нарушений. Кроме того, механизм формирования складок на большинстве рудных полей и месторождений остается не выясненным, и целый ряд генетических типов складок (диапировые, блокированные, складки скальвания) встречаются очень редко; описанные в литературе примеры недостаточно обоснованы и нуждаются в ревизии и подкреплении дополнительным фактическим материалом.

Резкие границы, проводимые рядом исследователей между разрывными структурами перемещения, трещинными и кливажными структурами, в действительности являются весьма условными. Все они должны рассматриваться в единой группе. Самостоятельными группами в систематике должны являться месторождения, приуроченные к вулканическим сооружениям и трубкам взрывов, имеющие ряд специфических особенностей. При систематике рудных полей и месторождений, приуроченных к складкам, необходимо учитывать морфологию складок, пространственное положение шарнира складок, а также положение месторождений и отдельных рудных тел в различных частях складки.

В табл. 5 приведен вариант систематики главнейших структурных типов рудных полей и месторождений, учитывающий высказанные основные положения. Все эндогенные рудные поля и месторождения подразделены на восемь структурных групп, в каждой из которых выделяются подгруппы, а внутри подгрупп — структурные типы рудных полей и месторождений.

В первую группу включены многочисленные полиметаллические, медноколчеданные, сурьмяно-ртутные, золоторудные и другие месторождения, приуроченные к складкам, осложненным разрывными нарушениями. Большинство этих месторождений связано со складками, имеющими горизонтальный или слабо наклонный шарнир (подгруппа А), и реже встречаются месторождения, приуроченные к складкам с крутопогружающимся шарниром (подгруппа Б). Месторождения названных двух подгрупп имеют существенные

Главнейшие структурные типы эндогенных рудных полей и месторождений

Группа	Подгруппа	Структурные типы	Примеры месторождений
I. Рудные поля и месторождения, приуроченные к складкам, сложенным разрывными нарушениями	А. Складки с горизонтальным и слабоаклонным шагнгом	<ol style="list-style-type: none"> 1. Седловидные многоярусные рудные залежи в замках подобных складок, осложненных разрывными нарушениями 2. Пластообразные, а также жиллообразные и неправильной формы рудные тела в замках концентрических складок, осложненных разрывными нарушениями 3. Пластообразные, жильные и сложной формы рудные тела преимущественно в замках и частично на крыльях горст-антиклинальных (глыбовых) складок 4. Пластообразные, гнездообразные и неправильной формы рудные тела в замках блокированных складок, осложненных продольными и поперечными нарушениями 5. Штокообразные, пластообразные и неправильной формы рудные тела в замках диапировых складок 6. Пластообразные рудные тела на крыльях и частично в замках складок, приуроченные к горизонтам пород с повышенными коллекторскими свойствами, осложненных разрывными нарушениями 7. Пластовые, пластообразные и неправильной формы рудные залежи и жиллообразные тела на крыльях складок, осложненных межпластовыми срывами и секущими разрывными нарушениями 	<p>Бендиго, Балларат, Кастл-майн, Блеквуд и др.</p> <p>Магнитогорское и другие скарпные на Урале, Кадамджайское, медноколчеданные Урала и др.</p> <p>Ленингорское, Зыряновское, Змеиногорское, Магланское, Гурдаринское, Джизикрутское и др.</p> <p>Хайдарканское, медные и флюоритовые проявления района Вершинки в Хакасии</p> <p>Чакуракское, Аурахматское</p> <p>Никитовское, Хуанкавелика, Альмаден, Миргалмсайское, Джезказганское</p> <p>Высокогорское, Шалымское, Брич-Мулла</p>
	Б. Складки с крутопокружающимися шарниром	<ol style="list-style-type: none"> 1. Седловидные, S-образные, трубообразные, линзовидные и другие рудные тела в замках складок 	<p>Хоумстейк, Колар, Морро-Вельо, Брокен-Хилл, полиметаллические Джунгарского Алатау, некоторые железорудные Кривого рога</p>
II. Рудные поля и месторождения, приуроченные к разрывным нарушениям	А. Жильные рудные поля и месторождения	<ol style="list-style-type: none"> 1. В одной системе трещин 2. В двух системах трещин 	<p>Хачераига, Давенда, Шахтама, Мончегорское, пегматиты ряда районов</p> <p>Улахан-Эгеляхское, Этыка, Центральное, Токурское, Белуха, Хрустальное, Акчатау, Восточно-Коунрадское</p>

Группа	Подгруппа	Структурные типы	Примеры месторождений
II. Рудные поля и месторождения, приуроченные к разрывным нарушениям	А. Жильные Рудные поля и месторож- дения	3. В трех и более системах трещин 4. В разноориентированных преимущественно поперечных трещинах в узких зонах и дайках (лестничные жилы)	Иультинское, Депутатское, Букукинское, Цзянси, Фрейберг, Итакинское, Кочкарское, Березовское, Хоч-Маунтин и др.
	Б. Рудные поля и месторождения в крупных разрывных нарушениях и оперяющих их трещинах	1. В древних разломах сложного строения в метаморфических породах фундамента 2. В пологопадающих сколовых нарушениях (надвигах), а также в главных разрывах и оперяющих трещинах, возникающих на участках искривления 3. В крутонадающих сколовых разрывных нарушениях (сбросах, взбросах, сдвигах и др.), а также в главных разрывах и оперяющих трещинах, возникающих на участках искривления разрывов 4. Участки пересечения разрывными нарушениями и оперяющими их трещинами горизонтов благоприятных пород 5. Рудные грубы и столбы в узлах пересечения и сопряжения разрывных нарушений различного порядка 6. В разрывных нарушениях, осложненных поперечными дорудными тектоническими трещинами 7. Минерализованные рудные зоны сложного строения и зоны скалывания 8. Штокверковые месторождения, связанные с одной системой сближенных разрывных нарушений, сопровождаемых системами мелких оперяющих трещин 9. Штокверковые месторождения, приуроченные к узлам пересечения и сопряжения двух и более систем сближенных разрывных нарушений, сопровождаемых системами мелких оперяющих трещин 10. Штокверковые месторождения, приуроченные к клиповидным тектоническим блокам в узлах сопряжения и разветвления разломов	Урановые брашиеритовые, ураново-альбититовые и золоторудные месторождения Чаган-Узунское, Акташское Кирунавара, Садонское, Верхний Згид, Сарылахское, Чонкойское, Материнская жила, Сан-Рафаэль и др. Маданское, сурьмяно-ртутные в Средней Азии Кансайское, Нерчинский Заповод Какадур-Хапикомское, Замбаракское и др. в Средней Азии Оловорудные Комсомольского района и Приморья Чукикамата, Бощекул Каджаранское, Агаракское, Дастакертское, Анкаванское, Жирекенское, Сорское, Алмалык и др. Редкометалльные месторождения ряда районов, золоторудные Средней Азии

Группа	Подгруппа	Структурные типы	Примеры месторождений
III. Рудные поля и месторождения, приуроченные к зонам контактов интрузивных массивов, осложненных газ-равными нарушениями	A.	Наклонные и крутопадающие контакты интрузивных массивов сложной формы, осложненные разрывными нарушениями	Сарбайское, Лянгарское, Майхура, Гумешевское и др.
	B.	Месторождения, связанные с зонами ксенолитов и останцами известняков или других пород кровли, осложненных разрывными нарушениями, в интрузивных породах	Ряд скариновых железорудных Урала
	В.	Рудные поля и место, ожде-ния, приуроченные к инт.у-зным штокам и куполовид-ным выступам гранитных массивов, осложненных раз-рывными нарушениями	Многие грейзеновые вольф-рама, олова и частью мо-либдена Альтенберг, вольфрамовые и олово-вольфрамовые За-байкалья и др. Югодзырское, Гейер, Пех-тельсгрюн, месторождения Казахстана, Циновец и др.
IV. Рудные поля и место рождения, приуроченные к расслоенным интрузивным массивам	A.	Основные и ультраосновные интрузив-ные массивы	Бушвельд, Мончегорское, гора Рудная Норильского рудного поля и др.
	B.	Щелочные интрузивные массивы	Ловозеро
V. Рудные поля и месторождения, приуроченные к многофазным интрузивным массивам коль-цевого строения (цент. ального типа)	A.	Полукольцевые жиллообразные нефелин-апатитовые тела, приуроченные к кони-ческим разрывам в щелочных массивах	Хибинь
	B.	Карбонатитовые рудные тела в кольце-вых, конических и радиальных разрыв-ных нарушениях ультраосновных щелоч-ных комплексов	Альпё, Ковдорское и др.
	В.	Штокверки в апикальной части штоко-образных интрузивных массивов, сопро-вождаемых радиальными дайками	Клаймакс
	Г.	Зоны редкометальных грейзенов и альби-титов, приуроченных к разрывным нару-шениям, в кольцевых и конических мас-сивах гранитондов с участием щелочных гранитов	Плато Джос, Байпазар и др

Группа	Подгруппа	Структурные типы	Примеры месторождений
VI. Рудные поля и месторождения, приуроченные к вулканическим сооружениям	А. К вулканическим куполам, осложненным разрывными нарушениями		Сибайское, Гайское, Кафанское, Потоси, золото-серебряные в Карпатах, редкометалльные карбонатитовые Африки
	Б. К вулканотектоническим депрессиям, осложненным разрывными нарушениями		Урановые и золоторудные
	В. К кальдерам		Крипл-Крик, Сильвертон, Агуачиле, Браден, рудносные кальдеры Средней Азии и Казахстана и др.
	Г. К линейным вулканическим сооружениям, осложненным продольными и поперечными разрывными нарушениями		Массивы вторичных кварцитов Казахстана и Средней Азии
	Д. К полям распространения субвулканических тел и корневых частей вулканических аппаратов, осложненных разрывными нарушениями		Молибден-урановые; оловянно-серебряные Боливии, флюоритовые хребта Томас (США)
VII. Рудные поля и месторождения, приуроченные к полям развития трубок, возникших в результате прорыва газов			Ключевское, Хипганское, Актюз, Ла-Колорадо, алмазные кимберлиты Сибири и Южной Африки и др.
VIII. Рудные поля и месторождения сложного строения, обусловленного сочетанием нескольких структурных типов			Ауэрбахо-Турьинское, Саякское, Качарское, Джидинское, некоторые золоторудные

различия в условиях локализации и морфологии рудных тел. Структурные типы рудных полей и месторождений определяются формой и генетическим типом складок, положением рудных тел в замке или на крыльях складок в сочетании с продольными или косоориентированными и поперечными разрывными нарушениями. Отдельные структурные типы определяются наличием горизонтов пластичных пород-экранов, а также горизонтов, благоприятных для проникновения гидротермальных растворов и локализации оруденения.

Вторая группа объединяет многочисленные рудные поля и месторождения, приуроченные к разрывным нарушениям. В первую подгруппу (А) включены жильные рудные поля и месторождения, связанные с системами трещин, а во вторую (подгруппа Б) — рудные

поля и месторождения в крупных разрывных нарушениях и опоряющих их трещинах. Структурные типы жильных месторождений (подгруппа А) расположены в последовательности возрастания числа рудоносных систем трещин (одна, две, три и более систем). Во второй подгруппе рассматриваются сначала рудные поля и месторождения, приуроченные непосредственно к разрывным нарушениям, затем в основных разрывах и опоряющих трещинах, а далее штокверковые месторождения, приуроченные к зонам крупных разрывных нарушений, узлам их пересечения и сопряжения.

К третьей группе отнесены рудные поля и месторождения, приуроченные к зонам контактов интрузивных массивов, осложненным разрывными нарушениями. В эту группу входят прежде всего многоэтапные скарновые и грейзеновые месторождения, а также некоторые пегматитовые и частично гидротермальные и сульфидные медно-никелевые ликвационные месторождения. Первая подгруппа (А) объединяет рудные поля и месторождения, приуроченные к весьма сложным наклонным и крутопадающим контактам интрузивных массивов, осложненным разрывными нарушениями. В такой весьма сложной геологической обстановке возникают разнообразные и сложные формы рудных тел. Ко второй подгруппе отнесены месторождения, связанные с зонами ксенолитов и останцами известняков в интрузивных породах, осложненных разрывными нарушениями. В третью подгруппу включены рудные поля и месторождения, приуроченные к гранитным штокам и куполам и размещающиеся как в интрузивных массивах, так и в породах кровли. Среди них выделяются жильные, штокверковые и сложные комбинированные (жильно-штокверковые) рудные поля и месторождения.

Четвертая группа представляет собой рудные поля и месторождения, приуроченные к расслоенным интрузивным массивам. К первой подгруппе относятся месторождения, связанные с основными и ультраосновными, а ко второй — со щелочными интрузивными массивами. Образование руд и структура этих месторождений определяются магматической стадией кристаллизации и становления интрузивных тел.

В пятую группу включены рудные поля и месторождения, приуроченные к сложным многофазным интрузивным комплексам и массивам кольцевого строения. Необходимо подчеркнуть, что магматические комплексы в этой группе месторождений являются интрузивными, формирование их происходило в глубинных условиях и не сопровождалось продуктами вулканической деятельности. К первой подгруппе отнесены хибинские нефелин-апатитовые месторождения, ко второй — некоторые карбонатитовые месторождения, к третьей — штокверки в апикальной части интрузивных массивов, сопровождаемых радиальными дайками, и к четвертой подгруппе — проявления грейзенов с редкометальной минерализацией в кольцевых и конических массивах гранитов и щелочных гранитов, которые встречаются на плато Джос в Нигерии, а также в Центральном Казахстане (пермские гранитные массивы).

В шестой группе объединены рудные поля и месторождения, приуроченные к вулканическим сооружениям, осложненным разрывными нарушениями. Среди них выделено пять подгрупп: приуроченных к вулканическим куполам (подгруппа А), к вулкано-тектоническим депрессиям (подгруппа Б), к кальдерам (подгруппа В), к линейным вулканическим сооружениям (подгруппа Г) и к полям распространения субвулканических тел и жорневых частей вулканических аппаратов

(подгруппа Д). Внутри подгрупп выделяется ряд структурных типов рудных полей и месторождений.

Седьмая группа включает рудные поля и месторождения, приуроченные к полям или отдельным крупным трубкам, возникшим в результате прорыва газов. В этой группе также выделяется ряд структурных типов рудных полей и месторождений (внутри трубок, около трубок и комбинированные).

К восьмой группе относятся рудные поля и месторождения сложной структуры. Строение рудоносных площадей в этом случае определяется сочетанием структурных элементов нескольких типов, например складками, осложненными разрывными нарушениями, контактами интрузивных массивов и горизонтами благоприятных пород (Турбинское, Саякское и другие скарповые месторождения) или сложными складками, крупными разрывными нарушениями и зонами мелкой трещиноватости (некоторые золоторудные месторождения) и т. д.

1. РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К СКЛАДКАМ, ОСЛОЖНЕННЫМ РАЗРЫВНЫМИ НАРУШЕНИЯМИ

А. Складки с горизонтальным и слабонаклонным шарниром

1. Седловидные многоярусные рудные залежи в замках подобных складок, осложненных разрывными нарушениями

К этому типу относится целый ряд золоторудных месторождений в штате Виктория в Австралии. Наиболее типичным представителем является месторождение Бендиго. Площадь его сложена ордовикскими метаморфизованными песчаниками и сланцами, смятыми в крутые изоклиналильные складки. Оси складок полого волнистые, а осевые поверхности вертикальные или круто наклонные. Седловидные рудные тела локализованы главным образом в замках антиклиналей и залегают между пластами сланцев и песчаников. Реже встречаются седловидные залежи, приуроченные к синклиналильным складкам, а также межпластовые жилы на крыльях складок.

Главное значение имеют седловидные залежи, образующие полосы, которые совпадают с антиклинальными складками рудного поля, отстоящими друг от друга на 210—360 м. Таких параллельных антиклинальных полос в пределах поля установлено 15, но лишь пять из них имеют основное промышленное значение. Отдельные седловидные жилы неоднократно повторяются в вертикальном разрезе антиклиналей и в связи с этим разработка руд проводится на глубине до 1400 м. Рудные залежи залегают в пределах 30-метровой сводовой части антиклиналей и редко превышают 6 м в поперечнике при длине крыльев не более 30 м. Но иногда длина их достигает 90 м. По простиранию отдельные залежи прослеживаются на 2700 м. Седловидные залежи обычно соединены крутопадающими секущими разрывными нарушениями, которые являлись рудоподводящими. Сводовые части седловидных рудных залежей содержат многочисленные апофизы. Образование седловидных тел Бендиго происходило путем выполнения полостей отслоения при значительной роли процессов замещения. Руда представлена преимущественно золоторудным кварцем с небольшим количеством пирита, арсенопирита и пирротина, кроме которых отмечаются галенит, сфалерит, антимонит, молибденит и бурнонит. Из жильных минералов кроме кварца присутствуют доломит и анкерит.

2. Пластообразные, а также жилюобразные и неправильной формы рудные тела в замках концентрических складок, осложненных разрывными нарушениями

Магнитогорское рудное поле приурочено к сводовой части брахиантиклинальной складки длиной 23 км и шириной до 10 км. Ядро ее в значительной части занято интрузивными породами. Пологопадающие магнетитовые залежи находятся в сводовой части брахискладки над массивом гранитоидов и замещают пласт известняков, являющийся составной частью нижнекаменноугольной вулканогенно-осадочной толщи.

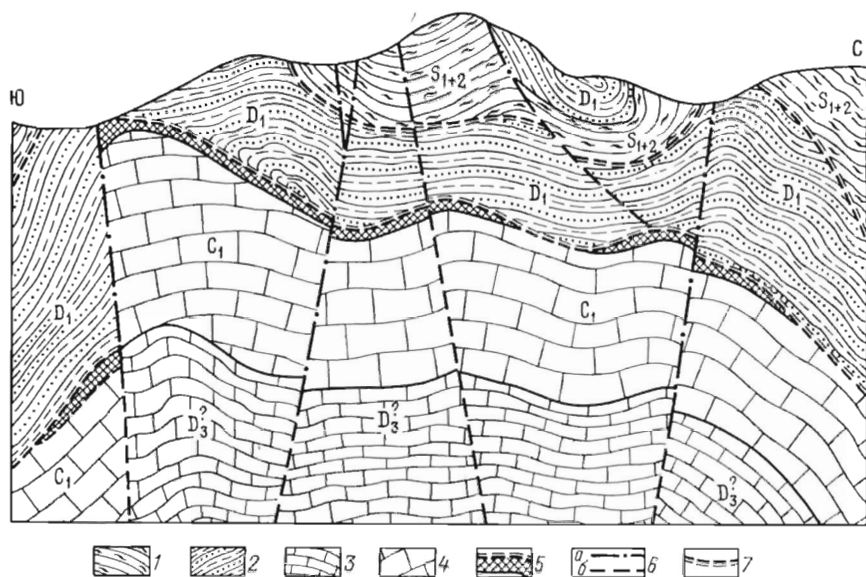


Рис. 64. Схематический разрез Кадамджайского сурьмяного месторождения (по данным ГРП).

1 — сланцы (S₁₊₂); 2 — сланцы (D₁); 3 — известняки (C₁); 4 — известняки (D₃); 5 — роговиковая оруденелая брекчия; 6 — крутопадающие разрывы (а — установленные, б — предполагаемые); 7 — поверхность шарьяжей

Сводовая часть антиклинали пересекается многочисленными дайками основного состава и крупными разрывными нарушениями, служившими главными рудоподводящими каналами. Рудораспределяющими и рудовмещающими структурными элементами явились пологие трещины отслоения, возникавшие в сводовой части складки.

Кадамджайское сурьмяное месторождение расположено на северном склоне Алайского хребта в Киргизии. Район месторождения сложен известняками и сланцами карбона, а также сланцами силура и нижнего девона, смятыми в широтную антиклинальную складку, осложненную складками второго порядка и разбитую крутопадающими разрывными нарушениями широтного направления. Ядро антиклинальной складки сложено грубослоистыми известняками, резко несогласно перекрытыми толщей мергелей и сланцев среднего и верхнего карбона, девона и силура, которые по поверхности сложного шарьяжа оказались надвинутыми на более молодые отложения. В низах этой своеобразной толщи залегает горизонт мергелей среднего карбона, а выше — упомянутые сланцы различного возраста (рис. 64). Горизонт

мергелей мощностью до 80 м является рудовмещающим. Рудное тело приурочено к сводовой части антиклинали, имеет пластообразную форму, мощность его до 40 м. Но промышленное богатое оруденение концентрируется в пределах верхних 10 м под экранирующими сланцами. Руда представляет собой брекчию, в которой обломки окварцованного мергеля сцементированы кварцем и рудными минералами — антимонитом, пиритом, блеклой рудой, сфалеритом и халькопиритом. В рудах присутствуют флюорит и барит. Основное рудоконтролирующее значение на Кадамжайском месторождении имеет широтный разлом, служивший рудоподводящим каналом, и рудовмещающий горизонт мергелей.

3. Пластообразные, жильные и сложной формы рудные тела преимущественно в замках и частично на крыльях горст-антиклинальных (глыбовых) складок

Сурьмяные и сурьмяно-ртутные месторождения Средней Азии, приуроченные к глыбовым складкам, описаны В. Ф. Чернышевым и И. З. Коринным (1973).

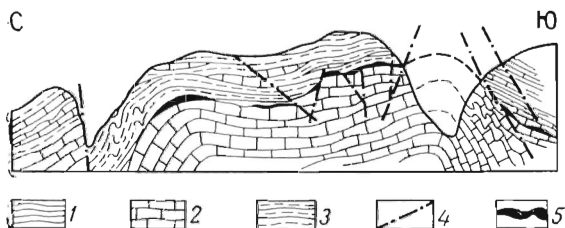


Рис. 65. Разрез Гурдаринского сурьмяно-ртутного рудного поля, Средняя Азия (по В. Ф. Чернышеву, И. З. Корину, 1973).

1 — сланцы, песчаники, гравелиты, кварциты; 2 — известняки массивные; 3 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты с прослоями и обломками карбонатных и кремнистых пород; 4 — разрывные нарушения; 5 — окварцованные породы с рудными телами

Гурдаринское сурьмяно-ртутное рудное поле находится в Зеравшано-Гиссарской горной области и занимает часть свода одной из горст-антиклиналей, имеющей северо-западное (320°) простирание. С запада рудное поле ограничено крупным Гурдаринским разломом типа взброса с субмеридиональным (340°) простиранием и крутым падением на запад — юго-запад. Восточной границей рудного поля служит также крутой субмеридиональный разлом. В поперечном разрезе горст-антиклиналь имеет сундукообразное строение (рис. 65). Ядро складки сложено толстослонстыми известняками верхнего силура и нижнего девона, а пологий свод представлен слоистыми терригенными породами верхнего девона — нижнего карбона. Между толщей карбонатных пород и терригенными отложениями с небольшими перерывами распространены кремнистые породы типа брекчированных кремнистых сланцев, окремененных известняков и кремнистых брекчий. Мощность этих пород крайне невыдержана, раздувы сменяются пережимами и полным выклиниванием.

Свод горст-антиклинали расчленен продольными северо-западными, реже поперечными северо-восточными разрывными нарушениями. Продольные крутопадающие нарушения обычно являются сбросами с вертикальной амплитудой смещения от нескольких метров до нескольких десятков метров. Северо-восточные нарушения, как правило, безамплитудные. Оруденение приурочено к горизонту окварцованных пород и

межформационных брекчий. Окварцованные породы брекчированы и цементируются флюоритом. Затем следовала рудная минерализация. Сурьмяно-ртутные рудные тела имеют форму жил, гнезд, штокверков и другую. Рудные минералы представлены антимонитом, киноварью, буланжеритом, а также более поздними реальгаром и аурипигментом.

Детальное изучение сундукообразной складки Гурдаринского рудного поля В. Ф. Чернышевым и И. З. Кориным (1973) показало, что в юго-западном крыле ее в тонкослоистых известняках распространены небольшие асимметричные складки волочения. Шарниры этих складок простираются на СЗ 275—290°, осевые поверхности наклонены круто на юг. Это свидетельствует о скольжении верхних слоев в сторону свода горст-антиклинали. Такие же складки волочения, но с обратным падением осевых поверхностей с простираем шарниров СЗ 290—315°, наблюдаются на северо-восточном крыле горст-антиклинали. В слоистых породах сводовой части горст-антиклинали также наблюдаются элементы складчатой деформации. В толще подстилающих карбонатных пород основания складки не заметны. В тонкослоистых кремнистых сланцах в складках волочения, развитых в юго-западном крыле складки, наблюдаются изометрические будины известняка размером от 25 см до 1 м. Все это позволило В. Ф. Чернышеву и И. З. Корину сделать вывод о том, что в сводовой части горст-антиклинали тонкослоистые сравнительно малокомпетентные породы сжимались в брахискладки, при этом происходили межпластовые срывы и проскальзывание их по контакту с более плотными известняками. Прослои более компетентных известняков в сланцах будинировались.

Джижикругское сурьмяно-ртутное поле расположено на северном склоне Гиссарского хребта. С запада и востока оно ограничено крупными субмеридиональными разломами, а по южной границе его проходит региональный надвиг северо-восточного простираения, по которому комплекс палеозойских пород надвинут на юрские отложения (рис. 66).

Между карбонатным комплексом пород и терригенной толщей в зоне углового несогласия, осложненного соскладчатым нарушением, залегает горизонт окварцованных межформационных брекчий. Эти брекчии сформированы в основном за счет карбонатных пород. Они отличаются крайне невыдержанной мощностью, резко меняющейся от десятков метров до нескольких десятков сантиметров. Эти брекчии являются основным рудовмещающим горизонтом. Породы, слагающие площадь месторождения, смяты также в сундучную складку, ядро которой представлено карбонатными породами, а крылья — терригенной толщей. Замеры элементов залегания складок волочения, возникших на контакте сланцев и известняков, свидетельствуют о движении слоев сланцев в направлении замка. Кроме того, складки волочения указывают на общее движение ядра складки с севера на юг (В. Ф. Чернышев, И. З. Корин, 1973).

Вся складка и особенно ее южная часть осложнена многочисленными крутопадающими разрывными нарушениями. Наиболее крупными и распространенными являются разломы субширотного простираения типа взбросов. Имеются также сдвиговые нарушения северо-восточного простираения. Большинство этих нарушений дорудные и неоднократно подновлявшиеся. В участках сочленения их с межформационными соскладчатыми зонами скольжения окварцованные рудоносные брекчии и приуроченные к ним рудные тела имеют наибольшую мощность.

Полиметаллические рудные поля и месторождения Рудного Алтая, приуроченные к глыбовым складкам, описаны Г. Ф. Яковлевым (1959 г.). В формировании складок большое значение

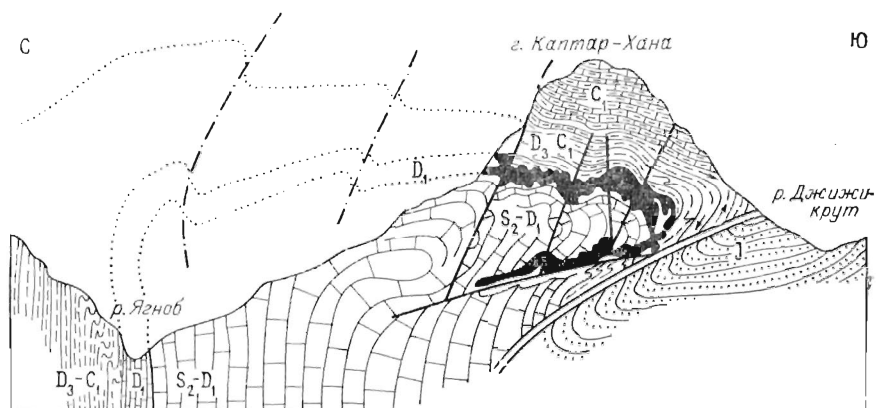


Рис. 66. Схематический разрез Джижикрутецкого сурьмяно-ртутного месторождения (по И. З. Корину, В. Ф. Чернышеву, К. А. Харкевичу, 1973).

1 — известняки и доломиты толстослойные (S_2-D_1); 2 — известняки слоистые (D_1); 3 — сланцы с прослоями известняков (D_2-C_1); 4 — известняки слоистые (C_1); 5 — кварцево-кремнистая брекчия межформационная; 6 — сланцы и песчаники (J); 7 — разрывные нарушения; 8 — складки волочения; 9 — направление движения пластов; 10 — надвиг альпийский; 11 — контакты слоев (а) и предполагаемые разломы (б) в эродированной части складки

имели длительно развивавшиеся разломы, расчленившие каледонское основание на тектонические блоки, которые неоднократно погружались при осадконакоплении и формировании вулканических толщ. К этим разломам приурочены девонские субвулканические тела и дайки интрузивных пород герцинского возраста. В поперечном разрезе глыбовые складки имеют сундучную или ящикообразную форму (рис. 67).

На Лениногорском, Зменногорском, Верхубинском и других рудных полях в ядрах складок обнажаются метаморфические породы ордовика, слагающие каледонские тектонические блоки. Крылья их образованы осадочно-вулканогенными отложениями эйфельского яруса. В сводах антиклиналей эти отложения пологоскладчатые и характеризуются куполовидными осложнениями. Крылья складок, обычно крутопадающие, нарушены продольными и поперечными взбросо-сдвигами. Пологоскладчатые участки, осложненные межпластовыми зонами сы-

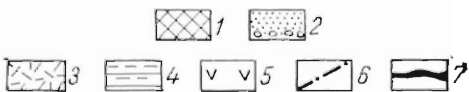
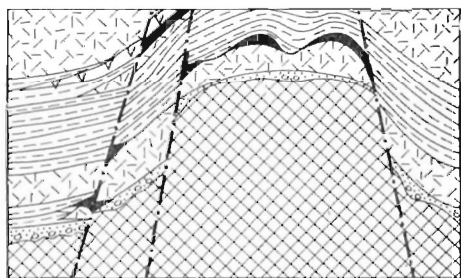


Рис. 67. Схематический разрез рудного поля, приуроченного к глыбовой складке, Рудный Алтай (по Г. Ф. Яковлеву, 1959 г.).

1 — метаморфические породы нижнего палеозоя; 2—5 — вулканогенно-осадочные породы девона: 2 — песчаники и конгломераты, 3 — кварцевые альбитофиры и их туфы, 4 — глинистые сланцы, алевролиты, 5 — диабазы, порфириты и их туфы; 6 — разрывные нарушения; 7 — рудные тела

вов и дробления, являются наиболее благоприятными для локализации пластообразных рудных тел. Жиллообразные рудные тела приурочены к дорудным разломам. Особенно благоприятны для локализации оруденения места пересечения пологих и крутонадающих разломов, ограничивающих глыбовые складки, что наиболее четко выражено в Зменногорском рудном поле.

Для Лениногорского рудного поля Е. Ф. Ермолаевым (1972 г.) описана зональность морфологических типов рудных тел. В верхней зоне

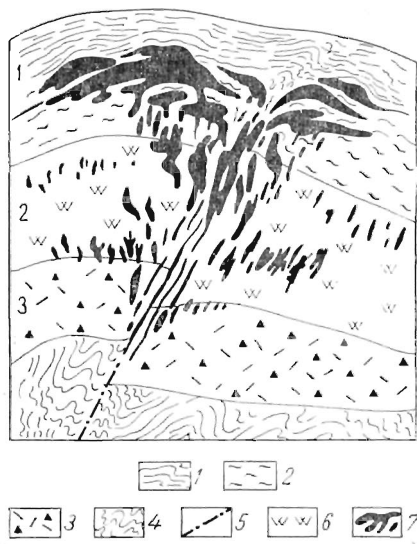


Рис. 68. Схема морфологической зональности рудных тел Лениногорского рудного поля (по К. Ф. Ермолаеву, 1972 г.).

1 — верхняя зона, с преобладанием межслоевого отложения руд преимущественно под экраном алевролитов в «критическом горизонте»; 2 — средняя зона (промежуточная), с преобладанием штокверков в пластах хрупких пород, разделенных прослоями нерудоносных пластичных пород; 3 — нижняя зона, с преобладанием относительно крупных рудных жил, устойчивых по падению и простиранию
1 — алевролиты; 2 — кремнистые сланцы; 3 — вулканические туфы и брекчии; 4 — метаморфические породы нижнего палеозоя; 5 — разрывные нарушения; 6 — окварцованные и серицитизированные породы; 7 — рудные тела

под экраном сланцев в зоне межпластового отслоения образовались пластообразные и линзообразные рудные тела. В средней зоне преобладают штокверковые рудные тела, приуроченные к пластам более хрупких пород (рис. 68), в нижней зоне — рудные жилы, достаточно устойчивые по падению и простиранию.

4. Пластообразные, гнездообразные и неправильной формы рудные тела в замках блокированных складок, осложненных продольными и поперечными разрывными нарушениями

Месторождения этого типа немногочисленные. К ним относятся сурьмяно-ртутные месторождения хребта Ишме в Фергане (район Хайдарканского рудного поля), описанные В. А. Невским (1948). Наличие медных и флюоритовых рудопроявлений, приуроченных к блокированным складкам в Южной Хакасии, отмечается В. М. Крейгером (1956).

На Хайдарканском рудном поле осадочные породы собраны в сложные линейные складки, для которых характерно сложное двух- и трехгорбое строение свода, общий сундучный, ящичный вид, интенсивная перемятость, гофрированность пород, слагающих складки. Складчатое сооружение осложнено многочисленными разрывными нарушениями. Для локализации оруденения особенно важное значение имеет расслоенность складок, сопровождаемая мощными зонами пластовых тектонических брекчий и окварцованных пород. В. А. Невским было

установлено, что в расслаивающихся складках пустотность пород в 2—2,5 раза выше, чем в нерасслаивающихся. В процессе образования расслаивающихся складок резкий изгиб хрупких топкослоистых карбонатных пород приводил к возникновению мощных пластовых зон тектонических брекчий. В более пластичных известково-глинистых породах, залегающих выше известняков, расслаивание не сопровождалось брекчированием. Основная масса руд приурочена к пластовым зонам дробления, локализующимся под малопроницаемыми сланцами. Сурьмяные, сурьмяно-ртутные и ртутные рудные тела представлены крайне сложными мелкими пластовыми и гнездообразными формами, приуроченными к структурным ловушкам.

В заключение следует отметить, что описываемые блокированные складки Хайдарканского рудного поля по морфологии очень сходны с глыбовыми складками сурьмяно-ртутных месторождений Гиссарского хребта, описанными В. Ф. Чернышевым и И. З. Кориным. В связи с этим генезис складок Хайдарканского рудного поля как блокированных нельзя признать полностью доказанным и необходимы дополнительные исследования.

5. Штокообразные, пластообразные и неправильной формы рудные тела в замках диапировых складок

Примеры рудных полей и месторождений, приуроченных к диапировым складкам, так же как и к складкам блокированным, малочисленны. Известно лишь два месторождения этого типа в Средней Азии: Чакуракское арсенопиритовое и Аурахматское флюоритовое. Ранее и Тырнаузская антиклиналь была описана как диапировая. Однако в последние годы геологи, изучавшие геологическую структуру Тырнауза, считают, что на этом рудном поле сформирована обычная антиклиналь, осложненная разрывными нарушениями.

Чакуракское арсенопиритовое месторождение расположено на северном склоне Гиссарского хребта. Здесь известняки, кварц-серицитовые и филлитовые сланцы верхнего силура слагают антиклинальную складку, ядро которой представлено плитообразным телом известняков шириной около 150 м. Штокообразные и линзовидные рудные тела локализованы на тектоническом контакте известняков и кварц-серицитовых сланцев. Наличие узких языкообразных заливов известняков в кремнистые сланцы, почти вертикальной сланцеватости в известняках на контакте со сланцами при более пологом падении сланцев и ряд других признаков позволили Ф. И. Вольфсону и И. П. Кушнареву (1947 г.) сделать вывод о том, что на этом месторождении проявляется не простая сплюснутая антиклиналь, а диапировая складка. Предполагается, что произошло внедрение пластины более пластичных известняков в менее пластичные кварц-серицитовые сланцы.

6. Пластообразные рудные тела на крыльях и частично в замках складок, приуроченные к горизонтам благоприятных пород, осложненных разрывными нарушениями

Никитовское рудное поле, находящееся в осевой части Донецкого антиклинория, характеризуется развитием ряда брахискладок, вытягивающихся в широтном направлении. В складки оказались смятыми переслаивающиеся песчаники и сланцы. Все складчатое соору-

жение осложнено как продольными, так и поперечными разрывными нарушениями.

Наиболее детально изучен Софиевский участок (рис. 69). Оруденение приурочено к двум горизонтам песчаников, имеющим мощность до 60 м. Рудная минерализация локализована по трещинам отдельности, мелким поперечным трещинам и распространяется вдоль пластовых трещин. Минерализацией охвачена вся толща гидротермально измененных аргиллизированных софийских песчаников, но промышленное оруденение сосредоточено лишь в отдельных мало-мощных горизонтах. Мощность рудных пластов с глубиной уменьшается. Секущее разрывное нарушение, а также поперечные трещины, секущие складку, являются рудоподводящими. Вдоль них наблюдается вкрапленность рудных минералов. Горизонты песчаников, осложненные внутрислоевыми мелкими трещинами, явились средой, благоприятной для проникновения гидротермальных растворов и формирования оруденения.

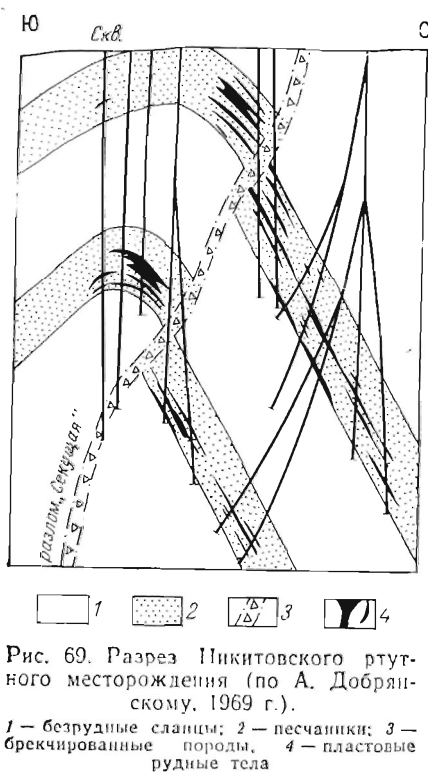


Рис. 69. Разрез Никитовского рудного месторождения (по А. Добрянскому, 1969 г.).

1 — безрудные сланцы; 2 — песчаники; 3 — брекчированные породы; 4 — пластовые рудные тела

7. Пластовые, пластообразные и неправильной формы рудные залежи и жиллообразные тела на крыльях складок, осложненных межпластовыми срывами и секущими разрывными нарушениями

Месторождения этого типа по геологической структуре близки к месторождениям предыдущего типа. И в этом типе для локализации оруденения

не исключается важное значение горизонтов благоприятных пород. Однако здесь более значительную роль приобретают разрывные нарушения, как пластовые, приуроченные к контактам различных пород, так и особенно поперечные; возникают не только пластообразные, но и другие более сложные формы рудных тел. К описываемому типу относятся некоторые скариновые железорудные месторождения Урала (Высокогорское и др.), арсенипиритовое месторождение Брич-Мулла в Средней Азии и др. На рис. 70 и 71 приведены разрезы месторождений Высокогорского и Брич-Мулла, достаточно полно иллюстрирующие структуру месторождений описываемого типа.

Б. Складки с крутопогружающимся шарниром

1. Седловидные, S-образные, трубообразные, линзовидные и другие рудные тела в замках складок

Месторождения, приуроченные к складкам с крутопогружающимся шарниром, впервые были выделены в самостоятельный структурный тип А. К. Каюповым и Ю. И. Казаниным (1969). Для них характерна боль-

шая протяженность рудных тел по падению вдоль шарниров складок и флексур при сравнительно небольших размерах их горизонтальных сечений. Большинство месторождений этого типа приурочено к докембрийским, реже к нижнепалеозойским толщам метаморфизованных пород.

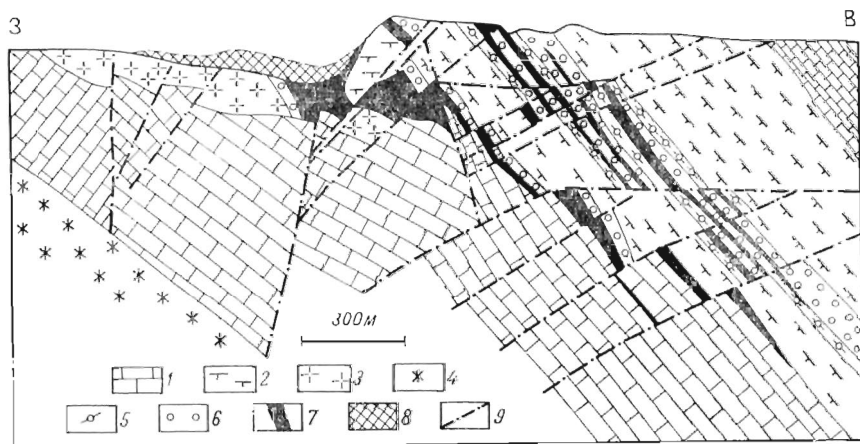


Рис. 70. Геологический разрез Высокогорского железорудного месторождения (по Я. П. Бакласу и материалам Высокогорской ГРП, 1973 г.).

1 — известняки (S_2); 2 — пироксен-плагиоклазовые порфириды и их туфы (S_2); 3 — щелочные гнейсы; 4 — известково-щелочные гнейсы; 5 — осветленные окоскарповые породы; 6 — сланцы; 7 — магнетитовая руда; 8 — руды, отработанные карьером; 9 — разрывные нарушения

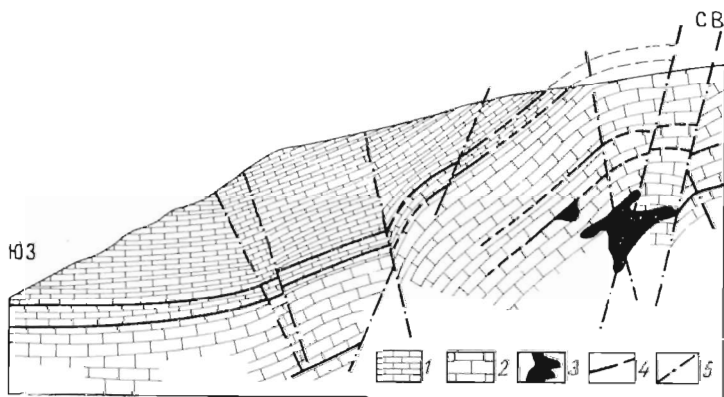


Рис. 71. Разрез арсенипиритового месторождения Брыч-Мулла, Средняя Азия (по Г. М. Вировлянскому, 1964 г.).

1 — известняк тонкослоистый; 2 — известняк массивный; 3 — рудные тела; 4 — оруденелые пласты; 5 — разрывные нарушения

Золоторудное месторождение Хоумстейк находится в районе Лид Кордильер, где развиты образования докембрийского (кристаллический фундамент), палеозойского (платформенные образования) и мезозойского структурных этажей. Для мезозойского периода характерны тектоно-магматическая активизация территории, развитие разрывных нарушений, дополнительных складок и внедрение магмати-

ческих пород. Золотое оруденение района локализуется как в породах кристаллического фундамента, так и в платформенных образованиях. Месторождение расположено в кристаллических породах основания. Золотые руды представлены интенсивно хлоритизированными сланцами, включающими многочисленные жилы и скопления кварца, а также рассеянную сульфидную минерализацию (пирротин, пирит, арсенопирит). Рудные тела имеют столбообразную, карандашеподобную, седловидную, линзовидную и неправильную форму, приурочены преимущественно к сводовым частям антиклинальных складок. Длина основной рудной зоны вдоль складки в плане 240 м при мощности 12—18 м. Глубина раз-

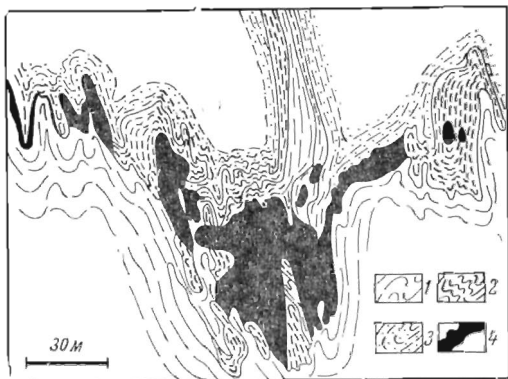


Рис. 72. Разрез золоторудного месторождения Хоумстейк, США (по А. Л. Слотеру, 1968 г.).

1—3 — докембрийские метаморфические породы: 1 — формация Пурмен (преимущественно филлиты); 2 — формация Хоумстейк (сидероплезитовые сланцы); 3 — формация Элисон (кварциты, филлиты, кристаллические сланцы); 4 — золоторудные тела

работок более 2,5 км. Оруденение локализуется избирательно в породах формации Хоумстейк (куммингтонитовые и сидероплезитовые сланцы), имеющей мощность 80—120 м (рис. 72). Под сланцами формации Хоумстейк залегают тонкополосчатые филлиты мощностью более 300 м, а над ней — разнообразные кварциты, филлиты, кристаллические сланцы общей мощностью более 6 км.

Разрывные нарушения занимают продольное или секущее положение по отношению к изоклинальной складчатости. Влияния этих разрывов на локализацию оруденения не отмечается. Однако более четко на развитие минерализации выражены нарушения, связанные с развитием минерализации выражены нарушения, связанные с развитием минерализации выражены нарушения, связанные с развитием минерализации.

Кварцевые минеральные скопления первой стадии минерализации образуют в основном согласные тела, иногда ясно приуроченные к замковым частям мелких складок. Продукты более поздних стадий контролируются наложенными секущими трещинами. Кварц-пирротиновые жилеобразные тела пересекают ранние согласные залежи. Пирротинная минерализация третьей стадии приурочена к тонким выдержанным трещинам скальвания. Таким образом, на месторождении Хоумстейк локализация оруденения и интенсивность его проявления определялись благоприятным сочетанием литологических и структурных факторов. Основную роль сыграли складки с крутопогружающимся шарниром и литологически благоприятный горизонт сланцев формации Хоумстейк. Наложенные зоны мелкой трещиноватости оказали существенное влияние на пространственное размещение минеральных ассоциаций отдельных, особенно поздних стадий минерализации.

Месторождение Брокен-Хилл находится в штате Новый Южный Уэльс в Австралии. Является одним из крупнейших полиметаллических месторождений мира. Площадь его сложена кварцитами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, гнейсами архейского возраста. Метаморфическая толща смята в две крупные складки (антиклинальную и синклинальную) меридионального простирания, осложненные многочисленными складками высоких порядков, а также продольными и по-

перечными разрывными нарушениями. Рудные тела имеют форму седловидных залежей, приуроченных к замкам и крыльям мелких складок в замковой части основной антиклинали и залегающих согласно с вмещающими породами. На северном фланге месторождения складки и приуроченные к ним рудные тела погружаются круто на север, а в центре и на южном фланге — на юг в среднем под углом 30° . Рудные тела прослежены на глубину 740 м при ширине 60 м.

Золоторудное месторождение Морро-Вельо (штат Минас Жеранс в Бразилии) представлено седловидной рудной залежью, приуроченной к замку крутопогружающейся (на менее $40\text{--}45^\circ$) антиклинальной складки, сложенной углистыми и углисто-глинистыми сланцами докембрийского возраста. Длина рудной залежи в горизонтальном сечении всего 150 м, а мощность 4,5 м, но по падению она прослежена более чем на 3300 м. Состав руд: золото, пирротин (28%), арсенопирит, пирит, анкерит, встречаются халькопирит, вольфрамит, шеелит и кварц (25%).

II. РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К РАЗРЫВНЫМ НАРУШЕНИЯМ

А. Жильные рудные поля и месторождения

Жилы долгое время были главным промышленным типом рудных месторождений. Поэтому геология жильных рудных полей и месторождений весьма детально изучена и хорошо освещена в трудах зарубежных и особенно советских геологов. На многих месторождениях детально изучены морфология жил, способы отложения минерального вещества и генетический тип трещин, вмещающих жилы. Изучены также соотношения жил со складчатой структурой участков, поперечными разрывными нарушениями и магматическими образованиями. Рядом исследователей разработаны весьма детальные систематики жильных месторождений. В. М. Крейтером (1956) выделено шесть структурных типов месторождений, связанных с трещинными структурами: месторождения в трещинах скалывания одной системы, двух систем, трех и четырех систем, жильные месторождения в зонах скалывания, месторождения в мелких трещинах отрыва и месторождения в разрывах, связанных с линейной ориентировкой в интрузивах. В. И. Смирновым (1969) выделяются месторождения в трещинах отрыва, в одной системе трещин скалывания, в двух системах трещин скалывания, в двух системах трещин скалывания и одной системе трещин отрыва, в конических трещинах и трещинах оперения.

Г. Ф. Яковлевым (1968) все жильные месторождения подразделены на четыре класса: месторождения в трещинах скалывания (первый класс), трещинах отрыва (второй класс), трещинах скалывания и отрыва (третий класс) и месторождения в трещинах оперения (четвертый класс).

Как уже отмечалось, в предлагаемом руководстве все жильные рудные поля и месторождения подразделяются по числу систем трещин, выполняемых рудными жилами. Внутри этих структурных типов можно провести более детальное подразделение в зависимости от генетического типа рудоносных трещин. В самостоятельный тип следует выделить месторождения в лестничных жилах.

1. Рудные поля и месторождения в одной системе трещин

Большинство месторождений описываемого типа приурочено к трещинам скалывания и очень редко встречаются месторождения в трещинах отрыва. Типичным примером описываемого структурного типа является Давендинское место-

рождение. Давендинское молибденовое месторождение находится в Восточном Забайкалье. Площадь его сложена палеозойскими гранитами с их жильными отщеплениями — дайками аплитов, пегматитов и лампрофиров, а также мезозойскими малыми интрузивами и дайками порфировидных гранитов, гранитпорфиров, гранодиоритпорфиров, диоритовых порфиритов и кварцевых микрогаббро. Комплекс этих пород вытягивается в виде полосы шириной от 2 до 7 км в северо-восточном направлении (рис. 73). Палеозойские граниты и их жильные отщепления интенсивно расщелочены и катаклазированы. Кварц-молибденитовые рудные жилы имеют северо-восточное простирание с крутыми углами падения на юго-восток и северо-запад и характеризуются значительной протяженностью, выдержанностью элементов залегающих по простиранию и падению, а также наличием небольших апофиз, отходящих от жил в широтном на-

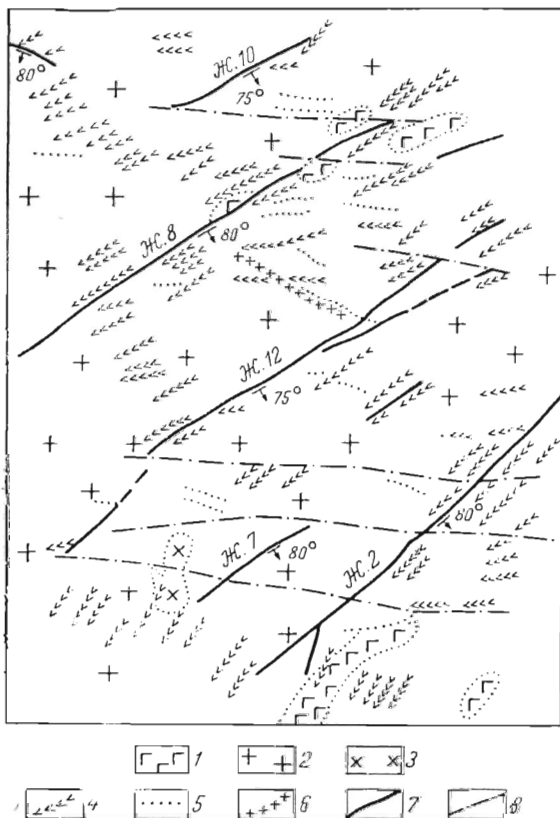


Рис. 73. Схематическая геологическая карта Давендинского месторождения (по А. В. Дружинину, 1958).

1 — габбро, диориты (ксероалиты в гранитах); 2 — граниты биотитовые, среднезернистые, местами порфировидные; 3 — гранодиориты; 4 — лампрофиры; 5 — диоритовые порфириты; 6 — кварцевые порфиры; 7 — рудные жилы; 8 — разрывные нарушения

правлении и падающих к северу. Морфология жил относительно простая, мощность их плавно изменяется, но нередко наблюдаются и резкие скачки. Многие жилы приурочены к контактам даек с гранитами. На площади месторождения развиты также разрывные нарушения широтного направления, дорудные по времени заложения, но оруденения не несущие.

Детальное изучение структуры Давендинского месторождения проведено А. В. Дружининым (1958), выделившим в истории формирования его два больших периода — палеозойский и мезозойский. В палеозойское время произошло внедрение гранитов и их жильных отщеплений, сформировалась широкая зона катаклаза, расщелачивания и трещиноватости

северо-восточного направления. В мезозойское время проявились следующие этапы деформации: дайковый, дорудный, рудный и послерудный.

Дайковый этап. Наиболее ранние дайки диоритов внедрились в трещины отрыва северо-западного и широтного простираний. Сформировавшиеся позднее дайки кварцевых микрогаббро, граносиенит-порфиоров и кварцевых порфиоров внедрились в разрывные нарушения северо-восточного, широтного и преимущественно северо-западного простираний. Вполне определенно установлено, что последние являлись трещинами отрыва.

Дорудный этап. Оруденение сформировалось вдоль сколов северо-восточного простирания, возникших в связи со взбросо-сдвиговыми перемещениями на амплитуду 0,2—1 м и заложенных еще до внедрения даек. Вследствие этих подвижек образовались оперяющие трещины скалывания широтного простирания с крутым падением на север. В дорудный этап происходили перемещения также и вдоль широтных нарушений, при которых северный блок пород смещался на восток с амплитудой перемещения до 10—12 м. Однако широтные нарушения в момент рудообразования находились в зажатом положении и вдоль них оруденение не сформировалось.

Рудный этап. Формирование жил происходило в обстановке продолжавшихся тектонических импульсов, о чем свидетельствует наличие в жилах минеральных ассоциаций не менее чем четырех стадий: кварцевой, кварц-молибденитовой, кварц-турмалиновой и кварц-карбонатной. Перед всеми стадиями минерализации перемещения вдоль жил выражались во взбросо-сдвиговых движениях и происходили в обстановке сжатия. Направление перемещения устанавливается на основании анализа трещин оперения, выполненных минералами различных стадий, а также непосредственно по смещенным частям жилок молибденита или турмалина.

Послерудный этап. Характеризовался возобновлением сдвиговых перемещений по ранее образованным трещинам северо-восточного, широтного и северо-западного простираний. Амплитуда смещений незначительная — не превышает 1,5—2 м.

2. Рудные поля и месторождения в двух системах трещин

Месторождения этой группы весьма многочисленны. Залегают они преимущественно в осадочных и интрузивных породах и приурочены главным образом к трещинам скалывания, и редко одной из рудомещающих систем являются трещины отрыва. Основное промышленное значение обычно имеет одна система жил, а вторая проявляется значительно слабее и является второстепенной. На многих месторождениях описываемого типа имеются крупные дорудные разрывные нарушения, поперечные по отношению к жилам. Эти нарушения оруденения не несут, но имеют определенное контролирующее значение для размещения рудных жил. В качестве примера рассмотрим Восточно-Коунрадское месторождение.

Восточно-Коунрадское месторождение находится в Центральном Казахстане и относится к грейзеново-молибденитовой рудной формации. Рудоносная площадь сложена крупнозернистыми и мелкозернистыми гранитами. Основные рудные жилы прослеживаются в виде ряда кулис, образующих основную рудную зону, вытянутую в

западном — северо-западном направлении, общей длиной до 8 км (Ф. В. Чухров, 1960 г.). Длина отдельных кулис 100—250 м. Наиболее выдержанными по простиранию являются жилы 1, 2, 3, апофиза 1 от жилы 2 и др. На восточном фланге месторождения к системе основных жил подходят жилы 41 и 47 с простиранием СЗ 310—330°. Главное промышленное значение имеют жилы 1, 2, апофиза 1, жила 54 и некоторые другие. Жила 7 восточного фланга является безрудной. В восточной части месторождения основная рудная зона имеет простое строение; ветвление жил здесь выражено слабо. По мере продвижения на запад разветвление жил усиливается и особенно интенсивно проявляется в западной части месторождения. Мощность минерализованной зоны увеличивается до 400 м, расстояние между жилами составляет 60—80 м. Основные молибденовые жилы сопровождаются более мелкими апофизами, разветвляющимися по простиранию. Местами основные жилы переходят по простиранию в систему сближенных жил, количество которых достигает пяти. Около жил много кварцевых прожилков; количество их уменьшается по мере удаления от жил. Простирание молибденоворудных жил СЗ 280—295°, угол падения 85°, обычно к юго-западу. С глубиной мощность жил постепенно уменьшается и на глубине 210—350 м они выклиниваются. Послерудные нарушения представлены небольшими разрывами с амплитудой смещения 1—1,5 м.

Центральное золоторудное поле находится в Хакасии. Оно представлено многочисленными золото-кварцевыми и золото-сульфидно-кварцевыми жилами, сконцентрированными в гранитах на нескольких участках в пределах полосы меридионального простирания (рис. 74). Рудные участки сформировались в местах сопряжения субмеридионального Мартайгинского разлома, падающего на запад, и оперяющих его нарушений с поперечными трещинами. В рудном поле широко развиты дорудные дайки лампрофиров, имеющих северо-восточное и северо-западное простирание.

Жилы приурочены к трещинам северо-восточного и очень редко северо-западного простирания. Обе системы являются сколовыми. Строение отдельных жил сложное; их своеобразная ступенчатая форма обусловлена несколькими системами дорудных трещин. Формирование жил происходило в три стадии. С первой стадией связано отложение кварца с пиритом и арсенопиритом. Вторая стадия является золото-кварц-сульфидной. В позднюю стадию по трещинам скалывания отлагался кальцит.

Послерудные подвижки вдоль жил были небольшими и амплитуда их не превышала 1—2 м.

Токурское месторождение, относящееся к золото-кварцевой малосульфидной формации, находится в Приамурье. Оно приурочено к южному крылу крупной антиклинали. Площадь его сложена осадочными породами, прорванными небольшими штоками сениит-диоритов и многочисленными дайками диабазовых порфиритов северо-восточного — близмеридионального простирания. Сравнительно простая складчатая структура осложнена древними разломами близширотного направления типа надвигов и крутопадающими более молодыми сбросо-сдвигами близмеридионального направления (Токурский, Дайковый, Диоритовый). Амплитуда перемещения по этим разломам достигает 50—150 м. К разломам приурочены дайки, после внедрения которых смещения были незначительными.

Жилы связаны с трещинами скалывания двух систем: западного — северо-западного и широтного простирания. Падение их в среднем 30—

40°. Значительное усложнение морфологии рудных тел происходит на участках сопряжения жил двух направлений. Количество жил в таких местах увеличивается и образуются штокверки. Жильная зона Октябрьская состоит из серии кулисообразно расположенных жил. Выдержанные и протяженные части жил приурочены к участкам устойчивого простирания и моноклиального падения осадочных пород. В местах ослож-

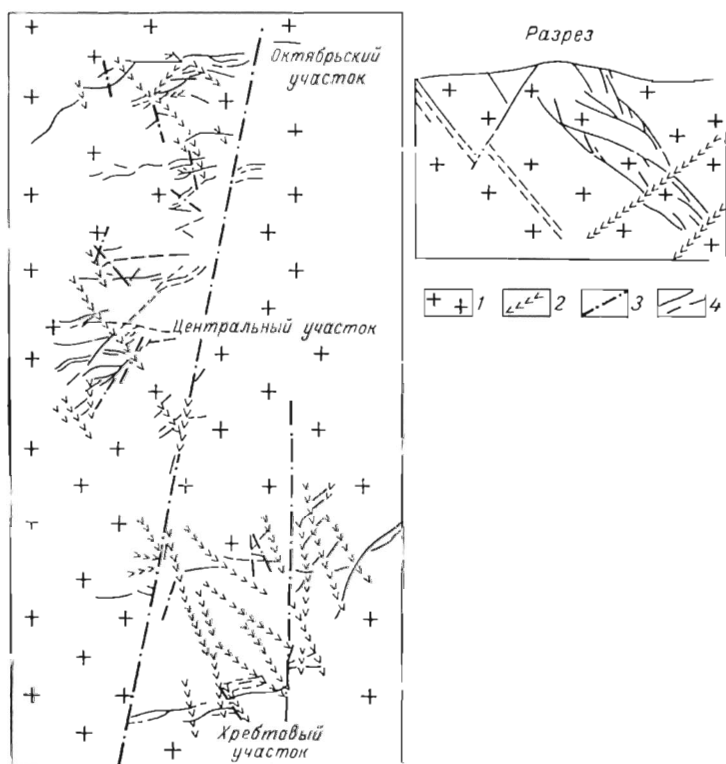


Рис. 74. Структурный план Центрального золоторудного поля, Хакассия (по В. А. Булышникову, 1969 г.).

1 — граниты, гранодиориты; 2 — дайки спессартитов и микродиоритов; 3 — разрывные нарушения; 4 — рудные жилы

нения складчатой структуры сложнее становится и форма жил. Как правило, при дугообразном залегании пород на небольшое расстояние за пределы перегиба продолжают жилы главного западного — северо-западного направления, быстро затухая за основной дугообразной структурой.

Строение жил преимущественно полосчатое, реже брекчиевое. Полосчатость возникает в результате замещения пород кварцем по серии близрасположенных трещин, совпадающих с напластованием пород или косо секущих слоистость.

Минеральный состав жил однообразен и прост. Кварц составляет более 95% общей массы и образует три генерации. Присутствуют также карбонаты (кальцит и анкерит), адуляр, серицит и хлорит. Рудные минералы представлены арсенопиритом, пиритом и шеелитом. Менее распространены антимонит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, блек-

лые руды. Количество сульфидов невелико и практического значения они не имеют. Единственный ценный компонент в рудах — золото, часто образующее макроскопически видимые выделения. Околорудные изменения представлены окварцеванием, пиритизацией, а местами более поздней карбонатизацией.

Процесс минерализации протекал в два этапа: золото-кварцевый и кварц-карбонатно-антимонитовый со слабой золотой минерализацией, разделенных внедрением малых интрузий. В первом этапе установлены три стадии минерализации. В первую стадию выделялись кварц, арсенопирит, шеелит, пирит; во вторую — пирротин, халькопирит, арсенопирит; в третью —

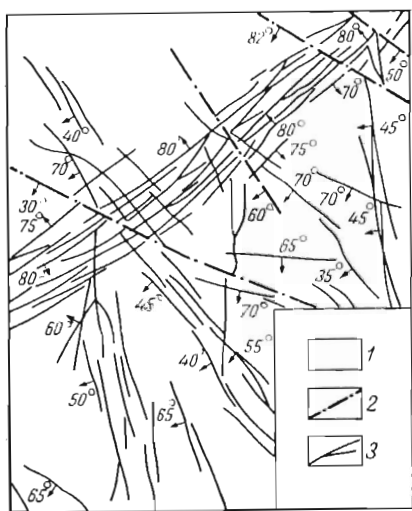


Рис. 75. Схематизированный план (третий горизонт) расположения жил Иультинского оловянно-вольфрамового месторождения (по П. З. Акиншину, 1969).

1 — песчаники и сланцы; 2 — наиболее крупные разрывные нарушения; 3 — рудные жилы

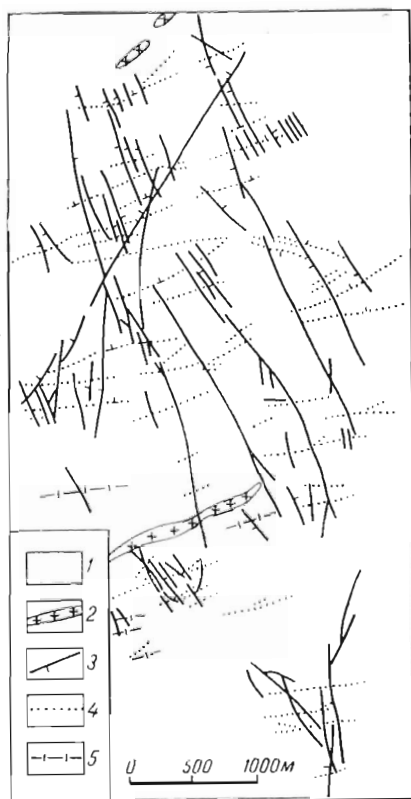


Рис. 76. Схема расположения жил рудного поля Аннаберг, ГДР (по Г. Мюллеру).

1 — гнейсы; 2 — микрограниты; 3 — кобальто-серебряные жилы; 4 — спинцово-цинковые жилы; 5 — оловорудные жилы

сфалерит, галенит, блеклая руда. Золото отлагалось в течение всего процесса минерализации, но наиболее продуктивной является третья стадия, которая проявилась не повсеместно, а лишь на отдельных участках, что привело к столбообразному и кустообразному распределению золотых руд. Склонение рудных столбов юго-западное.

3. Рудные поля и месторождения в трех и более системах трещин

Иультинское оловянно-вольфрамовое грейзеновое месторождение размещается в экзоконтактной зоне крупного гранитного массива в пределах толщ метаморфизованных песчаников и сланцев. Кварце-

вые жилы выполняют трещины северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания (рис. 75). К трещинам этих же систем приурочены и дайки гранит-порфиров, аплитов, пегматитов. Жилы каждой из систем группируются в линейно вытянутые относительно узкие зоны. Каждая зона включает большое количество кулисообразно расположенных сближенных жил, часто пересекающихся между собой как по простиранию, так и по падению. На участках пересечения жильных зон образуются штокверки. Более крупные тела редки. Строение месторождения осложнено разрывными нарушениями.

Рудное поле Аннаберг (рис. 76) расположено среди гнейсов. Оловорудные, свинцово-цинковые и кобальто-серебряные жилы приурочены к трещинам близширотного, северо-западного, северо-восточного и меридионального простирания.

4. Лестничные жилы

Лестничные структуры могут возникать в различных породах, способных к хрупкой деформации. Но обязательно при этом должны быть пластичные породы, являющиеся «смазкой», способствующей проскальзыванию раздавливаемых более хрупких пород и гасящих распространение возникающих трещин в соседние пласты, разграниченные пластичными породами (Кушнарев, Дружинин, 1973). Часто лестничные жилы возникают в пластах, ограниченных относительно сближенными параллельными послойными разрывными нарушениями. Примерами месторождений, связанных с лестничными жилами, являются Березовское на Урале, золоторудное поле Хоч-Маунтин (Алабама, США) и др.

Б. Рудные поля и месторождения в крупных разрывных нарушениях и оперяющих их трещинах

1. Рудные поля и месторождения в древних разломах сложного строения в метаморфических породах фундамента

К этому структурному типу относятся урановые рудные поля, включающие браннеритовые месторождения, сопровождаемые альбитизацией вмещающих пород, и золото-сульфидные рудопроявления.

На рис. 77 приведены план и разрез браннеритового месторождения, представленного зоной прожилкового оруденения, развившегося вдоль древнего и протяженного разрывного нарушения, проходящего в метаморфических породах и сопровождаемого лимонитами. Это нарушение проявилось в мезозойское время в связи с явлениями активизации. В это же время возникали субпараллельные и оперяющие трещины. Урановые месторождения обычно приурочены к зонам пересечения разломов, к участкам их изгибов по простиранию и падению, к местам сочленения и расщепления.

Минерализация локализуется как в региональных разломах, так и в сопровождающих их трещинах. Обычно рудоносные нарушения развиваются вдоль контактов милонитов, а также древних и мезозойских даек внутри измененных пород. Рудные тела не имеют резких геологических границ. Их контуры определяются участками развития прожилковой и вкрапленной минерализации и устанавливаются путем опробования. Обычно рудные тела имеют форму жилообразных и сложных линзовидных залежей или крутопадающих столбов. Урановая минерализация,

представленная браннеритом и урановой смолкой совместно с рутилом, пиритом, блотитом, альбитом, сфеном, приурочена к зонам дробления.

Мезозойский гидротермальный процесс был весьма сложным. Отложению урановых руд предшествовало многостадийное гидротермальное изменение вмещающих пород, а после образования руд формировались сульфидные, кварц-карбонатные, барит-флюоритовые, карбонатные и другие прожилки (В. Я. Терехов, 1973 г.).

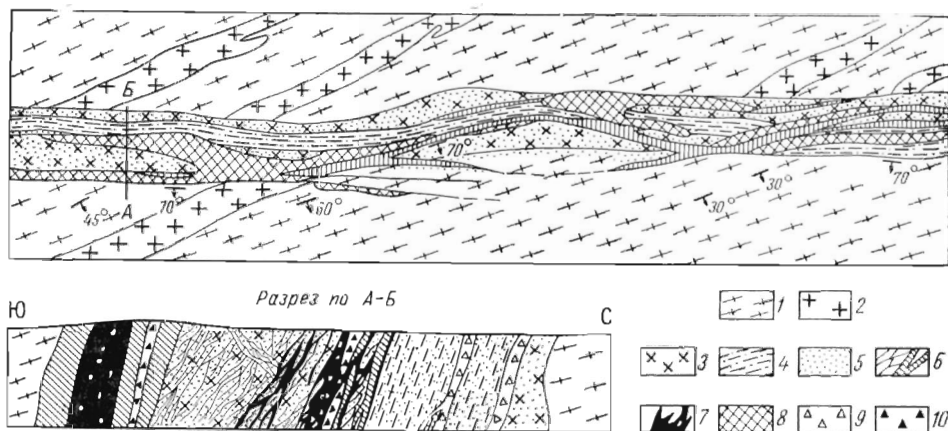


Рис. 77. Рудно-прожилковая зона, развившаяся вдоль зоны мylonитов (по В. А. Крупеникову и др., 1968 г.).

1 — кристаллические сланцы и гнейсы; 2 — граниты; 3 — пегматонные кварц-полевшпатовые породы; 4 — расслаиванные кварцевые диориты; 5 — адуляровые метасоматиты; 6 — барит-кварцевые жилы и прожилки; 7 — рудоносные брекчии; 8 — рудные тела; 9 — докварцевые неминерализованные брекчии; 10 — послекварцевые неминерализованные брекчии

2. Рудные поля и месторождения в пологопадающих сколовых нарушениях (надвигах), а также в главных разрывных и оперяющих трещинах, возникающих на участках искривления

Чаган-Узунское месторождение залегает в листовниках. Оруденение локализуется в зоне регионального разлома, который одновременно служит и рудоподводящей и рудоконтролирующей структурой (рис. 78). Всячий надвинутый блок сложен нижнекембрийскими зеленокаменными эффузивами, сланцами и известняками. В лежащем боку залегают осадочные породы кембро-ордовика. Вдоль разлома зажаты линзовидные тела серпентинизированных гипербазитов, которые на участке сравнительно пологого падения поверхности сместителя служат структурно-литологическим экраном. Оруденение локализуется также и в трещинах оперения, но в меньшем количестве. На участках изгибов разлома выявлены три крупных богатых рудных столба.

На Акташском месторождении главной рудоконтролирующей структурой является широтный надвиг, полого (25—30°) падающий на север. По нему метаморфические породы нижнего кембрия надвинуты на известняки и аркозовые песчаники курайской свиты кембрия. Ртутное оруденение локализуется в оперяющих трещинах отрыва в известняках и частично в самом надвиге. Особенно интенсивно минерализованы участки изгибов надвига, к которым приурочены рудные столбы.

3. Рудные поля и месторождения в крутопадающих сколовых разрывных нарушениях (сбросах, взбросах, сдвигах и др.), а также в главных разрывах и оперяющих трещинах, возникающих на участках искривления разломов

В качестве примера будет кратко описано Садонское месторождение. Оно залегает в палеозойских гранитах в ядре антиклинальной складки. По восстановлению оруденение проникает в нижнюю часть разреза юрских вулканогенно-осадочных пород. Рудоносный разлом круто па-

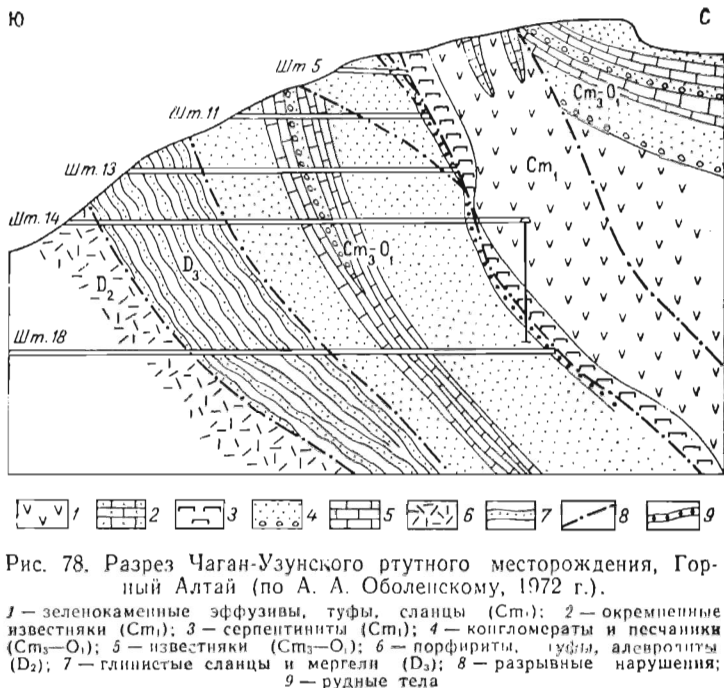


Рис. 78. Разрез Чаган-Узунского ртутного месторождения, Горный Алтай (по А. А. Оболенскому, 1972 г.).

1 — зеленокаменные эффузивы, туфы, сланцы (См); 2 — кремнистые известняки (См); 3 — серпентиниты (См); 4 — конгломераты и песчаники (См-О₁); 5 — известняки (См-О₁); 6 — порфиры, туфы, андезиты (D₂); 7 — глинистые сланцы и мергели (D₂); 8 — разрывные нарушения; 9 — рудные тела

дает на юго-восток. На его северном фланге восточная ветвь на верхних горизонтах имеет обратное падение на северо-запад. Отдельные зоны разлома выполнены дайками альбитофиров и кварцевых диоритовых порфиритов. Шток этих пород также приурочен к южному флангу месторождения, что свидетельствует о древнем (раннеюрском) заложении рудоносного разрыва. В послееффузивное время вдоль нарушения возобновились перемещения с амплитудой в десятки метров. В результате этого между ветвями и сближенными тектоническими швами разлома возникли оперяющие крутопадающие трещины, выполненные рудной минерализацией. Таким образом, Садонский рудоносный разлом имеет длительную историю развития, а в результате этого и сложное строение. Между ограничивающими тектоническими швами возникли многочисленные оперяющие трещины.

Рудоносный разлом хорошо выдержан на глубину. Ко времени рудообразования он оказался многократно тектонически подновленным и на значительных интервалах приоткрытым (Некрасов, 1966).

Процесс рудообразования на месторождении был многостадийным. Ранней стадией является кварц-пиритовая. Затем следовали три продук-

тивные стадии (кварц-галенит-сфалеритовая, кварц-кальцит-пирит-пиротиновая с галенитом и сфалеритом, кальцит-галенит-сфалеритовая). Завершился гидротермальный процесс кальцитово-стадий. Рудные жилы приурочены к интервалам западного шва, ориентированным по азимуту 34—41° и падающим на юго-восток под углом от 84 до 90°. К изгибам западного шва приурочены крутопадающие рудные столбы.

4. Рудные поля и месторождения, приуроченные к участкам пересечения разрывными нарушениями или оперяющими их трещинами горизонтов благоприятных пород

К этому типу относятся некоторые полиметаллические месторождения в Родобах (Болгария), сурьмяно-ртутные месторождения Средней Азии и др. В Родобах наиболее богатые месторождения образовались

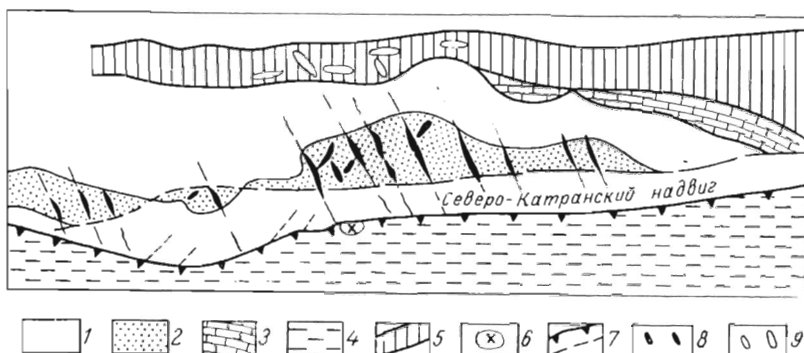


Рис. 79. Структурная схема Шунк-Канского рудного района, Средняя Азия (по В. П. Федорчуку, 1964 г.).

1 — сланцевые толщи (S_{2-3}); 2 — плотные конгломераты (C_{2-3}); 3 — слоистые известняки (Сп); 4 — сланцы (S_2); 5 — полоса серпентинитов; 6 — шток сениито-диоритов; 7 — разрывные нарушения различных порядков; 8 — карбонатные жилы с кинноварью; 9 — проявления полиметаллического оруденения

в узлах пересечения крупными разрывными нарушениями горизонтов карбонатных пород, залегающих среди гнейсов.

На рис. 79 приведена структурная схема Шунк-Канского рудного района (Средняя Азия). Ртутное оруденение на его площади приурочено к участкам пересечения горизонтов конгломератов и песчаников разрывами, оперяющими Северо-Катранский надвиг.

5. Рудные поля и месторождения с трубо- и столбообразной формой рудных тел, приуроченных к узлам пересечения и сопряжения разрывных нарушений различного порядка

К этому типу относится ряд полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии и Восточного Забайкалья. Одно из них — Кансайское рудное поле описано на стр. 170.

6. Рудные поля и месторождения в разрывных нарушениях, осложненных поперечными дорудными тектоническими трещинами

Месторождения этого типа описаны Е. М. Некрасовым (1967 г.). К ним относится Какадур-Ханикомское полиметаллическое месторождение на Северном Кавказе. Площадь его сложена юрской слож-

но складчатой толщей. Рудные тела весьма сложной в общем жильной формы, вытянуты в северо-западном направлении. Они осложнены многочисленными поперечными трещинами северо-восточного простирания, имеют многочисленные раздувы, ответвления и изменения элементов залегания.

Детальное изучение структуры этого месторождения Е. М. Некрасовым показало, что наиболее интенсивно развивалась система трещин северо-западного простирания. Дорудные трещины, ориентированные в поперечном направлении, существенно влияли на размещение оруденения. В процессе минерализации поперечные трещины оказались сопряженными с рудовмещающими трещинами северо-западного простирания и поэтому ограничивают развитие жильных тел. По системе поперечных трещин происходили интенсивные тектонические движения, о чем свидетельствует значительная мощность тектонической глинки. Таким образом, Какадур-Ханикомское месторождение принадлежит к типу трещинных, связанных не менее чем с двумя системами сопряженных сколов, но основные рудные тела приурочены к одной из них.

7. Рудные поля и месторождения, приуроченные к минерализованным зонам сложного строения и зонам скалывания

К этому типу относятся оловорудные месторождения Комсомольского рудного района в Хабаровском крае, в Приморье и др. Месторождения Комсомольского района располагаются среди вулканогенно-осадочных пород мезозойского возраста. Наиболее широко в районе распространены флишеидные образования юры мощностью около 7 км. На них местами с резким угловым несогласием залегают вулканогенные породы нижнего мела мощностью до 700 м. Вулканогенно-осадочные образования верхнемелового возраста имеют мощность не менее 800 м. На размытой поверхности юрских и меловых пород местами залегают долериты, базальты и их туфы неогена мощностью 250 м. Интрузивные и дайковые образования мелового возраста, представленные различными по составу породами от габбро до лейкократовых гранитов, не имеют широкого распространения.

Оловорудные месторождения приурочены к отдельным интервалам зон дробления преимущественно субмеридионального простирания, имеющих протяжение до 20 км. Эти зоны пересекают юрские терригенные образования, меловые эффузивно-осадочные породы и местами гранитоиды. В то же время они перекрываются неогеновыми базальтами.

Г. С. Головкин (1967) все месторождения района по положению в разрезе подразделил на три группы: 1) целиком залегающие в юрских осадочных породах; 2) локализующиеся нижними частями в юрских терригенных образованиях, а верхними — в нижнемеловых туфах и туфоконгломератах; 3) месторождения, верхние части которых располагаются в верхнемеловых порфиритах и туфах порфиритов (нижние ярусы не изучены) (рис. 80). Мощность минерализованных зон измеряется несколькими десятками метров. Внутри зон образовались жилы и зоны с прожилково-вкрапленной минерализацией, возникшей в четыре стадии минерализации: кварц-турмалиновую, кварц-касситеритовую, кварц-сульфидную и кварц-карбонат-сульфидную. Вдоль зон наблюдаются полосы кварц-турмалиновых метасоматитов, которые местами сопровождаются зонами серицитизированных и пропилитизированных пород.

В строении минерализованных зон и размещении оруденения в вертикальном разрезе проявилась зональность, определяемая составом и физико-механическими свойствами вмещающих пород. Промышленные рудные тела не имеют четких геологических границ и контуры их определяются путем опробования.

Строение одной из минерализованных зон Октябрьского оловянного месторождения в Приморье показано на рис. 81. Здесь среди

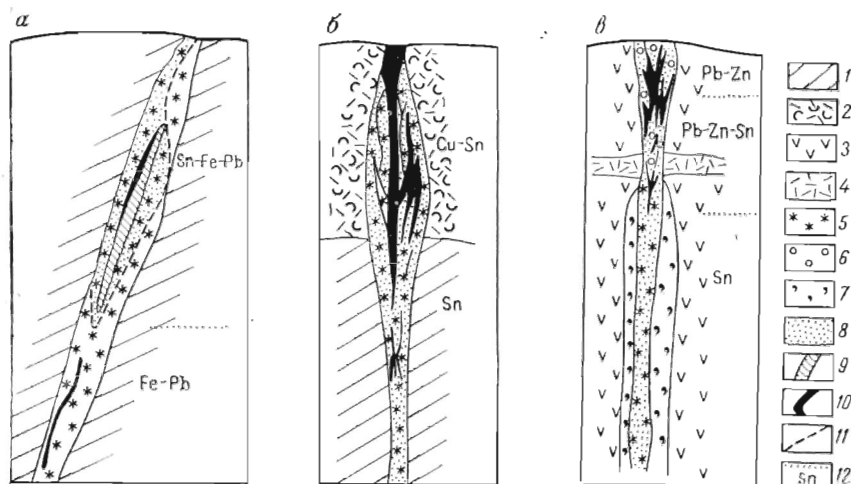


Рис. 80. Схематические разрезы через оловянные зоны Комсомольского района (по Г. С. Головкову, 1967):

a — целиком залегающие в юрских терригенных породах; *б* — пересекающие юрские терригенные породы и нижнемеловые эффузивно-осадочные образования; *в* — залегающие в верхнемеловых эффузивах.

1 — юрские песчаники и алевролиты; 2 — нижнемеловые туфы и туфоконгломераты; 3 — верхнемеловые порфириты; 4 — верхнемеловые кварцевые порфириты; 5 — кварц-турмалиновые метасоматиты; 6 — пропилиты; 7 — кварц-серпичитовые метасоматиты; 8 — вкрапленная и мелкопрожилковая касситеритовая минерализация; 9 — кварц-касситеритовые жилы; 10 — кварц-сульфидные и кварц-карбонат-сульфидные жилы; 11 — контур распространения оловянной минерализации; 12 — условные границы зон минерализации и их главный рудный компонент

осадочных пород внутри рудной зоны гидротермальная минерализация приурочена к тектоническим трещинам двух направлений. Рудные тела имеют форму столбов, линз и жильных зон.

8. Штокверковые месторождения, связанные с одной системой сближенных разрывных нарушений, сопровождаемых системами мелких оперяющих трещин

К этому типу относятся очень крупные медные месторождения, такие, как Чукикамата в Чили и др. Длина рудоносных штокверков измеряется несколькими километрами при мощности до 600—800 м. Между сближенными разрывными нарушениями, обычно приуроченными к зонам древних разломов и к дайкообразным интрузивным телам, образовались системы мелких оперяющих трещин. Вмещающие породы в пределах таких зон подверглись интенсивному гидротермальному изменению: окварцеванию, серпичитизации и пиритизации. Глубина распространения оруденения в описываемых штокверковых месторождениях значительная — до 600—700 м и более.

9. Штокверковые месторождения, приуроченные к узлам пересечения и сопряжения двух и более систем сближенных разрывных нарушений, сопровождаемых системами мелких оперяющих трещин

Список месторождений этого типа весьма значительный (см. табл. 5). Геологическое строение и структура их изучены достаточно детально. Наиболее часто они размещаются среди интрузивных пород, прорванных многочисленными и разновозрастными штоками и дайками

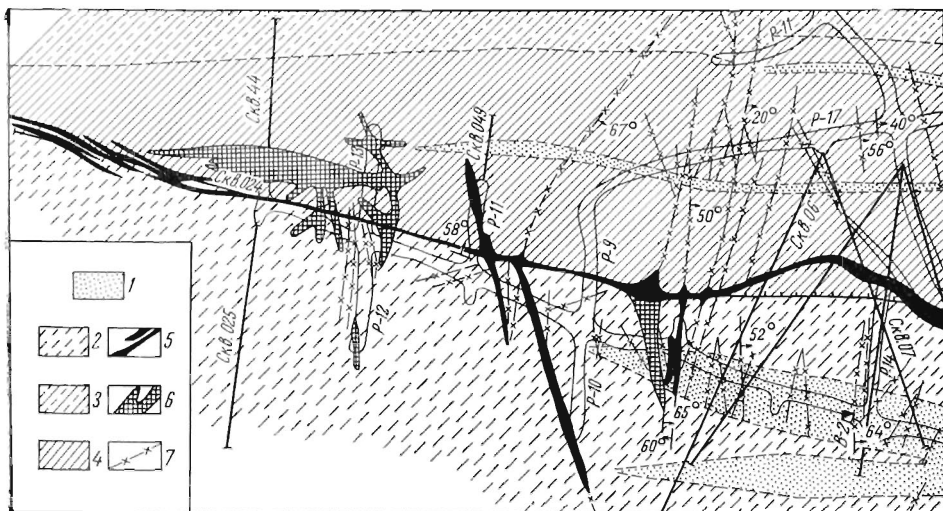


Рис. 81. Часть геологического плана горизонта штольни 3 Октябрьского оловорудного месторождения, Приморье (по А. А. Толоку, 1964 г.).

1 — песчаники; 2 — алевролитовые песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глинистые сланцы; 5 — метасоматические хлоритовые зоны; 6 — минерализованные зоны трещиноватости; 7 — трещины с глиной трения

различного состава. Крупные дорудные разрывные нарушения нескольких систем в основном совпадают с более ранними дайками. Между этими разрывными нарушениями возникли системы оперяющих трещин, к которым приурочена минерализация.

Вмещающие породы на значительной площади подверглись гидротермальному изменению. Глубина распространения оруденения месторождений описываемого типа до 600—700 м. На некоторых месторождениях выявлена вертикальная структурная зональность, которая выражается в том, что количество рудных прожилков, т. е. трещин, приходящихся на 1 м, с глубиной уменьшается. В качестве примера на рис. 82 приведена геологическая схема Каджаранского рудного поля.

10. Штокверковые месторождения, приуроченные к клиновидным тектоническим блокам в узлах сопряжения и разветвления разломов

Месторождения этого типа встречаются реже, чем предыдущего. К ним относится месторождение Мурунтау. Кроме того, подобные штокверки развиты на некоторых редкометальных месторождениях.

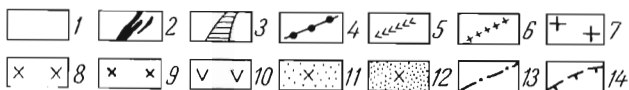
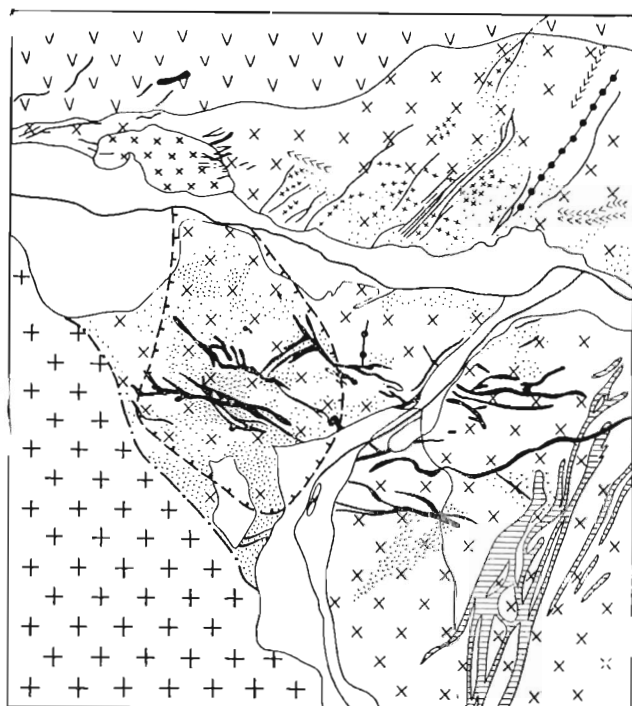


Рис. 82. Геологическая схема Каджаранского медно-молибденового месторождения (по С. С. Мкртчяну, К. А. Карамяну, Т. А. Авершагянчу, 1969 г.).

1 — аллювиально-делювиальные отложения; 2 — гранодиорит-порфиры поздней фазы; 3 — гранодиорит-порфиры ранней фазы; 4 — минетты амфиболовые; 5 — спессартиты; 6 — аплиты; 7 — порфиридные граниты и гранодиориты; 8 — монцитоны; 9 — диориты; 10 — андезитовые порфириты и их туфы (Р₂); 11 — монцитоны среднелаземные; 12 — монцитоны сильнотемпературные; 13 — разрывные нарушения; 14 — границы рудной минерализации

III. РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К ЗОНАМ КОНТАКТОВ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ, ОСЛОЖНЕННЫХ РАЗРЫВНЫМИ НАРУШЕНИЯМИ

А. Наклонные и крутопадающие контакты интрузивных массивов сложной формы, осложненные разрывными нарушениями

К этому типу относится ряд скарновых месторождений железа, вольфрама и молибдена, некоторые свинцово-цинковые месторождения и др.

Сарбайское месторождение приурочено к меридиональному контакту диоритов и вулканогенно-осадочной толщи, осложненному продольными и поперечными разрывными нарушениями. В зоне контакта породы интенсивно скарнированы. Рудные тела имеют пластообразную

форму, вытянуты на 1,5—2 км, мощность их до 150—200 м, вскрыты на глубину более 1 км. Они образовались главным образом в результате замещения карбонатных пород. Формирование рудных тел происходило в течение нескольких стадий минерализации. Сначала образовались скарны, затем формировалось магнетитовое оруденение, после которого возникли зоны сульфидной минерализации, а затем безрудные кварц-карбонатные жилы и прожилки.

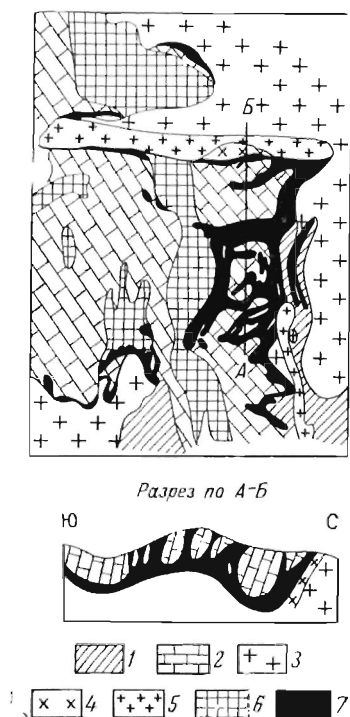


Рис. 83. Геологическая схема Лянгарского месторождения (по Х. М. Абдуллаеву, 1947 г.). 1 — сланец; 2 — известняк; 3 — адамеллит; 4 — тоналит; 5 — гранит-аплит; 6 — роговики; 7 — скарны

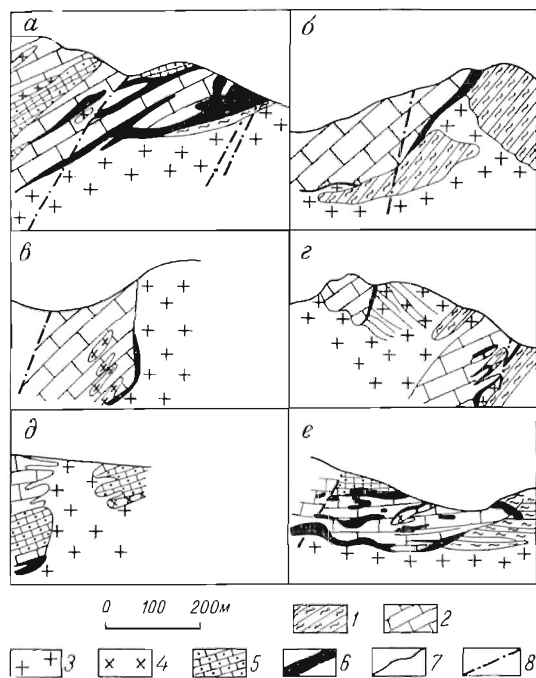


Рис. 84. Морфология скарных залежей Лянгарского месторождения и связь их со структурными элементами (по данным рудника, 1948 г.). 1 — сланцы; 2 — мраморизованные известняки; 3 — адамеллиты; 4 — тоналиты; 5 — известково-силикатные роговики; 6 — скарны; 7 — кварцевые жилы; 8 — разрывные нарушения

Лянгарское скарное месторождение приурочено к сложному контакту гранитоидов с известняками (рис. 83). Морфология скарных залежей разнообразна и определяется элементами залегания контакта интрузивного массива с известняками и ориентировкой тектонических трещин (рис. 84).

Б. Месторождения, связанные с зонами ксенолитов и останцами известняков или других пород кровли, осложненных разрывными нарушениями, в интрузивных породах

К этому типу относятся некоторые скарно-железорудные месторождения Урала, описанные Я. П. Бакласевым (1973 г.). Строение месторождений и морфология рудных залежей часто определяются приуро-

ченностью останцов и ксенолитов к определенным структурным направлениям с соответствующей их ориентировкой и конфигурацией поверхности. Примеры таких месторождений известны в Высокогорском рудном поле: Выйское, Андреевское, Елизаровское, Гореловское и др.

В. Рудные поля и месторождения, приуроченные к интрузивным штокам и куполовидным выступам гранитных массивов, осложненных разрывными нарушениями

В эту подгруппу входят многочисленные грейзеновые месторождения различных районов мира. Среди них есть жильные, штокверковые и комбинированные (жильно-штокверковые), располагающиеся в породах кровли или в граните, а также в гранитах и породах кровли (комбинированные). Сводку материалов по рассматриваемым месторождениям выполнили Д. В. Рундквист, В. К. Деннсенко и И. Г. Павлова (1971). Возможные структурные типы месторождений по данным названных исследователей представлены на рис. 85. Примеры жильно-штокверковых месторождений показаны на рис. 86 и 87.

IV. РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К РАССЛОЕННЫМ ИНТРУЗИВНЫМ МАССИВАМ

А. Основные и ультраосновные интрузивные массивы

С интрузивами этого типа связаны крупнейшие месторождения хромитов и платиноидов Бушвельдского доломита в ЮАР, а также ряд сульфидных медно-никелевых месторождений, представленных дольными залежами в Мончегорском, Норильском и других районах СССР. На рис. 88 представлена геологическая схема восточной части Бушвельдского комплекса, залегающего среди архейских метаморфических пород. Полоса расслоенных основных и ультраосновных магматических пород имеет ширину около 30 км и вытягивается более чем на 200 км. В основании комплекса располагаются переходная и нижняя зоны, сложенные дунитами, перидотитами, пироксенитами. Выше находится рудоносная критическая зона, а еще выше главная норитовая зона. Критическая зона состоит из часто перемежающихся пироксенитов, поритов, анортозитов. Нижняя часть этой зоны преимущественно пироксенитовая, а верхняя — анортозитовая. Многочисленные хромитовые слои тяготеют главным образом к пироксенитовой части. В анортозитовой части разреза критической зоны хромитов значительно меньше. Однако вверху этой зоны располагаются выдержанные горизонты сульфидных руд (риффы Меренского). Мощность хромитовых слоев небольшая (1—1,5 м), а по простиранию они прослежены на десятки километров. Руды массивные, на контактах хромитовых слоев — вкрапленные. Детальное изучение хромитовых месторождений показало, что они являются раннемагматическими.

Б. Щелочные интрузивные массивы

К этому типу относятся редкометальные месторождения Ловозерского массива на Кольском полуострове. В плане массив имеет подковообразную форму и сложен разнообразными нефелиновыми сиенитами и

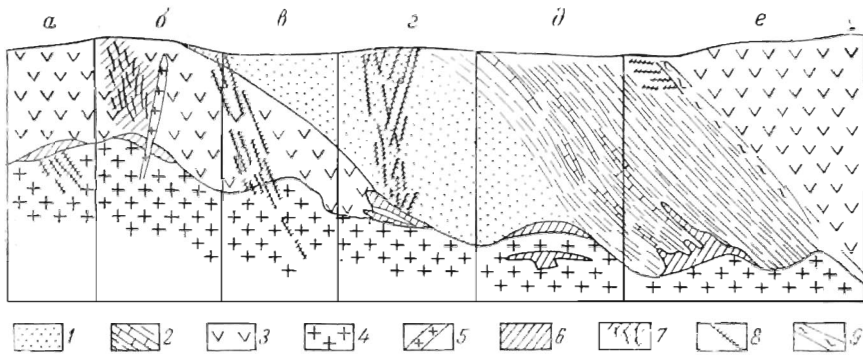


Рис. 85. Схема размещения грейзеновых месторождений различных структурно-морфологических типов и их взаимосвязь в идеализированном разрезе (по Д. В. Рундквисту, В. К. Денисенко, И. Г. Павловой, 1971):

а — жильный и купольный; б — штокерковый и купольный, а — жильный; г — жильно-штокерковый, д — купольный; е — минерализованные зоны в экзоконтакте.
 1 — песчаники; 2 — сланцы с прослоями известняков; 3 — эффузивы; 4 — граниты; 5 — дайки кислых пород; 6 — рудоносные метасоматически измененные породы; 7 — штокерки; 8 — кварцево-рудные жилы с околожильными зонами грейзенов; 9 — тектонические зоны смятия

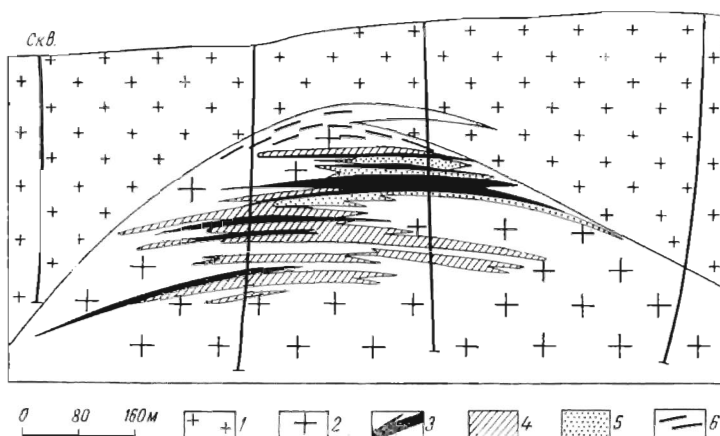
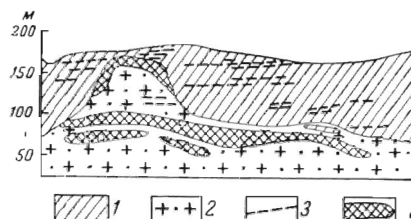


Рис. 86. Схематический разрез месторождения Цичовец (по И. Янечка, М. Штемпроку, 1964 г.).

1 — гранит-порфиры; 2 — шток гранит-порфира; 3 — грейзены с повышенным содержанием олова; 4 — слабо оруденелый грейзен; 5 — оловянистый грейзен; 6 — кварцевые жилы

Рис. 87. Геологический разрез Юго-дзырского вольфрам-молибденового месторождения, МНР (по В. Т. Полякову, 1972).

1 — ороговикованные сланцы палеозоя; 2 — грейзенизированный гранит-порфир; 3 — кварцевые жилы; 4 — рудные залежи



близкими к ним породами, внедрение которых происходило не менее чем в шесть фаз (И. В. Буссен, А. С. Сахаров, 1967 г.): 1) нефелиновые сиенит-порфиры, ромбен-порфиры, овоидофиры; 2) пойкилитовые и порфиroidные нефелиновые сиениты; 3) луавриты — «фойяиты» — уртиты

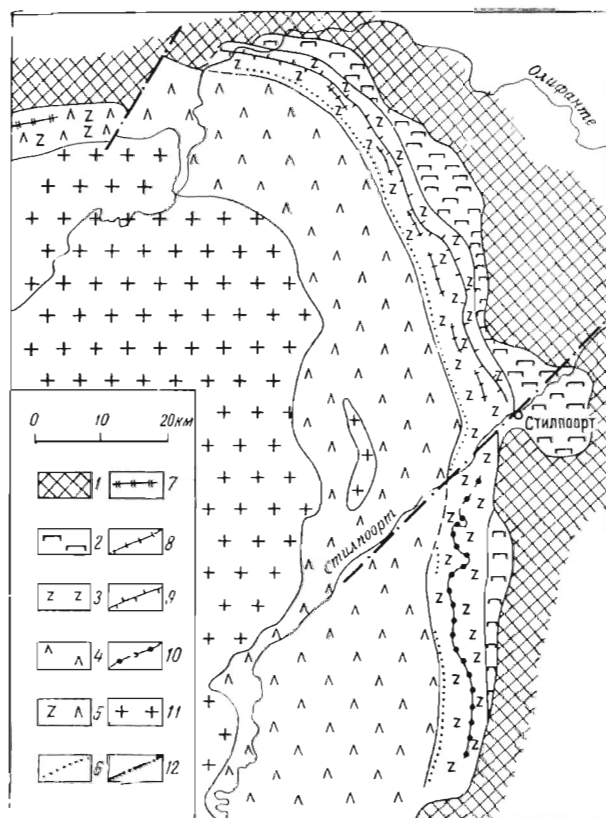


Рис. 88. Схема геологического строения восточной части Бушвельдского комплекса, ЮАР (по Ю. Н. Камеруну и Дж. А. Десборо, 1973 г.).

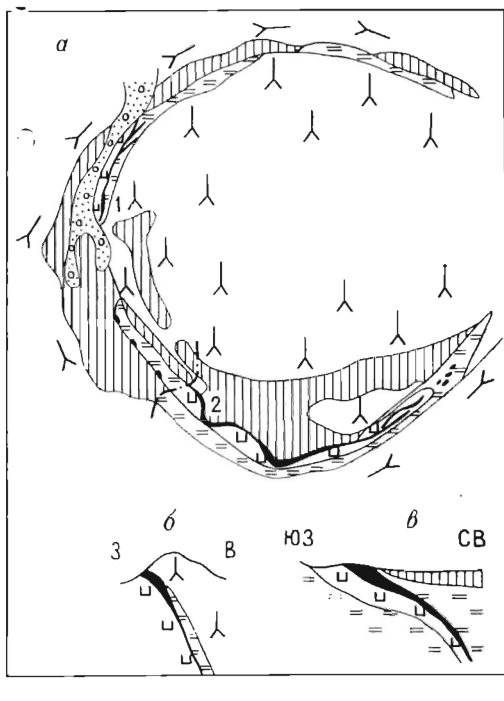
1 — метаморфические породы фундамента; 2 — переходная и нижняя зоны (бронзититы, гарцбургиты, дуниты, анортзитовые нориты, нориты); 3 — критическая зона (саббро, нориты, дуниты, анортзиты, пироксениты и др.); 4 — главная норитовая зона (нориты, анортзиты); 5 — нерасчлененные породы; 6 — сульфидные медно-никелевые руды рифов Меренского; 7 — хромитовые пласты западного сектора; 8 — хромитовые пласты в анортзитовой серии; 9 — Стилпоортский хромитовый пласт (центральный сектор); 10 — главная хромитовая субзона (южный сектор); 11 — граниты и связанные с ними породы; 12 — разрывные нарушения

совместно с ювитами, ийолитами и малиньитами; 4) эвдиалитовые луавриты, фойяиты, ювиты и др.; 5) мурманитовые порфиroidные луавриты; 6) дайки щелочных лампрофировых пород. Характерной особенностью Ловозерского массива является его интенсивная расслоенность. Оруденение связано с породами третьей интрузивной фазы массива.

V. РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К МНОГОФАЗНЫМ ИНТРУЗИВНЫМ МАССИВАМ КОЛЬЦЕВОГО СТРОЕНИЯ (ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА)

А. Полукольцевые жилообразные нефелин-апатитовые тела, приуроченные к коническим разрывам в щелочных массивах

Апатитовые месторождения Хибинского массива, имеющего подковообразную форму, связаны с нефелиновыми сиенитами и ийолит-уртитам. Формирование массива происходило в несколько фаз. Апатитовые руды обычно совместно с мелкозернистыми ийолитами локализируются в массивных урритах, размещаясь в их висячем боку или центральной части (рис. 89). Форма апатитовых залежей жилообразная коническая, с перерывами и пережигами. С выполаживанием мощность залежей увеличивается. На описываемых месторождениях достаточно широко развиты дорудные разрывные нарушения, как совпадающие с апатитовыми телами, так и поперечные по отношению к ним. Ф. М. Онохин выделяет в Хибинском массиве также и радиальные разрывные нарушения.



1
 2
 3
 4
 5
 6
 7
 8

Рис. 89. Схема геологического строения ийолит-уртитовой дуги Хибинского массива (а) (по Н. А. Елисееву и др., 1937 г.) и разрезы по месторождениям Куэльпор (б) и Юкспор (в)
 1 — четвертичные отложения; 2 — хибиниты; 3 — ловчорриты; 4 — трахитоидные ийолиты; 5 — массивные урриты; 6 — ричесорриты; 7 — апатитовые руды; 8 — разрывные нарушения.

Месторождения: 1 — Куэльпор; 2 — Юкспор

Б. Карбонатитовые рудные тела в кольцевых, конических и радиальных разрывных нарушениях ультраосновных щелочных комплексов

К этому типу относятся карбонатитовые месторождения, формирование которых происходило в глубинных условиях и не сопровождалось вулканической деятельностью — Ковдорское на Кольском полуострове (рис. 90, а) и Альнё в Швеции (рис. 90, б).

В. Штокверки в апикальной части штокообразных интрузивных массивов, сопровождаемых радиальными дайками

К этому типу относится крупнейшее в мире молибденовое месторождение Клаймакс. Схематические план и разрез его приведены на рис. 175.

Г. Зоны редкометалльных грейзенов и альбититов, приуроченные к разрывным нарушениям, в кольцевых и конических массивах гранитоидов с участием щелочных гранитов

Месторождения этого типа известны на плато Джос в Нигерии, в Центральном Казахстане и во многих других районах.

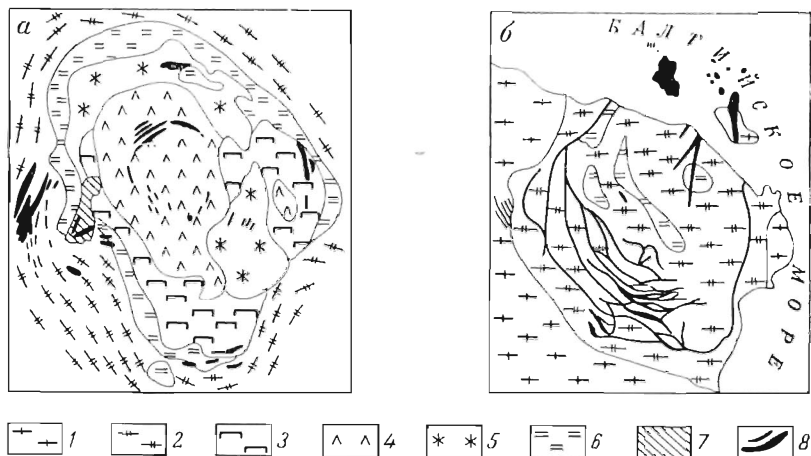


Рис. 90. Схемы строения массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатов.

a — массив Ковдор (по Л. С. Бородину, 1960 г., А. А. Кухаренко, Ю. Л. Капустину, 1965 г.); *б* — массив Альнэ (по Х. Эккерману, 1930 г.).
 1 — архейские гранито-гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — фенитизированные породы; 3 — пироксениты; 4 — оливиниты; 5 — турьяниты; 6 — ийолиты; 7 — магнетит-форстеритовые породы; 8 — карбонаты

VI. РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К ВУЛКАНИЧЕСКИМ СООРУЖЕНИЯМ

С площадями распространения вулканогенных формаций связаны многочисленные месторождения цветных, редких и благородных металлов, а также урана, железа и других полезных ископаемых. Многие из месторождений являются крупными и уникальными. Структурные типы описываемых рудных полей и месторождений определяются прежде всего геологическим типом и строением вулканических сооружений, к которым они приурочены. Среди этих сооружений нами были выделены вулканические купола, вулканотектонические мульды, кальдеры, линейные вулканические сооружения и поля развития субвулканических тел и корневых частей вулканических аппаратов (см. рис. 45). Вулканические сооружения, поперечные размеры которых достигают 20—30 км, определяют положение рудных полей и месторождений. Каждому типу вулканических сооружений соответствует структурная подгруппа, а в каждой подгруппе следует выделять структурные типы рудных полей и месторождений. Внутри вулканических сооружений отдельные вулканические аппараты, трубки взрывов, субвулканические массивы и разрывные нарушения различного масштаба определяют не только положение, но и структурный тип отдельных месторождений и рудных тел.

А. Рудные поля и месторождения, приуроченные к вулканическим куполам, осложненным разрывными нарушениями

К вулкано-тектонической брахиантиклинали, осложненной крутопадающими продольными и поперечными разрывными нарушениями, приурочено Сибайское рудное поле. В ядре Сибайского вулканического сооружения залегают альбитофиры и дацитовые порфиры, их туфы и брекчии, а крылья сложены вулканическими туфами и брекчиями спилитов и диабазовых порфиритов и яшмами. Падение пород западного крыла пологое ($10-30^\circ$), а восточного $40-65^\circ$.

Главные месторождения сосредоточены в северной половине рудного поля и приурочены к узлам пересечения меридиональной зоны разлома, срезающей восточное крыло складки, с поперечными разрывами. Медноколчеданные рудные тела приурочены к тектоническим контактам альбитофиров со спилитовой толщей. Наиболее крупные рудные залежи являются крутопадающими, форма их сложная сундучная или параллелепipedальная. Все они локализованы в зоне разлома на участке перехода от замка складки к крутопадающему крылу. В северной части поля находятся также пологие пластообразные рудные залежи с интересными обломковидными обособлениями сульфидных руд.

Молодежное медноколчеданное месторождение (Южный Урал) приурочено также к вулканическому куполу, осложненному многочисленными разрывными нарушениями.

С межпластовыми и секущими разрывными нарушениями, наложенными на вулканические купола, связано образование жил, межпластовых рудных залежей, штокверковых и сложных рудных тел Маднеули, Гайского месторождения, медноколчеданного месторождения Вест-Шаста в США и многих других.

На площади вулканических куполов к вулканическим жерлам приурочены отдельные месторождения. В вулканокупольных сооружениях жерла преимущественно бескальдерные.

К грубообразным жерлам с кольцевыми или овальными сечениями приурочены ртутные месторождения в Карпатах, уран-флюоритовые и бертрайдитовые месторождения хребта Томас в США, полиметаллические руды месторождения Тречча в Югославии, некоторые железорудные месторождения Ангаро-Илимского района. Форма рудных тел в таких вулканических аппаратах весьма разнообразная: жильная, штокверковая, трубо- и столбообразная как внутри, так и около жерл. В непосредственной близости от жерл возникают пластообразные тела вкрапленных руд, приуроченные к горизонтам вулканических туфов (хребет Томас, США).

Сложные рудные залежи в сочетании с трубообразными телами и системой жил внутри жерла и в периферической части его возникли на колчеданно-полиметаллическом месторождении Серро-де-Паско в Перу. Столбообразные рудные тела внутри жерла в сочетании с многочисленными телами разнообразной формы около жерл образовались на месторождении Тречча в Югославии.

Жерла конической формы, выполненные преимущественно экстрезивами, характерны для золото-серебряных, уран-молибденовых, оловянно-серебряных месторождений. Форма рудных тел месторождений этого структурного типа преимущественно жильная и штокверковая. На рис. 91 представлены примеры золото-серебряных месторождений Трансильвании (Румыния).

Линейные жерла, вытянутые вдоль разломов, характерны для уран-молибденовых месторождений, некоторых железорудных месторождений Ангаро-Илимского района, Шерловогорского оловорудного месторождения в Восточном Забайкалье и других. Форма рудных тел разнообраз-

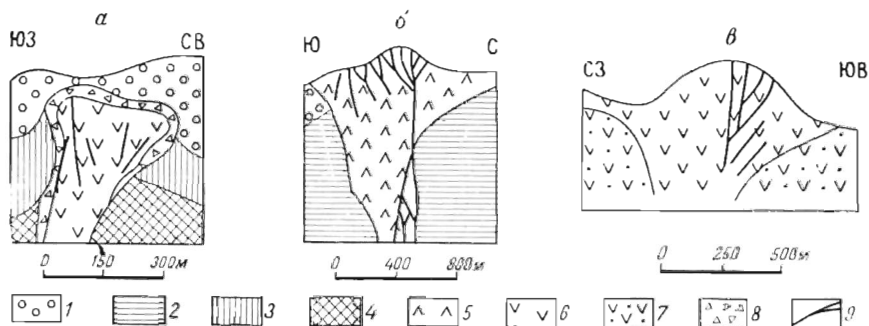


Рис. 91. Разрезы золоторудных месторождений Трансильвании, Румыния (по В. Яновику и др., 1969 г.):

a — Бэца; *b* — Бая-Сприя; *v* — Деалул Круче.
1—3 — осадочные породы: 1 — неогеновые; 2 — палеогеновые; 3 — меловые; 4 — офиолитовый комплекс; 5 — пироксеновые андезиты; 6 — роговообманковые андезиты; 7 — кварцевые андезиты; 8 — брекчии; 9 — золоторудные жилы

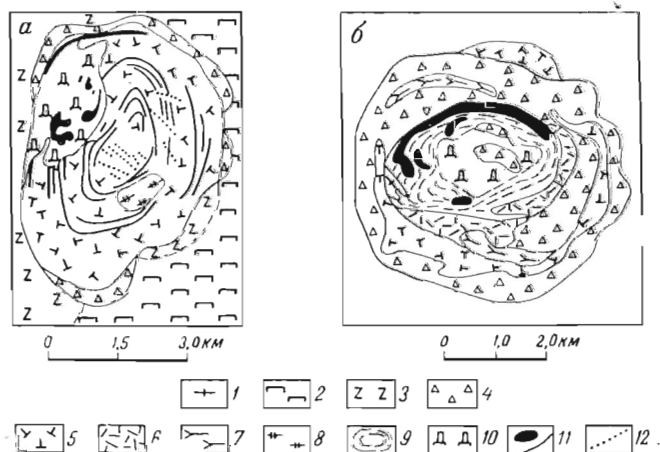


Рис. 92. Схемы строения массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.

a — массив Гудиня, ЮАР (по Д. Гитинсу и др., 1969 г.); *b* — массив Луеш, Заир (по А. Майеру, П. Безуне, 1950 г.).
1—3 — вмещающие породы: 1 — гнейсы и сланцы; 2 — пироксениты; 3 — пориты; 4 — брекчии; 5 — эффузивные породы; 6 — риолиты; 7 — трахиты и андезиты; 8 — фениты; 9 — доломитизированные породы; 10 — анкерито-доломитовые карбонатиты; 11 — ранние и нерасчленившиеся карбонатиты; 12 — дайки сечтов

ная: жиллообразные тела внутри и около жерла, штокверки и минерализованные зоны, а также жилы и реже рудные столбы. Около жерл под вулканическими покровами встречается скрытое оруденение, приуроченное к разрывным нарушениям, контролирующим положение и форму жерл.

Трубообразные жерла ступенчатой в плане формы, ограниченные несколькими системами трещин, встречаются редко. К ним относится

Карасукское полиметаллическое месторождение в Хакасии. Жилы в двух системах трещин отрыва, приуроченные к дайкам, располагаются около жерла.

Вулканические жерла сложной формы характерны для многих карбонатитовых месторождений Африки (Мбея, Локупой, Рангве, Чилва и др.). Внутри жерл образовались столбобразные и неправильные тела карбонатитов, а около жерл — рудные жилы.

На рис. 92 представлены схематические планы двух карбонатитовых месторождений Южной Африки, приуроченных к вулканическим жерлам. Вулканические туфы и брекчии играют существенную роль среди пород, выполняющих жерла. Тела карбонатитов имеют столбобразную и неправильную форму, а также приурочены к кольцевым и коническим разрывным нарушениям.

Б. Рудные поля и месторождения, приуроченные к вулканотектоническим депрессиям, осложненным разрывными нарушениями

Вулканотектонические депрессии областей тектономагматической активизации обычно представляют собой образования верхнего структурного этажа, а фундамент их сложен метаморфическими породами докембрия или интрузивными и интенсивно дислоцированными вулканогенно-осадочными толщами палеозоя. Форма депрессий в плане округлая или неправильная. Падение вулканогенно-осадочных пород обычно пологое, направленное внутрь депрессий. Мощность отложений небольшая (до 1—1,5 м). Под вулканогенно-осадочными покровами депрессий, как правило, скрыты древние глубинные разломы фундамента. При формировании депрессий движения вдоль таких разломов возобновлялись и они проникали в толщу депрессий. Кроме того, внутри депрессий и особенно в их основании формировались пологие межпластовые разрывные нарушения. К крутопадающим разрывным нарушениям обычно приурочены субвулканические тела и дайки различного состава, а также тела эруптивных брекчий. В отличие от кальдер, которые будут описаны далее, в вулканотектонических депрессиях не было значительных проседаний блоков земной коры.

К депрессиям приурочены урановые, золото-сульфидные и некоторые другие месторождения полезных ископаемых. Рудные тела имеют пластообразную, реже жильную и неправильную штокверковую форму. Оруденение приурочено к крутопадающим, а также пологим межпластовым разрывным нарушениям и размещается главным образом в отложениях депрессии. Реже рудные тела формируются в породах фундамента.

В. Рудные поля и месторождения, приуроченные к кальдерам

Кальдеры являются вулканотектоническими депрессиями концентрической или неправильной формы; поперечные размеры их колеблются от 2—3 до 20—30 км. Кальдеры характерны для комплексов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, формирующихся на платформах и щитах (Африка, Скандинавия, Сибирь). Положение кальдер в таких районах определяется узлами сопряжения и пересечения крупных глубинных разломов. Для этих кальдер типичны радиальные, кольцевые и конические разрывные нарушения.

Часто кальдеры встречаются в областях развития липарит-андезитовой, липаритовой и липарит-гранитной формаций, характерных для завершающих стадий развития геосинклинальных областей. Магматические комплексы в таких областях слагают верхние структурные этажи. Более древнее складчатое основание разбито на отдельные блоки глубинными долгоживущими разломами. Кальдеры здесь часто имеют вытянутую форму и располагаются в узлах сопряженных глубинных разломов, а во многих случаях бывают приурочены к вулканокупольным структурам, которые на поздних стадиях формирования переходят в кальдеры.

Крупные кальдеры являются вулcano-тектоническими структурами первого порядка. Геологическое строение их сложное: характерны многофазные вулcano-плутонические комплексы пород, широко развиты разрывные нарушения и гидротермально измененные вмещающие породы. В таких кальдерах четко проявлены взаимосвязь и взаимозависимость магматических образований, разрывных нарушений и оруденения, формирование которых происходило в близповерхностных условиях на глубинах от 2—2,5 до 0,5 км от поверхности. Это нашло отражение в геологических особенностях месторождений, связанных с палеовулканическими кальдерами.

В зависимости от особенностей геологического строения и способов формирования следует выделить четыре структурных типа кальдер (Яковлев, 1967): 1) эксплозивные кальдеры без кольцевых и радиальных нарушений (Крипл-Крик и др.); 2) кальдеры с опущенным центральным цилиндрическим блоком (Браден, Пиларес, Сильвертон, Агуачиле и др.), включающие не менее чем четыре структурных подтипа; 3) кальдеры комбинированного происхождения — эксплозив и опущенный центральный блок (кальдеры вулканических районов СССР); 4) скрытовулканические сооружения (Джепта, Кноб, купол Хик и др. в США).

В кальдере Крипл-Крик (первый тип) золото-серебряные и полиметаллические месторождения и рудные тела располагаются как в околокальдерном пространстве, так и внутри кальдеры. Наиболее крупные жилы, приуроченные к дайкам, встречаются около кальдер, т. е. развиты вдоль наиболее ранних нарушений, определивших положение кальдеры. Около нее в узлах пересечения нарушений, а также даек нарушениями локализируются рудные столбы. Внутри кальдер широко развиты жилы, жильные зоны и рудные столбы в узлах пересечения нарушений. К вулканическим жерлам приурочены трубообразные рудные тела с вертикальным размахом оруденения до 1 км.

В кальдерах типа Браден главное рудное тело, имеющее в сечении кольцевую форму, располагается в периферической части жерла. Внутри жерла локализованы мелкие жилы и гнезда, а около него в системе трещин мелкие жилы, не имеющие существенного значения.

В кальдерах типа Сильвертон широко развиты золото-серебряные и полиметаллические месторождения жильного типа располагаются в кольцевых и радиальных нарушениях исключительно в околокальдерном пространстве. В узлах пересечения жил размещаются рудные столбы. Рудные столбы и трубы полиметаллических руд с урановым оруденением приурочены к вулканическим жерлам и трубкам, вызванным прорывом газов. Внутренняя часть кальдеры (опущенный центральный блок) практически безрудна (рис. 93).

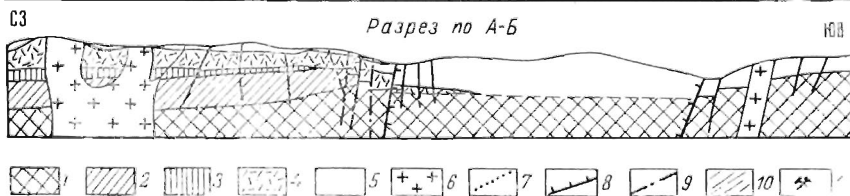
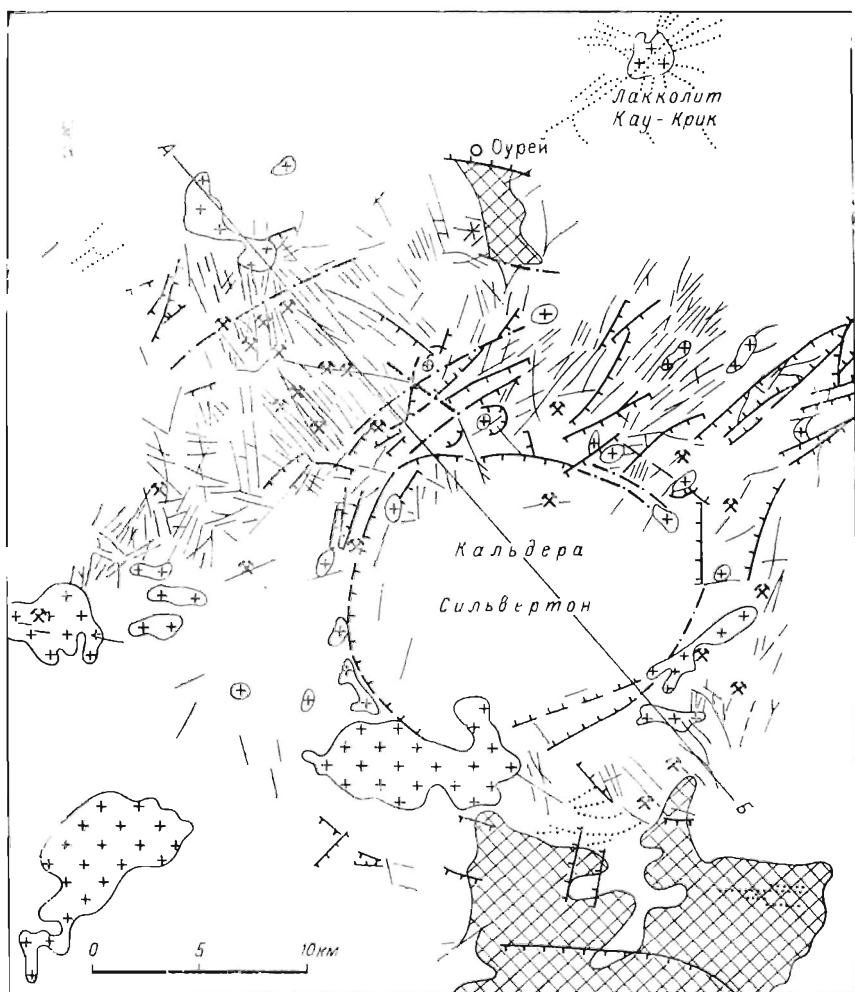


Рис. 93. Геологическая схема и разрез кальдеры Сильвертон, Колорадо, США (по В. С. Бербанку, 1947 г.).

1 — докембрийские метаморфические породы (фундамент); 2 — палеозойские осадочные породы; 3 — мезозойские осадочные породы; 4 — туфы Сан-Хуан; 5 — вулканическая серия Сильвертон; 6 — интрузивные массивы преимущественно кварц-моноклинового состава; 7 — дайки; 8 — сбросы (штрихи поставлены со стороны опущенного блока); 9 — крупные разрывные нарушения; 10 — трещины, выполненные дайками и рудными жилами; 11 — рудники

В кальдерах второго типа тела редкометалльных карбонатитов в кольцевых, конических и радиальных нарушениях локализируются как внутри кальдер, так и в околокальдерном пространстве.

Для кальдер, имеющих центральный шток интрузивных пород, наиболее характерны прикальдерные редкометалльные месторождения и рудные тела, а также вторичные кварциты и сульфидные проявления в зонах серицитизированных пород. Рудные тела представлены преимущественно жильными зонами и штокверками, приуроченными к жерлам и субвулканическим телам. На редкометалльных месторождениях главную роль в локализации оруденения играют разрывные нарушения и оперяющие трещины нескольких систем.

В кальдерах комбинированного происхождения жильные и штокверковые рудные тела с флюоритовым и медным оруденением, приуроченные к вулканическим жерлам, субвулканическим телам и дайкам вдоль разломов, а также столбообразные штокверки в узлах сопряжения оперяющих трещин с главными нарушениями локализируются лишь внутри кальдер.

В скрытовулканических сооружениях разнообразны по форме баритовые, флюоритовые и свинцово-цинковые рудные тела, связанные с разрывными нарушениями, развиты как внутри вулканических построек, так и в их периферической части.

Г. Рудные поля и месторождения приуроченные к линейным вулканическим сооружениям, осложненным продольными и поперечными разрывными нарушениями

Линейные вулканические сооружения характерны для образований липаритовой и липарит-гранитной формаций, с которыми связаны рудносные вторичные кварциты Казахстана, Средней Азии, Северо-Востока СССР и других районов. С линейными вулканическими жерлами связаны также некоторые уран-молибденовые месторождения.

В размещении образований липаритовой и липарит-гранитной формаций главное значение имеют глубинные долгоживущие разломы, заложенные в нижних структурных этажах и ярусах. Протяженность их измеряется многими десятками километров. Однако вулканогенно-интрузивные образования локализируются на отдельных участках этих разломов в местах их изгибов, разветвлений, а также сопряжений и пересечений с поперечными разрывными нарушениями. Геологическое строение рудносных участков сложное. Узкие тектонические зоны оказываются выполненными вулканогенно-осадочными толщами, жерловой фацей пород и субвулканическими образованиями.

Среди линейных вулканических сооружений следует различать постройки без грабенов, а также грабены, в которых узкие вытянутые блоки вулканогенных пород, зажатые среди древних метаморфических образований, опущены на значительную глубину. В Центральном Казахстане часто встречаются изогнутые линейные сооружения. Иногда грабены оканчиваются дугообразными изгибами.

Вулканические жерла и субвулканические тела в линейных сооружениях являются преимущественно трещинными, вытянутыми по направлению сооружения. Редко в местах расширения этих сооружений формируются достаточно крупные вулканические аппараты овальной формы. Однако и в таких жерлах экстрезивы оканчиваются системами дайкообразных апофиз, вытянутых вдоль вулканической постройки.

В районах Центрального Казахстана форма тел вторичных кварцитов обычно сложная, они вытянуты вдоль линейных нарушений. Но более поздние рудные тела (жилы, штокверки, рудные столбы) с сульфидной минерализацией локализуются как в продольных нарушениях, так и в поперечных, косо ориентированных секущих разрывах.

К вулканическим жерлам, обычно бескальдерным (линейным, копическим, трубообразным и сложной формы) приурочены внутрижерловые, околожерловые и комбинированные месторождения с жильной, штокверковой и столбообразной формой рудных тел, а также межпластовые залежи около жерл.

В линейных вулканических сооружениях фации магматических пород и глубина их формирования, а также вертикальный размах локализуемого в них оруденения аналогичны вулканическим куполам и бывают значительными.

Д. Рудные поля и месторождения, приуроченные к полям распространения субвулканических тел и корневых частей вулканических аппаратов, осложненных разрывными нарушениями

При значительном эрозионном срезе древних вулканических сооружений на современной поверхности среди отложенный фундамента вулканических построек обнажаются субвулканические массивы, корневые части вулканических аппаратов и приуроченное к ним оруденение. Вулканические покровы отсутствуют. Форма и закономерности пространственного размещения субвулканических тел и вулканических жерл определяются в первую очередь тектоническим строением фундамента и особенно зонами глубинных разломов, узлами их сопряжения и пересечения. Корни вулканических жерл чаще всего располагаются непосредственно в зонах разломов, узлах их пересечения, сопряжения и разветвления. Субвулканические массивы занимают обычно более значительные площади вокруг вулканических центров и приурочены как к главным разломам, так и к сопряженным с ними более мелким разрывным нарушениям.

К месторождениям описываемой структурной подгруппы относятся некоторые молибден-урановые месторождения, связанные с липаритовой формацией, а также отдельные оловянно-серебряные месторождения Боливии и флюоритовые месторождения хребта Томас в США.

Молибден-урановые месторождения, приуроченные к корневым частям вулканических аппаратов и субвулканическим массивам, описаны Н. П. Лаверовым, Б. Л. Рыбаловым, Л. В. Хорошиловым (1962). Рудоносные зоны таких месторождений имеют сложное геологическое строение. Рудные тела обычно локализуются в эпидоконтактовой зоне субвулканических массивов и жерл и в породах складчатого основания. К зоне разломов кроме субвулканических тел приурочены также более поздние дайки средних, субщелочных и основных пород. Урановое оруденение формировалось после внедрения даек. Форма рудных тел на верхних горизонтах штокверковая, а на нижних — жильная и жильные зоны небольшой мощности. Штокверковые рудные тела приурочены к узлам пересечения основных древних разломов более поздними поперечными разрывными нарушениями.

Флюоритовые и уран-флюоритовые месторождения хребта Томас в США приурочены к субвулканическим массивам липаритов и липарито-дацитов третичного возраста. Район сложен

палеозойскими осадочными породами, смятыми в складки и разбитыми многочисленными разрывными нарушениями нескольких систем. С узлами пересечения, сопряжения и разветвления разрывных нарушений связаны субвулканические массивы. Флюоритовые и уран-флюоритовые рудные тела столбовой и жилиобразной формы приурочены как к контактам субвулканических массивов, так и к разрывным нарушениям в палеозойских осадочных породах.

VII. РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПРИУРОЧЕННЫЕ К ПОЛЯМ РАЗВИТИЯ ТРУБОК, ВОЗНИКШИХ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПРОРЫВА ГАЗОВ

В подобного рода трубках локализованы важные меднопорфировые месторождения (Коунрад в Казахстане, Эль-Сальвадор в Чили, Токепала в Перу, месторождения района Капанеа в Мексике, Медного бассейна в Аризоне, США и др.), месторождения молибдена (Бугдая в Восточном Забайкалье), золота (Ключи и другие в Восточном Забайкалье), олова (Хинганское и другие в Малом Хингане), редких металлов (Актюз в Средней Азии), урана (Ирлдэйл в Колорадо) и др.

Месторождения рассматриваемого типа парагенетически связаны с малыми гипабиссальными интрузивами и формирование их, так же как и интрузивов, происходило в условиях небольших глубин. Поэтому они обладают специфическими геолого-структурными особенностями.

В Восточном Забайкалье, Малом Хингане, Средней Азии, Колорадо (США), в Австралии и во многих других районах изучены большие поля трубок взрывов, где вулканическая деятельность отсутствует. Подобные поля контролируют положение рудных полей и месторождений. Они размещаются в поясах развития малых интрузивов.

Рудные поля Ключи, Бугдая и ряд карбонатитовых месторождений приурочены к региональным зонам разломов. Дарасунское поле в Восточном Забайкалье и поля трубок в Малом Хингане тяготеют к узлам пересечения разрывных нарушений. Поля Актюз в Средней Азии и другие размещаются в узлах сопряжения разломов, а поля трубок взрывов в районе Хербертон (Австралия) — вдоль ослабленных зон эндоконтактов крупных гранитных массивов.

Таким образом, положение полей трубок взрывов, связанных с малыми интрузивами, контролируется главным образом региональными зонами разрывных нарушений, узлами их сопряжения и пересечения. При этом важное значение имеют контактовые зоны интрузивных массивов и скрытые куполовидные поднятия.

Выделяются две основные разновидности рассматриваемых трубок. Одни трубки (Актюз, Ла-Колорадо, Бугдая, Коунрад, Токепала в Перу, Эль-Сальвадор в Чили и др.) приурочены к куполовидным выступам интрузивных массивов, к апикальным частям неправильных штоко- и трубообразных гипабиссальных тел, а также к кольцевым малым интрузивам, другие (ряд трубок Медного пояса в Аризоне, США, Малого Хингана, Австралии и карбонатитовые месторождения) контролируются разрывными нарушениями и находятся в различных породах.

Отдельные трубки размещаются на изгибах, пересечениях, сопряжениях и разветвлениях разрывных нарушений, в местах сопряжения оперяющих трещин с главными разломами, на контактах различных

пород и в местах пересечения контактов пород и даек разрывами (рис. 94 и 95).

В полях развития трубок, вызванных прорывом газов, системы трещин или отдельные разрывы, так же как и единичные трубки, являются структурами второго и более высокого порядков. Здесь вы-

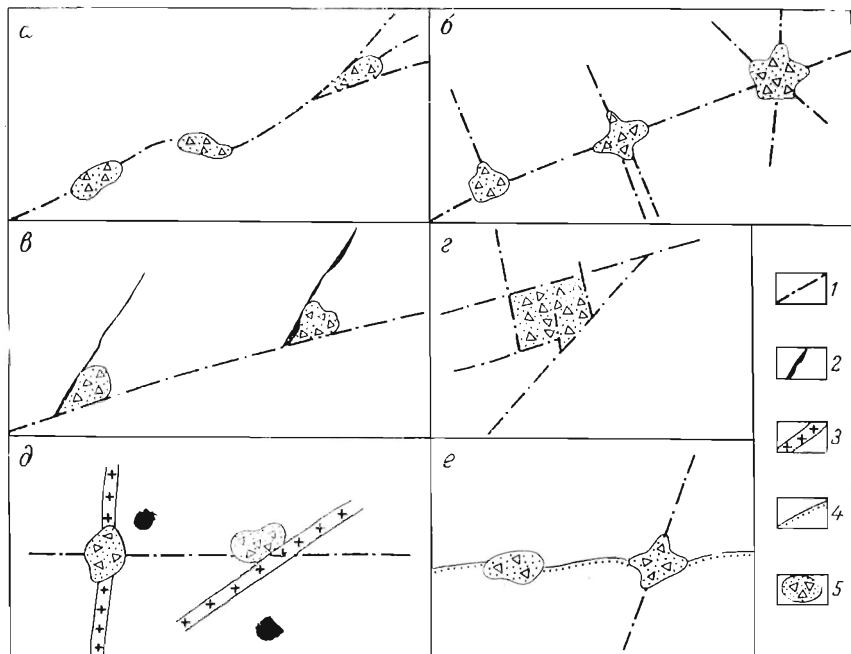


Рис. 94. Структуры, контролирующее положение отдельных трубок взрыва.
1 — разрывные нарушения; 2 — трещины; 3 — дайки; 4 — контакты пород;
5 — трубки взрыва

деляются линейные, кольцевые и полукольцевые, радиальные и оперяющие трещины, контролируемые крупными разрывными нарушениями и зонами повышенной трещиноватости.

Формирование брекчий, выполняющих рассматриваемые трубки, чаще всего происходит в несколько этапов, что обусловлено неоднократными мгновенными прорывами газов.

Гидротермальная минерализация, связанная с трубками взрывов, локализуется как внутри их, так и во вмещающих породах. В зависимости от геологического положения месторождения следует подразделять на три структурных типа — внутритрубовые, околотрубовые и комбинированные (сложные).

Наиболее часто встречаются внутритрубовые месторождения. К ним относятся Актюз, Хинганское, Ла-Колорадо, меднопорфировые месторождения района Кананеа в Мексике, ряд месторождений Медного пояса в Аризоне, полиметаллическое месторождение Цумеб в Юго-Западной Африке, многие карбонатитовые месторождения. Оруденение приурочено к телам брекчий. Преобладающая форма рудных тел — трубообразная. В общей сложности выделяется до девяти структурных типов рудных тел.

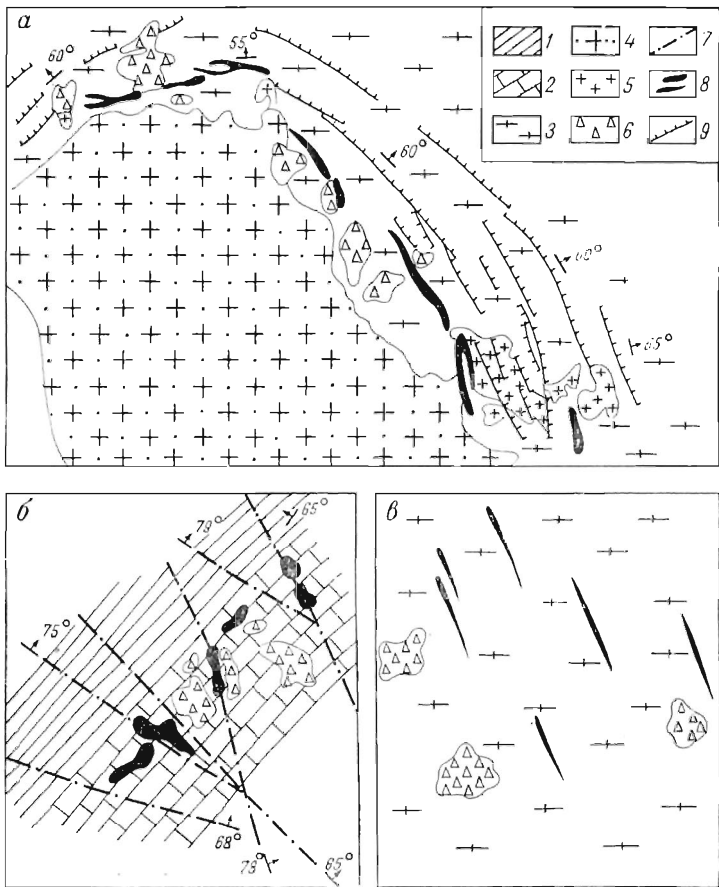


Рис. 95. Схемы размещения трубок взрыва (брекчий) и рудных тел на торнево-редкометалльных месторождениях (по В. А. Невскому, 1972).
 а — в экзоконтакте интрузива щелочных гранитов; б, в — около трубок взрыва и между ними.
 1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — гнейсы; 4 — щелочные граниты грейзензированные; 5 — аплиты; 6 — брекчии; 7 — разрывные нарушения; 8 — рудные жилы и тела; 9 — поздние жилы

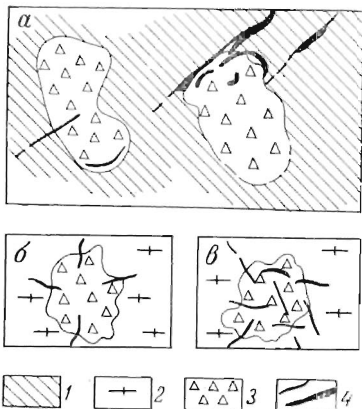


Рис. 96. Схемы структуры торнево-редкоземельных месторождений с рудными телами внутри трубок взрывов и во вмещающих их породах с единой (а), радиальной (б), различной (в) ориентировкой рудных жил (по В. А. Невскому, 1972).
 1 — сланцы; 2 — гнейсы; 3 — брекчии; 4 — рудные жилы и тела

Околотрубовые месторождения менее распространены и представлены чаще всего рудными жилами, локализующимися в одной или нескольких системах трещин, а также штокверковыми зонами. В качестве примера можно назвать урановые месторождения рудного поля Ирлдэйл в Колорадо, золоторудные месторождения Дарасун и Ключи в Восточном Забайкалье и некоторые другие редкометалльные месторождения, описанные В. А. Невским («Геология постмагматических...», 1972) (рис. 96).

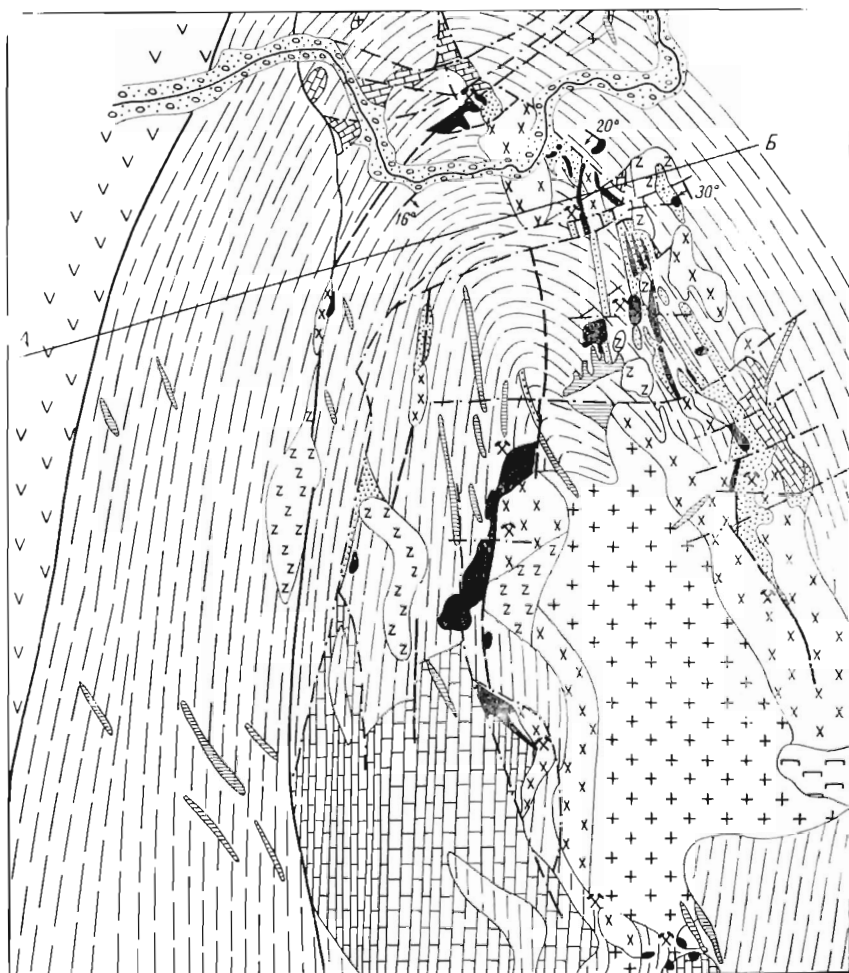
Комбинированные (сложные) месторождения, развившиеся как внутри трубок, так и во вмещающих породах, многочисленны. К ним относятся многие меднопорфировые месторождения, некоторые карбонатитовые, а также торий-редкоземельные гидротермальные месторождения. Рудные тела месторождений этого типа чаще всего имеют форму огромных штокверков и связаны со штоками интрузивных пород. Оруденение развито как в этих штоках, так и во вмещающих породах, а рудные тела часто имеют зональное, кольцевое строение. Для внутреннего строения штокверков характерно наличие не только брекчий, но и систем более поздних наложенных трещин. На комбинированных месторождениях имеет место сочетание трубообразных рудных тел в трубках взрывов с одной или несколькими системами жил в линейных трещинах, например на месторождении Булуктай в Бурятии, или с жилами в кольцевых, конических и радиальных трещинах (некоторые карбонатитовые месторождения).

VIII. РУДНЫЕ ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЛОЖНОГО СТРОЕНИЯ, ОБУСЛОВЛЕННОГО СОЧЕТАНИЕМ НЕСКОЛЬКИХ СТРУКТУРНЫХ ТИПОВ

Ряд рудных полей и месторождений имеет весьма сложное геологическое строение. Особенно это касается скарповых месторождений, таких, как Ауэрбах-Турьинское, Саякское, Качарское и др., а также некоторых грейзеновых и гидротермальных месторождений, приуроченных к контактам интрузивных и вулканогенно-осадочных пород (Джидинское и др.) или располагающихся среди интенсивно дислоцированных метаморфизованных пород, пересекаемых разрывными нарушениями (некоторые золоторудные месторождения Енисейского кряжа).

Геологическая структура рудных полей и месторождений описываемой группы определяется сочетанием складчатых структур с горизонтами благоприятных пород или экранов, разрывных нарушений, контактов интрузивных массивов, вулканических аппаратов.

Ауэрбах-Турьинское рудное поле приурочено к северному центроклинальному окончанию Турьинской брахисинклинали (рис. 97). Это складчатое сооружение сложено силурийско-девонскими вулканогенно-осадочными отложениями, среди которых преобладают диабазовые порфириты, андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, их туфы и лавобрекчии. Прослой осадочных пород мощностью от 1—2 до 50 м представлены известняками, известковистыми и туфогенными сланцами и песчаниками. Кроме того, выделяется стратиграфически выдержанная толща так называемых фроловско-васильевских известняков мощностью 200—1000 м, к контактам которой с интрузивными телами и приурочены месторождения. Многочисленные и разнообразные по составу интрузивные массивы герцинского возраста представлены габбро и габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами,



133

Разрез по А-В

СВ

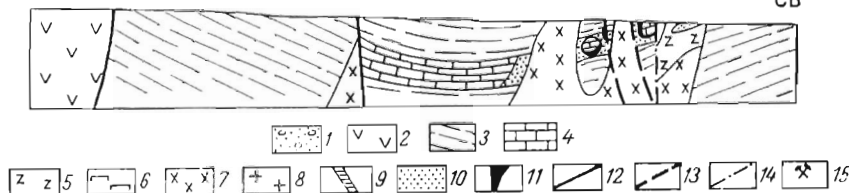


Рис. 97. Схема геологического строения и разрез Ауэрбахо-Турьинского рудного поля (по Я. П. Баклаеву, 1973 г.).

1 — современные отложения; 2 — эффузивные и туфогенно-осадочные породы (D₂); 3 — то же (S-D₂); 4 — известняки (D); 5 — габбро и габбро-диориты; 6 — серпентиниты; 7 — диориты и кварцевые диориты; 8 — граниты и граодиориты; 9 — аплиты, диоритовые порфиры, лампрофиты; 10 — скарны и рудоносные эпидиориты; 11 — рудные тела; 12 — зоны разлома, контролирующее оруденение и оруденелые; 13 — доинтрузивные разрывные нарушения; 14 — послерудные разрывные нарушения; 15 — месторождения

гранитами и гранодиоритами. Среди даек выделяются ранние диоритовые и кварцевые диоритозые порфириды и более поздние микрогаббро-диориты, лампрофиры и диабазовые порфириды. Интрузивные массивы находятся в основном в восточном крыле синклинали. В южной части поля обнажается наиболее крупный Воронцовско-Ауэрбаховский массив.

Складчатые формы осложнены многочисленными разновозрастными разрывными нарушениями: доннтрузивными, доскарновыми, дорудными (послескарновыми) и послерудными. Простирание разрывных нарушений близмеридиональное, северо-восточное и реже широтное. По многим нарушениям тектонические движения неоднократно возобновлялись. По данным Я. П. Баклаева (1973 г.), размещение месторождений и рудных тел в рудном поле подчинено следующим основным закономерностям.

1. Большинство скарновых зон и рудных тел приурочено к крутопадающим разрывным нарушениям. Размеры рудных тел, приуроченных к разломам, значительны и достигают по простиранию и падению сотен метров (иногда превышают 1 км) при мощности от 1 до 150 м. Оруденелые разломы имеют преимущественно меридиональное или близкое к нему простирание. Магнетит, пирит, халькопирит и другие рудные минералы замещают раздробленные и эпидотизированные гранатовые и гранат-пироксеновые скарны. Значительная часть рудных тел представлена вкрапленными рудами.

2. При образовании синклинальной складки в эффузивно-осадочной толще возникли полости отслоения, к которым приурочены пологие рудные тела. Такие тела размещаются также в прослоях известняков и известковистых туфопесчаников, которые активно замещаются рудой. Размеры рудных тел по простиранию 20—400 м, по падению 50—700 м, по мощности 0,1—30 м. Руды часто имеют полосчатую или брекчиевидную текстуры с обломками граната, пироксена, эпидота. Для рудных залежей характерна тонкая полосчатость скарнированных известняков с вкрапленностью пирита, магнетита, хлорита.

3. Большинство рудных тел приурочено непосредственно к контактам интрузивных массивов с известняками. Подавляющая часть массивных халькопиритовых руд приурочена к участкам контакта, выпуклым в сторону интрузива. Размеры рудных тел этого типа невелики, но количество их значительно. Нередко такие рудные тела сливаются в столбообразные рудные залежи.

Таким образом, в Ауэрбахо-Турьинском рудном поле, по Я. П. Баклаеву, довольно отчетливо выделяются три типа структурных элементов, которые определяют соответствующие типы залежей: 1) крутые контакты интрузивов с известняками; 2) пологие стратиграфические контакты известняков и вулканогенных пород; 3) крутопадающие разрывные нарушения большого протяжения и глубины. Наиболее интересны и важны в промышленном отношении зоны разломов. Они являются рудовмещающими для одного типа залежей и месторождений, но одновременно и рудоподводящими для других, собственно контактовых залежей. Вблизи крутопадающих разрывных нарушений возрастает интенсивность гидротермального изменения пород и оруденения, увеличивается содержание меди и железа.

Отложение медных и железных руд контролируется одними и теми же разрывными нарушениями, однако распространение медных руд более ограничено. Железные руды локализуются предпочтительно не-

посредственно в зонах разломов, а для отложения медных руд необходимо обязательное сочетание благоприятной структуры (включая те же разломы) с наиболее поддающимися замещению железосодержащими породами: андрадитовыми скарнами, пироксеновыми (салитовыми) скарнами и пироксеновыми эпидозитами.

В рудном поле наблюдается зональное размещение месторождений, которое выражается сменой месторождений высокотемпературных магнетитовых руд, расположенных в эндоконтакте главного массива гранодиоритов (Ауэрбаховское, Южно-Песчанское, Воронцовское, Троицкое и другие месторождения), сульфидно-магнетитовыми и сульфидными по мере удаления от главного массива к северу. В центральной части поля распространены магнетит-халькопиритовые и пирротин-халькопиритовые руды (Вадимо-Александровское, Богословское, Успенское и другие месторождения), а в северной — пирит-халькопиритовые (Никитинское, Фроловское, Васильевское месторождения). Зональное размещение месторождений связано в первую очередь со сложным пульсировавшим процессом минералообразования и последовательным развитием разрывных нарушений.

Из приведенной характеристики Ауэрбах-Турьинского рудного поля видно, что оно имеет сложное тектоническое строение, сложный и многофазный комплекс интрузивных пород и даек и длительный и многостадийный процесс минералообразования и формирования рудных тел.

Джидинское рудное поле находится в Западном Забайкалье. Геологическое строение его рассмотрено в работах И. П. Кушнарера (1947 г.), М. М. Повилайтис (1960), Е. П. Малиновского и В. И. Игнатовича (1962) и др. Рудное поле сложено палеозойскими кварцевыми диоритами, прорывающими кембрийские эффузивно-осадочные образования (рис. 98). Контакт между кварцевыми диоритами и вмещающей его толщей имеет близмеридиональное простирание. Такое же простирание имеют эффузивно-осадочные породы, смятые в крутые складки и сильно метаморфизованные. В зоне контакта расположен Первомайский массив гранит-порфиров мезозойского возраста.

На площади рудного поля широко развиты дайки: плагиогранитов и микродиоритов — производных палеозойского интрузива кварцевых диоритов; сненит-порфиров, кварцевых сненит-порфиров и бостонитов — дериватов мезозойской интрузии сненитов; гранит-порфиров, керсантитов — жильных отщеплений Первомайского интрузива. Большинство даек имеют северо-западное и близширотное простирание и южное падение. Джидинское рудное поле включает Первомайский молибденовый штокверк, Холтасонское вольфрамовое месторождение и Инкурский вольфрамовый штокверк.

Первомайский молибденовый штокверк охватывает одноименный массив гранит-порфиров и прилегающие к нему с севера биотит-кварцевые роговики. Жильные тела, приуроченные к трещинам с различной ориентировкой, локализованы в апикальной части массива гранит-порфиров и частично в роговиках. Наиболее ранними являются кварц-микроклиновые жилы и прожилки с биотитом и магнетитом. Затем образовались кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы и прожилки с молибденитом и другими сульфидами, сопровождаемые микроклинизацией и грейзенизацией вмещающих пород.

На Холтасонском жильном вольфрамовом месторождении в западной части рудного поля кварц-сульфидно-гюбнеритовое оруденение

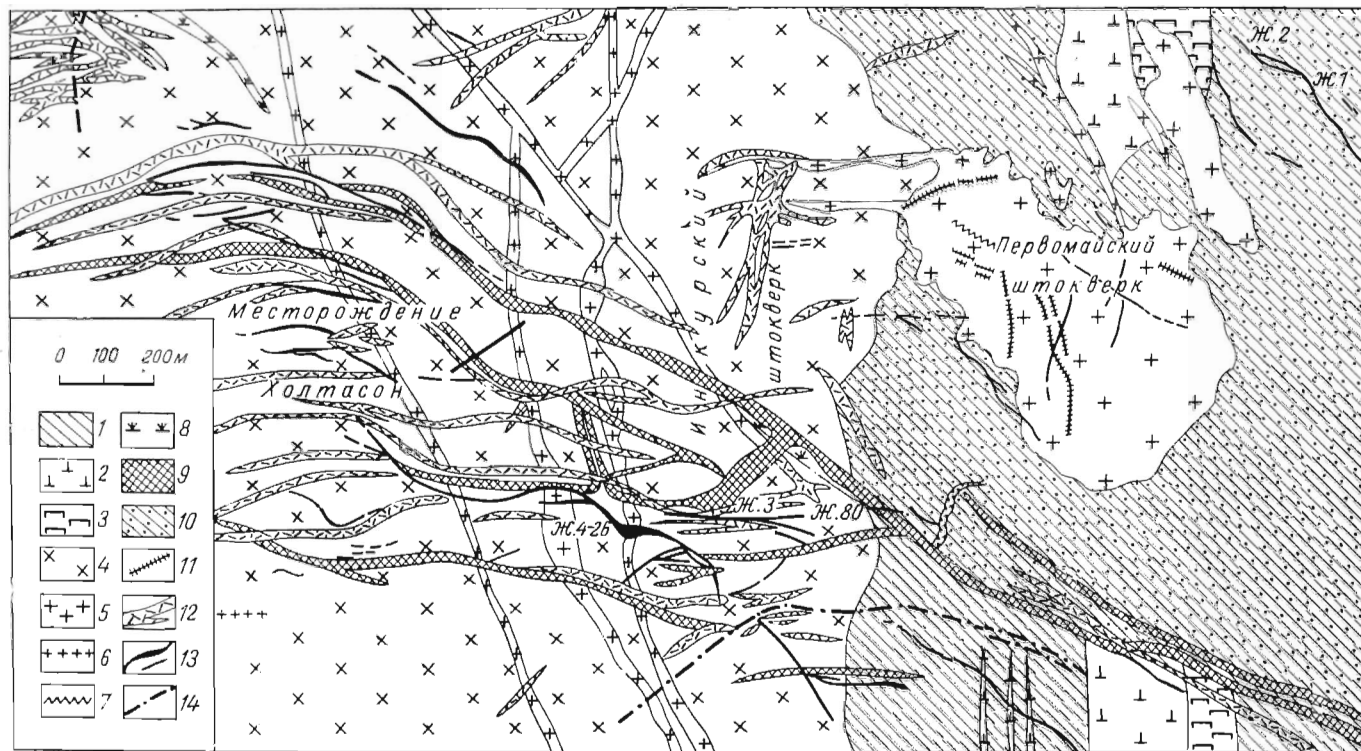


Рис. 98. Геологическая схема Джидинского рудного поля (по И. П. Кушнareву, 1954 г.).

1-4 — нижний палеозой; 1 — метаморфические сланцы; 2 — порфириды, спилиты, альбитофиры; 3 — серпентиниты, вироксейиты; 4 — кварцевые диориты; 5-9 — мезозойские образования; 5 — гранит-порфиры; 6 — порфириновые аплиты; 7 — кварцевые сиенит-порфиры; 8 — сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры; 9 — бостониты; 10 — контактовые роговики; 11 — молибденит-кварцевые жилы; 12 — керсантиты; 13 — гюбнерит-кварцевые жилы; 14 — разрывные нарушения

приурочено к сколовым нарушениям в основном широтного и северо-западного простирания, падающим главным образом на юг и юго-запад под углами 40—60°. Кроме того, встречаются жилы, приуроченные к широтным трещинам, почти вертикальным или с крутым падением на север и на юг. Пологие широтные трещины являются сколовыми, а крутопадающие — трещинами отрыва. Руды содержат значительное количество сульфидов (пирит, галенит, сфалерит) и имеют полосчатое строение. Вдоль жил вмещающие породы подверглись гидротермальному изменению, образовались зоны березитов, кварц-серпичитовых, серпичитовых и жильбертит-флюоритовых измененных пород. Наибольшее распространение получили березиты. По минеральному составу среди жил выделяются микроклиновые, пирит-гюбнерит-кварцевые, сульфидно-гюбнерит-кварцевые, родохрозит-гюбнеритовые и кварцевые. Формирование жил происходило не менее чем в пять стадий, разделенных тектоническими подвижками. В период гидротермальной деятельности вдоль жил проявлялись сбросовые и сбросо-сдвиговые перемещения небольшой амплитуды.

Инкурский вольфрамовый штокверк занимает центральную часть рудного поля (см. рис. 98). Он детально изучен Е. П. Малиновским и В. И. Игнатовичем (1962). В пределах штокверка наиболее ранними являются светло-серые шеелитоносные полевошпатовые прожилки, пересекающие кварц-молибденитовые жилы вблизи Первомайского массива гранит-порфиоров. Затем образовались кварц-гюбнеритовые прожилки, потом микроклиновые, поздние кварц-гюбнеритовые и, наконец, кварц-флюорит-родохрозитовые прожилки с сульфидами и прожилки роговикового кварца.

В результате статистической обработки массовых замеров элементов залегания прожилков и использования метода удельной трещиноватости было установлено, что на разных участках штокверка максимумы прожилков имеют различные элементы залегания. В ориентировке прожилков выделяются радиальная и концентрическая системы по отношению к Первомайскому массиву гранит-порфиоров. Основная масса концентрических прожилков падает в сторону Первомайского массива под углами 70—80°. Более пологие углы (65—60°) падения отмечаются в северной части штокверка. Обогащенные рудные участки установлены в северной и южной частях штокверка.

Большинство исследователей полагают, что все оруденение Джиндинского рудного поля связано с мезозойским гранитным интрузивом, апикальным выступом которого является Первомайский гранит-порфировый массив. Оруденение было двухэтапным. Сначала образовался Первомайский молибденовый штокверк, затем внедрялись дайки керсантитов, после которых формировались Инкурский штокверк и Холтасонское жильное месторождение. Образование трещинной структуры рудного поля связано с вертикальным давлением куполовидного выступа Первомайского массива гранит-порфиоров.

Золоторудное месторождение, находящееся на севере Енисейского края, пространственно тяготеет к протяженной (длина более 300 км, ширина до 20—35 км) полосе развития зон расщелачивания и дробления пород. Оно изучалось рядом исследователей (П. С. Берштейном, Н. В. Петровской, Н. В. Стахеевым и др.). Золотое оруденение развито в толще однородных филлитов протерозойского возраста, которая сложно дислоцирована и разбита продольными и поперечными разрывными нарушениями (рис. 99). Рудные тела образовались в зо-

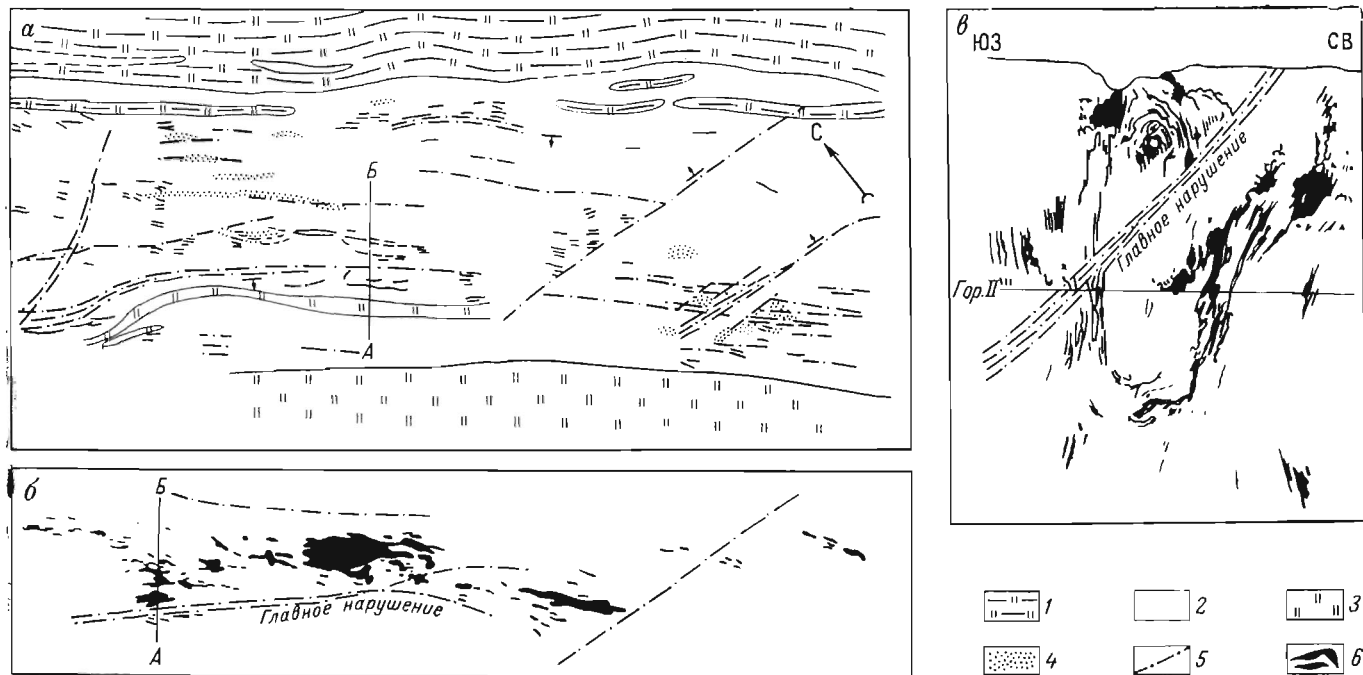


Рис. 99. Геологические планы поверхности (а) и второго горизонта (б) и разрез по линии АБ (в) (по В. А. Булыничкову, 1969 г.).

1 — филантовидные сланцы; 2 — филлиты; 3 — глинистые и алевроито-глинистые сланцы; 4 — гидротермально измененные породы; 5 — разрывные нарушения, зоны дробления и смятия пород; 6 — кварцевые жилы и жильные зоны

нах интенсивного расслаивания пород северо-западного простирания, в трещинах и частично в замках изоклинальных складок. Рудные тела имеют сложную разнообразную форму. Они сложены кварцем с незначительным количеством пирита, арсенопирита и пирротина. Золото самородное, крупное, высокопробное. Распределено оно весьма неравномерно и часто встречается совместно с сульфидами свинца и цинка.

На месторождении разведано шесть рудных зон. Рудные зоны I—III образовались в висячем боку Главного нарушения и являются небольшими. На верхних горизонтах рудные тела имеют сложную, часто седловидную форму и обогащены сульфидами и золотом. С глубиной величина рудных тел уменьшается, упрощаются их форма, состав и они постепенно сменяются тонкими прожилками безрудного кварца. Нижняя граница рудных зон — место их сочленения с Главным нарушением. В лежащем боку Главного нарушения известны единичные кварцевые жилы и прожилки с рассеянной вкрапленностью пирита. По падению они соединяются с рудными зонами IV—V. Горизонтальная длина этих зон с глубиной уменьшается. Максимальное скопление кварцево-рудного материала в зонах IV—V приходится на среднюю часть. Рудные тела здесь имеют весьма сложную форму и строение и обогащены золотом. Рудная зона VI является юго-восточным продолжением зон IV—V, но в плане смещена. Рудные тела этой зоны имеют форму жил и жильных свит.

Изучение структуры месторождения П. С. Берштейном (1962 г.) показало, что кварцево-рудные тела контролируются зонами расслаивания. Участки развития более поздней сульфидной минерализации приурочены к пологим кварцевым телам, особенно местам сочленения их с крутопадающими жильными зонами. Такие участки включают сернистые рудные тела, причем в междужильных пространствах располагаются неправильные по форме рудные столбы. Они также включают сернистые рудные тела, точнее их отрезки по простиранию и падению, давая расширения и «узлы» в местах пологих зон и резко сужаясь на их вертикальных продолжениях.

Глава VI.

СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ ТЕЛ И РУДНЫХ СТОЛБОВ

СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По классификации А. Н. Заварицкого, А. Г. Бетехтина и М. Н. Годлевского выделены три класса в группе собственно магматических месторождений:

- I. Раннемагматические месторождения.
- II. Позднемагматические месторождения.
 1. Начальной стадии кристаллизации остаточной магмы.
 2. Заключительной стадии кристаллизации остаточной магмы.
- III. Магматические ликвидационные месторождения.

Раннемагматические месторождения. К раннемагматическим в основном относятся хромитовые рудные тела, залегающие среди стратифицированных базальтоидных интрузий. Магматические массы, с ос-

тыванием которых связано формирование подобных рудных тел, внедрялись по разломам и кристаллизовались среди пологих, практически горизонтально залегающих платформенных слоистых толщ, перекрывающих дислоцированные породы кристаллического основания. Формирующиеся в таких условиях массивы представлены дололитами (Бушвельдский и другие массивы), либо мощными протяженными телами (Великая дайка в Южной Африке).

В соответствии с геологическими условиями формирования среди раннемагматических хромитовых рудных тел выделяется два структурных типа: выдержанные пластовые тела и пластовые тела блюдцеобразной формы.

Выдержанные пластовые тела. Размещаются они согласно стратификации основных и ультраосновных пород дололита, как это, в частности, отмечается для Бушвельдского массива (рис. 100), где хромитовые пласты строго следуют горизонтам норитов разного состава. Горизонты пород и пласты хромитов в период их образования не подвергались складкообразованию или другим деформациям, которые бы нарушили выдержанную пологую псевдостратификацию. Сам же процесс кристаллизации магматических пород и руд происходил в спокойной тектонической обстановке.

Пластовые тела блюдцеобразной формы. Наблюдаются лишь в Великой дайке основных и ультраосновных пород, вытягивающейся на протяжении более 500 км при мощности более 10 км. Контакты дайки с вмещающими породами крутонаклонные, а стратификация пород разного состава ориентирована в общем перпендикулярно к контактам дайки, но имеет тенденцию в средней ее части к прогибанию. В соответствии с такой вогнутостью этих контактов плоскую блюдцеобразную форму приобрели и пластовые тела хромитов, развитые вдоль стратификации.

Позднемагматические месторождения. К позднемагматическим относятся рудные тела промышленных месторождений хромитов, титаномагнетитов, титан-редкометалльные, титан-редкоземельные и апатитовые. Общим для них является то, что их локализация находится в тесной связи с особенностями строения рудоносных интрузивов.

Остановимся на структурных условиях локализации хромитовых рудных тел. По структурным особенностям хромитовые залежи, приуроченные к дунитам, могут быть разделены на два типа. К первому из них относятся рудные тела с расплывчатыми контактами, возникшие в относительно более ранние стадии застывания магматического массива. Ко второму типу относятся жилородные хромитовые рудные тела, залегающие в дунит-гарцбургитовой полосчатой зоне и представляющие собой, несомненно, инъекционные образования, внедрившиеся вдоль трещин, в большинстве случаев по ориентировке совпадающих с элементами залегания первичной полосчатости и реже косо секущих ее.

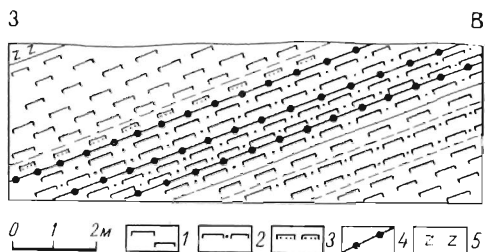


Рис. 100. Положение хромитовых рудных тел в разрезе расслоенных пород Бушвельдского массива, ЮАР (по П. А. Вагнеру, 1932 г.).

1 — норит пятиштырь; 2 — норит диаллаговый; 3 — норит, окрашенный окислами железа; 4 — полосы хромитов (нижняя, промежуточная и верхняя); 5 — апортит грубопятнистый

Рудные тела, относящиеся ко второму типу, иногда имеют форму небольших штоков, отграниченных от вмещающих пород серией трещин, обусловивших сложное ступенчатое строение контактов.

А. Г. Бетехтин (1937 г.) указывает, что апофизы хромитовых руд в перидотиты за пределы вмещающих их дунитовых участков наблюдаются крайне редко. Характерно, что в большинстве случаев рудные тела залегают согласно с вмещающими их дунитовыми полосами независимо от ширины этих полос (рис. 101).

Согласно данным Г. Г. Кравченко (1973), в крупных хромитовых рудных телах, развитых в геосинклинальных областях, центральные их

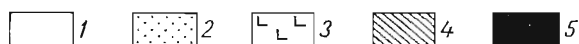
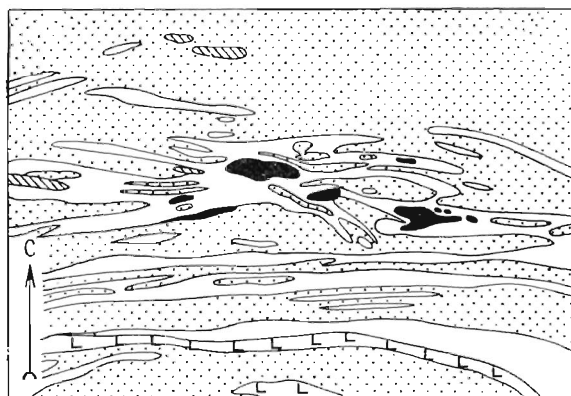


Рис. 101. Дунитовые полосы с хромитовыми телами в перидотитах Шорджинского месторождения. Схематический план (по А. Г. Бетехтину, 1937 г.).

1 — дуниты; 2 — перидотиты; 3 — базальты; 4 — серпентиниты; 5 — залежи хромистого железняка

частей сложены массивными и густовкрапленными рудами, а вдоль контактов распространены убогие вкрапленные хромиты. В этих рудных телах нередко отмечаются структуры будинажа, которые по Г. Г. Кравченко наиболее характерны для Кракинского массива ультрабазитов. Обычно будинированные хромитовые тела слагаются массивными рудами, изредка переходящими во вкрапленные разности.

На Кракинском массиве развиты уплощенные линзовидные тела хромитов, возникшие в условиях слабого будинирования. При весьма значительном будинаже развиваются короткие, линзы (рис. 102). Изредка отмечаются хромитовые линзы, состоящие из нескольких почти полностью обособленных тел.

Ликвационные медно-никелевые месторождения. Среди рассматриваемых рудных тел выделяются следующие структурные типы: пластообразные рудные тела вкрапленных руд и шпиров в стратифицированных горизонтах вмещающих интрузивов, жилы и рудные залежи богатых руд, приуроченные к трещинам и зонам разрывов.

Пластообразные рудные тела вкрапленных руд и шпиров в стратифицированных горизонтах вмещающих интрузивов. В пластообразных рудных телах следует различать сингенетическую магматическую вкрапленность, которая, видимо, находится примерно там, где она выделялась, и эпигенетическую вкрапленность, возникшую одновременно с первой, но развитую в боковых породах, как правило, очень недалеко от контакта. Наиболее часто вкрапленность сульфидов наблюдается в придонной части массива. Здесь проявлены не только вкрапленные руды, но и рудные шпирсы, а также более крупные рудные скопления. В других случаях рудный расплав, накапливающийся в донной части массива, может внедряться по трещинам в верхние части уже остывшего массива изверженных пород.

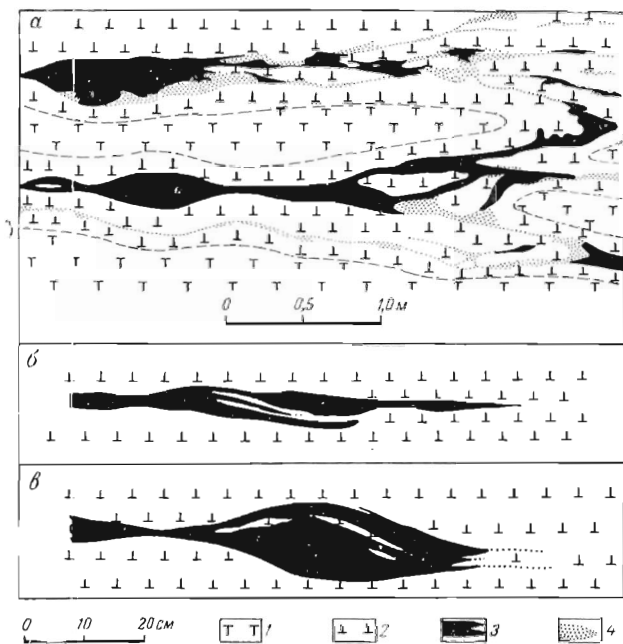


Рис. 102. Строение хромитовой рудной зоны (а) и хромитовых линз (б и в) Кракинского массива ультрабазитов (по Г. Г. Кравченко, 1973).

1 — перидотит; 2 — дунит; 3 — хромитовые руды сплошные; 4 — то же, вкрапленные

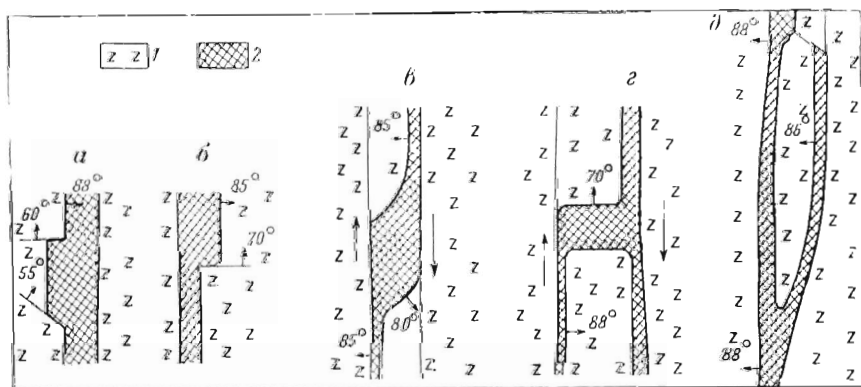


Рис. 103. Различные формы рудных жил Мончегорского месторождения (п.) П. В. Лялину, 1956 г.).

а, б — уступообразное изменение мощности жил; в — переход руд из одной трещины в другую; г — схождение параллельных жил; д — разветвление жил.
1 — пироксениты; 2 — рудные жилы. Стрелками указаны направления движения вдоль трещин в процессе рудообразования

Жилы и рудные залежи богатых руд, приуроченные к трещинам и зонам разрывов. Жилы имеют типичную плитообразную форму, ориентированы вертикально, наклонно или горизонтально и залегают, как правило, в самом теле рудоносного интрузива, но иногда пересекают контакт, проникая в боковые породы на небольшие расстояния. Минерализованными оказываются трещины, ориентированные согласно протектоническим элементам интрузивных пород. В одних месторождениях, например Мончегорском (Кольский полуостров), большая часть рудных жил залегают вдоль крутопадающих, чаще вертикальных трещин, вытянутых по длинной оси интрузивов, но одновременно развиваются и небольшие горизонтально залегающие или пологопадающие

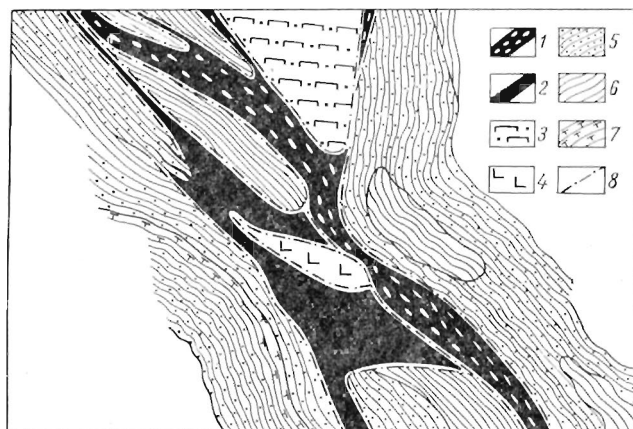


Рис. 104. Детальный разрез через очистную камеру рудника Каула, Кольский полуостров (по Г. И. Горбунову, 1968).

1 — брекчиевидные руды; 2 — массивные руды; 3 — вкрапленные руды в серпентинитах; 4 — диабазы; 5 — оруденелые филлиты; 6 — филлиты; 7 — туффиты; 8 — послерудные разрывные нарушения

жилы, которые нередко служат соединительными звеньями между крутопадающими жилами (рис. 103). В момент их формирования происходило раскрытие наиболее древних по времени заложения трещин, возникших еще до сбросов. Но рудные тела оказываются моложе сбросов и, следовательно, формирование рассматриваемых жил происходило значительно позднее времени заложения рудоносных трещин. Основная особенность жил — плитообразная форма и четкие контакты их с вмещающими породами. Вниз по падению они далеко не распространяются, но хорошо прослеживаются по простиранию.

Для месторождений, залегающих в интрузивах основных пород, внедрившихся в платформенную область, как это, в частности, имеет место на Норильском месторождении, характерно развитие также горизонтальных жил богатых руд, развивающихся в донной части рудоносных интрузивов.

Залежи сульфидных медно-никелевых руд в отличие от рудных жил сформировались в существенно иных структурных условиях, которые детально изучены на примере месторождений Печенги Г. И. Горбу-

новым (1968). Общей их особенностью является то, что они приурочены к тектоническим зонам, сопровождающимся тектонической брекчией. Эти зоны развинулись на контакте рудоносных интрузивов с боковыми породами, но иногда они секут этот контакт под острым углом. Наиболее мощные части рудных залежей возникают в приоткрытых частях рудных зон, проявившихся в их изгибах по простиранию и оказавшихся наиболее доступными для продвижения жидких сульфидных масс.

Исследованиями Г. И. Горбунова установлено, что в рудных телах месторождения Печенга в подавляющем большинстве случаев сплошные сульфидные руды занимают самое нижнее положение в оруденелой тектонической зоне или же находятся во вмещающих породах ниже зоны брекчиевых руд. Эти руды отлагались преимущественно в стороне, как бы в тени от сравнительно прямолинейной оруденелой зоны разрыва (рис. 104), либо локализовались в тех разрывных нарушениях, по которым не проявлялось сколько-нибудь значительных тектонических движений.

ПЕГМАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Представления А. Е. Ферсмана о пегматитах как образованиях из остаточных магматических расплавов, обогащенных летучими и закристаллизовавшимися после внедрения в трещины на достаточно большой глубине от бывшей поверхности, находят подтверждение в установленном сходстве в морфологии пегматитов и даек интрузивных пород.

Наиболее крупные пегматитовые рудные тела локализируются в разрывах, ориентированных параллельно простиранию осей складок, прослеживающихся во вмещающих породах, или согласно с линией максимальной вытянутости массивов. Во многих случаях разрывы указанных направлений, имеющие одинаковое простирание, но падающие навстречу друг другу под углом $45-70^\circ$, также оказываются выполненными пегматитами.

В процессе внедрения пегматитовых тел, как правило, перемещения блоков пород по разрывам не происходило, а имело место только их приоткрывание. Помимо отмеченных рудоносными могут оказаться также разрывы, косо ориентированные к складчатости и представляющие собой сдвиги. Пегматиты формируются в некоторых случаях и вдоль трещин отрыва, ориентированных вкrest вытянутости массивов изверженных пород и осей складок. Пегматиты, залегающие в породах, вмещающих интрузивные массивы, нередко приурочены к плоскостям напластования или к сланцеватости.

Известны также пластообразные пегматитовые тела. В целом же представляется возможным выделить следующие структурные типы пегматитовых рудных тел: 1) жилообразные залежи в трещинах скола;

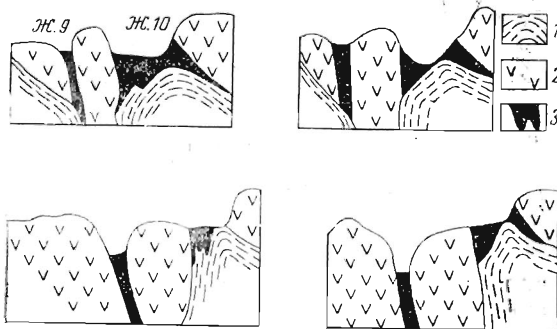


Рис. 105. Поперечные сечения междуинных пегматитов о. Оленьего (по Н. В. Горлову, 1973). 1 — амфибол-биотитовый гнейс; 2 — друзит; 3 — пегматит

2) жилы в круто- и пологопадающих трещинах отрыва; 3) пластовые и линзообразные залежи, согласные со слоистостью вмещающих пород; 4) штоки и трубообразные тела во вмещающих породах.

Не останавливаясь на описании первых двух структурных типов, следует лишь отметить, что среди пегматитов жильной формы представляют интерес так называемые межбудинные тела пегматитов, развитые на некоторых месторождениях Карелии. По Н. В. Горлову (1973), они сформировались в верхнем горизонте биотитовых гнейсов и приурочены к трещинам растяжения (раздвига, по В. В. Белоусову),

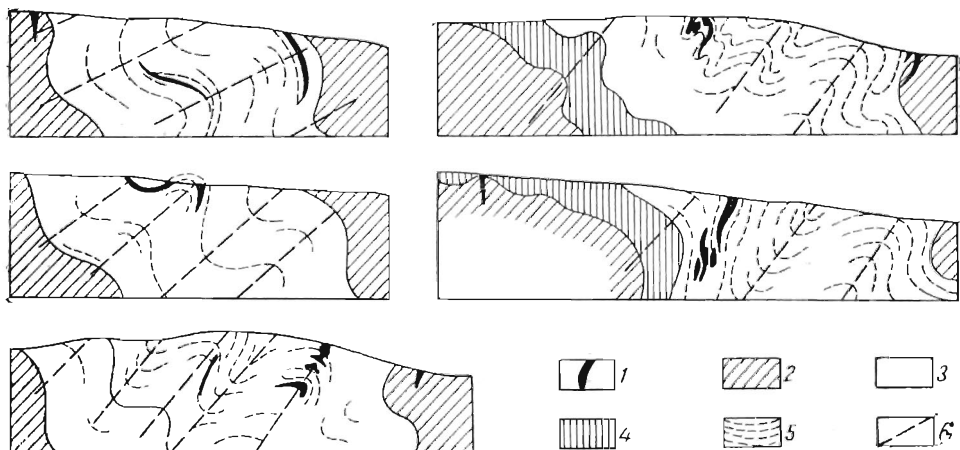


Рис. 106. Поперечные разрезы согласно залегающих слюдяных пегматитов (по Н. В. Горлову, 1973).

1 - пегматитовые жилы; 2 - биотитовые гнейсы; 3 - глиноземистые гнейсы; 4 - перемежаемость биотитовых и глиноземистых гнейсов; 5 - слоистость; 6 - осевые поверхности складок второго порядка

расчленяющим плоские тела метагабброидов на крупные глыбы — будины.

Форма жильных камер зависит от степени раздвижения будин метагабброидов. В местах незначительного растяжения будин жильные полости обладают простой дайкообразной формой (рис. 105, жила 9). Отличительной особенностью таких жил является их тупое выклинивание в месте окончания трещины, пересекающей метагабброиды. Более сложными, но наиболее распространенными, являются межбудинные пегматиты, имеющие в поперечном сечении форму песочных часов (жила 10). Мощность их близка к мощности будинированного тела и в некоторых случаях достигает 40 м.

Что же касается пластовых и линзообразных залежей, согласных со слоистостью вмещающих пород, то обычно они размещаются вдоль крутопадающей слоистости пород и обладают четковидным строением. Расстояние между рудными четками может быть различным: нередко оно достигает даже первых сотен метров, в то время как протяжение отдельных четок может составлять лишь десятки метров. Рассмотренные тела обычно прослеживаются по падению на относительно небольшую глубину, не более 100—200 м.

В слюдяных пегматитах, залегающих в метаморфических толщах, более часто встречаются типичные пластовые пегматиты. Примером

являются пегматитовые тела Южной Кайты. Здесь, по Н. В. Горлову, в пачке биотитовых и глиноземистых гнейсов, смятых в складки субширотного простирания и прорванных метагаббро-норитами, широко развиты антиклинальные складки более высоких порядков с осями, ориентированными на северо-запад. Вдоль этих боковых складок и развились пегматитовые рудные тела, имеющие форму согласных пластовых и шарнирных залежей (рис. 106).

Кратко характеризуя штоки и трубообразные тела пегматитов во вмещающих породах, следует отметить, что они часто хорошо дифференцированы и для них характерно зональное строение. Пегматитовые тела широко развиты в Туркестанском пегматитовом поясе и других районах.

ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рудные тела грейзеновых месторождений формируются в несколько стадий. Минерализация начинается с проявления общей грейзенизации материнских интрузий, не сопровождающейся оруденением. Позднее образуются рудоносные грейзены, но без отложения гидротермального кварца вдоль трещин (грейзены без кварцевых жил). Затем формируются кварцево-рудные жилы, залегающие в грейзенизированных боковых породах. Как правило, они являются наиболее молодыми образованиями (после внедрения всех дайковых пород). Рудные минералы в этих жилах развиваются как в жильном кварце, так и в грейзенах, особенно по контакту жил с грейзенами.

Структурные типы грейзеновых рудных тел без кварцевых жил. Грейзены без кварцевых жил в основном представлены штокверками. Минерализация в этих штокверках почти всегда связана с трещинами, образовавшимися в стадию застывания материнского интрузива. Нередко трещины вытянуты соответственно линейной и плоскостной ориентировке породообразующих минералов, обусловленной явлениями протектоники. Среди грейзеновых рудных тел без кварцевого заполнения могут быть выделены следующие структурные типы: 1) штокверки в гранитах на пересечениях сближенных контракционных трещин двух направлений, 2) штокверковые зоны вдоль контракционных трещин преимущественно одного направления, 3) штокверки в гранитах под малопроницаемой покрывкой пород кровли, 4) рудоносные грейзены в сопряженных круто- и пологопадающих трещинах.

Штокверки в гранитах на пересечениях контракционных трещин двух направлений. Тела минерализованных грейзенов рассматриваемого типа обычно имеют максимальную мощность в участках непосредственного пересечения трещин. В блоках же пород, заключенных между трещинами, часто сохраняются граниты, не подвергшиеся грейзенизации. По падению такие штокверки чаще распространяются неглубоко, хотя площадь их может быть значительной.

Штокверковые зоны вдоль контракционных трещин преимущественно одного направления. Такие зоны часто развиваются в тех же интрузивных массивах, что и первые. Они всегда меньше по мощности, чем штокверки первого типа, но значительно больше по протяженности.

Штокверки в гранитах под малопроницаемой покрывкой пород кровли. Наблюдаются в апикальной части рудоносных материнских интрузивов под толщей сланцев, кварцитов или других пород, плохо проницаемых для растворов. Однако такие штокверки образуются и на

пологих склонах куполов рудоносных массивов, а в некоторых случаях даже в депрессиях, между двумя поднятиями рельефа кровли интрузива.

К рассматриваемому структурному типу могут быть отнесены рудные тела Песчанникового участка месторождения Центрального, изученные Е. П. Малиновским (1965 г.). По структурно-морфологическим признакам среди грейзеновых рудных тел месторождения он выделяет следующие разновидности: 1) грейзеновые залежи под покрывкой сланцев, 2) крутопадающие грейзеновые тела жиллообразной формы, 3) грейзеновые жилы с маломощными кварцевыми жилами выполнения, 4) серни кварцевых прожилков с маломощными околожилными грейзенами.

Рудоносные грейзены в сопряженных круто- и пологопадающих трещинах. Для рудных тел данного структурного типа характерно развитие минерализации по крутым и пологозалегающим трещинам в гранитах, сформированным в начальные стадии их кристаллизации. Как правило, пологие трещины более приоткрыты, чем крутопадающие, благодаря чему вдоль них рудоносные грейзены имеют большую мощность и иногда образуют значительные пологозалегающие тела (месторождение Циновец в ЧССР и др.).

Кварцевые жилы в грейзенизированных породах. Рудоносные кварцевые жилы имеют ряд общих структурных, а иногда и морфологических черт с выше охарактеризованными грейзеновыми месторождениями. Однако их специфические особенности позволяют выделить и среди них главные структурные типы: 1) жилы в контракционных трещинах среди гранитоидов, 2) крутопадающие жилы в трещинах отрыва, 3) жилы в сколовых зонах, 4) рудоносные штокверки в породах, прорванных гранитоидами.

Для всех структурных типов месторождений характерно формирование по меньшей мере в две или три стадии.

Жилы в контракционных трещинах среди гранитоидов. Представляют собой маломощные рудные тела, относительно быстро выклинивающиеся с глубиной. Они приурочены ко всем возможным системам трещин, развивающимся в теле интрузива в ранние стадии его охлаждения: продольным по отношению к интрузиву, поперечным, диагональным, пологопадающим сбросам, наконец, к краевым надвигам.

Крутопадающие жилы в трещинах отрыва. Эти жилы также не отличаются выдержанностью ни по простиранию, ни по падению. Как правило, они располагаются кулисообразно, вкрест вытянутости осей антиклиналей.

Жилы в сколовых зонах. Кварцевые жилы в грейзенах, приуроченные к рудоносным сколовым зонам, представляют собой наиболее выдержанные по простиранию и падению рудные тела, имеющие важнейшее промышленное значение. Именно такого типа жилы иногда прослеживаются вниз по падению на многие сотни метров и даже более 1 км, проникая на глубоких горизонтах из осадочных толщ в глубь гранитных массивов. Для рассматриваемых жил характерно развитие сланцеватости в их зальбандах и появление тонколеночных текстур руд, обусловленных метасоматическими процессами, протекающими в зонах расслаивания.

Рудоносные штокверки в породах, прорванных гранитоидами. Такие штокверки развиты обычно в породах, залегающих над штоками рудоносных интрузивных массивов. Примером является Инкурский

штокверк Джидинского рудного поля. Важнейшая структурная особенность этого штокверка — одновременное образование кварцевых прожилков радиальной и концентрической систем. По меньшей мере 90% случаев взаимного пересечения кварц-гюбнеритовых прожилков указывают на одновременность раскрытия трещин двух взаимно перпендикулярных направлений, иногда с небольшим смещением по одной из них (рис. 107). Отсюда был сделан вывод (Малиновский, Игнатович, 1962), что ось *C* деформации в момент оруденения была ориентирована примерно вертикально или несколько наклонена в сторону Первомайского массива гранит-порфиров. В этом случае наиболее вероятно, что

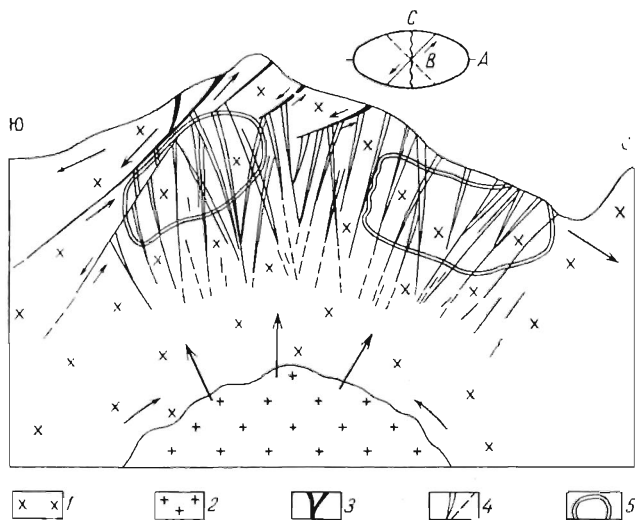


Рис. 107. Схематический разрез Инкурского штокверка (по Е. П. Малиновскому, 1962).

1 — кварцевые диориты; 2 — гранит-порфиры; 3 — жилы и прожилки в трещинах скальвания; 4 — кварцевые прожилки штокверка (только радиальная система); 5 — контуры рудных тел штокверка

сила, которая привела к закономерному раскрытию ранее заложенных трещин, действовала снизу, образуя в породах подобие свода или купола. Механизм формирования радиально-концентрических трещин отрыва в куполах рассмотрен в ряде руководств по структурной геологии (Белоусов, 1971).

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основной особенностью геологического положения скарнов, несущих оруденение магнетитовое или цветных и редких металлов, является их залегание не только на контакте интрузивных пород и карбонатных толщ или на границе ранних скарнов и известняков, но и на контакте любых карбонатных и силикатных толщ (эффузивов, сланцев, песчаников) или только среди карбонатных и только среди силикатных пород. В связи с этим для скарново-рудных месторождений характерно проявление самых разнообразных структурных особенностей. Кроме того, формируются скарново-рудные месторождения, так же как и гидротермальные, в несколько стадий, разделенных внутриминерализационными тектоническими подвижками.

Анализируя материал по структуре скарновых месторождений, представляется возможным выделить семь главнейших структурных типов рудных тел: 1) крутопадающие тела в тектонических контактах гранитоидов и известняков, 2) пологопадающие тела в тектонических контактах гранитоидов и известняков (рис. 108), 3) гнездообразные и столбообразные тела на тектонических контактах ранних скарнов и известняков, 4) пластообразные тела в зонах межформационного дробления по контактам карбонатных и силикатных пород, 5) жилы и жильные зоны по взбросо-сдвигам в гранитоидах, 6) трубообразные

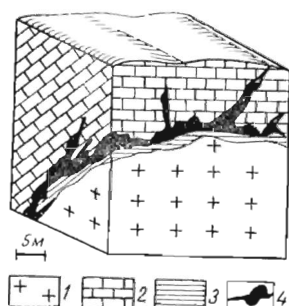


Рис. 108. Скарново-шелитовые рудные тела Лянгарского месторождения, приуроченные к пологопадающему тектоническому контакту гранитоидов и известняков и к оперяющим трещинам.

1 — граниты; 2 — известняки (D₂-C₁); 3 — ранние контактовые скарны; 4 — скарново-шелитовые рудные тела

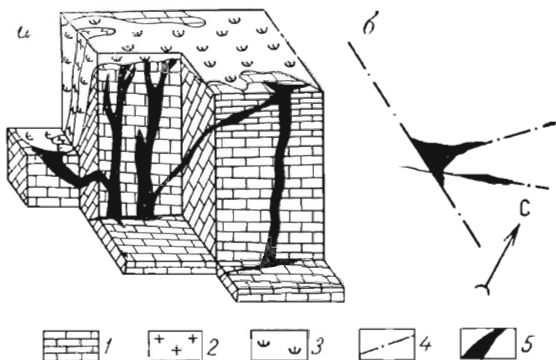


Рис. 109. Трубообразные скарново-рудные тела верхних и средних горизонтов Кансанского свинцово-цинкового месторождения.

а — блок-диаграмма. б — схема в плане, показывающая приуроченность главных трубообразных скарново-рудных тел к местам сочленения трещины скалывания северо-восточного и северо-западного простираний, а боковых рудных труб — к трещинам отрыва широтного простирания.

1 — известняки (D₂-C₁); 2 — сениит-порфиры; 3 — флогопитовые и графит-флогопитовые скарны; 4 — разрывные нарушения; 5 — трубообразные скарново-рудные тела

рудные тела в известняках на пересечениях, сопряжениях или искривлениях взбросо-сдвиговых нарушений, 7) гнездообразные залежи в зонах развития ксенолитов известняков среди изверженных пород.

В связи с тем что большинство этих типов было в той или иной мере рассмотрено при характеристике структур рудных полей или месторождений, остановимся на кратком описании лишь двух последних.

Трубообразные рудные тела в известняках на пересечениях, сопряжениях или искривлениях взбросо-сдвиговых нарушений. Этот структурный тип характерен для свинцово-цинковых, реже оловянных и отчасти для магнетитовых месторождений. Такие рудные тела, как правило, имеют форму трубообразных залежей, чаще всего изометрического сечения или несколько вытянутого в определенном направлении. В этих месторождениях наблюдаются не одиночные рудные трубы, а целая их серия, обычно приуроченная к сопряженной системе трещин. На примере Кансайского месторождения в Средней Азии установлено, что форма скарново-рудных труб часто приближается к древовидной

(рис. 109). Среди труб можно различать главные, приуроченные к пересечению трещин скола северо-восточного и северо-западного простирания, и отщепляющиеся от них боковые трубообразные тела, распространяющиеся чаще всего по боковым оперяющим трещинам отрыва, сопряженным с одним из главных сколовых нарушений. Такие боковые тела, как правило, имеют непостоянную площадь сечения, резко меняющуюся с глубиной. В отличие от них рудные стволы часто представлены выдержанными столбообразными залежами, прослеживающимися на значительную глубину и склоняющимися в соответствии с общим склонением линии пересечения сколовых трещин, которая является их осью.

Гнездообразные залежи в зонах развития ксенолитов известняков среди изверженных пород. Данный структурный тип распространен относительно мало. К нему, в частности, относятся рудные тела Гумбейского шеелитового месторождения на Урале (рис. 110). Они залегают в очень сложной геологической обстановке, характеризующейся по меньшей мере двукратным внедрением интрузивных пород в осадочно-эффузивную толщу, содержащую известняки. Гнездообразные шеелитовые рудные тела, образованные путем замещения ксенолитов известняков, перекристаллизованных в кальцит, развиваются вдоль сложного интрузивного контакта разновозрастных гранодиоритов и сиенитов и прорывных или порфиритов, а также известняков. Несмотря на то что рудные тела имеют гнездообразную форму, намечается общая закономерность в их пространственной залежании, обусловленная системой дорудных разрывов, вдоль которых шеелитовые гнезда заключены как бы в своеобразную колонну, имеющую определенное склонение.

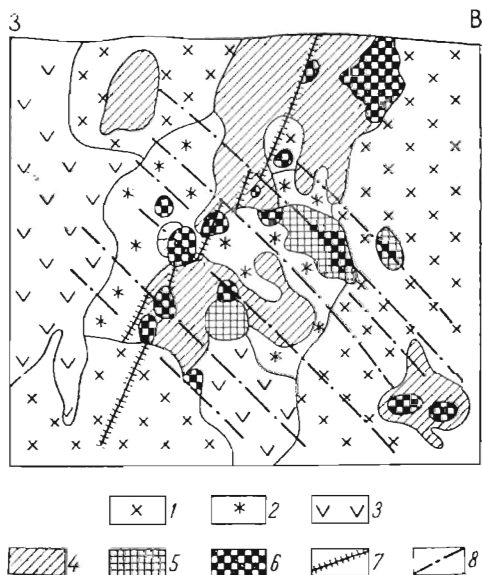


Рис. 110. Схематический продольный разрез скарново-шеелитовых рудных тел Гумбейского месторождения, Урал.

1 — сиенито-диориты и диориты; 2 — сиениты; 3 — амфиболизированный порфирит; 4 — скарны; 5 — кальцит; 6 — скарново-рудные гнезда; 7 — кварцевые жилы; 8 — разрывные нарушения

СРЕДНЕ-НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В средне-низкотемпературных гидротермальных месторождениях известно наибольшее количество разнообразных структурных типов рудных тел, залегающих в различной геологической обстановке. В соответствии с историей возникновения тектонических элементов, которые определяют их структурные особенности, выделяются шесть групп структурных типов рудных тел, связанных с:

- 1) тектоническими элементами, возникшими в процессе формирования слоистых толщ осадочных пород;
- 2) различными складчатыми формами;

3) разрывными нарушениями;

4) зонами мелкой трещиноватости, возникшей в специфических условиях;

5) разрывами, характерными для вулканических построек и интрузивных массивов центрального типа;

6) карстами.

Развитие тех или иных структурных типов рудных тел в основном обусловлено составом пород, подвергшихся замещению, и внутренним строением рудовмещающих разрывных нарушений, влияющих как на развитие метасоматических процессов при рудообразовании, так и в значительной степени на формирование рудных тел путем выполнения пустот.

Структурные типы рудных тел, связанных с тектоническими элементами, возникшими в процессе формирования слоистых толщ осадочных пород. Исследования последних лет, проведенные в СССР, США и частью в других странах, показали, что в локализации эндогенного оруденения важное значение имеют структурные элементы, возникшие в слоистых толщах еще в процессе их накопления. Из этих элементов особое значение имеют бары в карбонатных породах, а также складки, вызванные оползнями, развивавшимися на наклонном ложе в процессе накопления осадков.

Рудные тела, связанные с рифами. Возникновение рифовых построек в карбонатных породах само по себе, очевидно, способствует повышению коллекторских свойств этих сооружений по сравнению с окружающими их известняками и проникновению в них рудоносных растворов. Наиболее проницаемыми для этих растворов оказываются рифы (терминология геологов США), в пределах которых и формируется промышленное оруденение. Характерными примерами локализации оруденения в рифах является ряд свинцово-цинковых месторождений штата Миссури в США. Здесь, по данным Ф. Г. Снайдера и П. Э. Гердемана (1972), основным рудоконтролирующим элементом служит контакт между колоннальными водорослевыми рифами и подстилающими кластическими карбонатными породами. Подобные контактовые зоны, как правило, минерализованы более интенсивно, чем сами породы вдали от контакта. Рудоносными также являются так называемые водорослевые рифы. К ним относятся крупные массы пород с органогенной структурой, содержащие механические обломки и отдельные слои типичных осадочных образований.

Рудные тела, связанные со складками, возникшими в связи с оползнями в процессе осадконакопления. Примером этого структурного типа является седловидная скарновая залежь, несущая вольфрам-молибденовое оруденение на месторождении Тырнауз. Согласно А. В. Пэку и С. Д. Джубуеву (1972 г.), сложная форма блока массивных мраморов, на контакте которых с ороговикованными песчано-сланцевыми породами залегает скарново-рудное тело, может быть истолкована как следствие аллохтонного залегания этого блока, обусловленного сползанием его еще до складчатости. Некоторый поворот этого блока в процессе сползания с амплитудой, увеличивающейся на юге, объясняет наблюдаемое современное склошение его на восток под углом около 60° .

Структурные типы рудных тел, связанных с различными складчатыми формами. Многие гидротермальные месторождения свинца и цинка, меди, золота, сурьмы, ртути, урана и других металлов, сформиро-

ванные в условиях средних или низких температур, связаны со складчатыми структурами. В зависимости от типов складок и от приуроченности рудных тел к определенным их элементам можно выделить семь структурных типов рудных тел: 1) седловидные жилы в шарнирах «подобных» складок, 2) пластообразные залежи в межформационных зонах дробления и расслаивания на крыльях складок скольжения с изгибом, 3) пластообразные внутриформационные залежи в складках скольжения с изгибом, 4) сложные по форме пластообразные залежи в брекчиях роговиков, 5) седловидные и плитообразные тела в сводах концентрических складок, 6) сложные по форме тела в зонах дробления диапировых складок (рис. 111); 7) сложные по форме тела в расчлененных блокированных складках (рис. 112). Кроме этих типов рудных тел, связанных с различными элементами складчатых форм, дополнительно могут еще рассматриваться рудные тела, связанные со складками различной морфологии и их элементами.

Структурные типы рудных тел, связанных с разрывными нарушениями. Следует различать структурные типы рудных тел, приуроченных к крутопадающим и пологопадающим разрывным нарушениям.

Структурные типы рудных тел, залегающих в крутопадающих разрывах. В соответствии с наблюдающейся вертикальной зональностью в строении крутопадающих разрывов, отмеченной В. М. Крейтером (1947) и в дальнейшем развитой Ф. И. Вольфсоном и др. (1967 г.), В. И. Казанским (1973) и другими исследователями, представляется целесообразным отдельно рассматривать рудные тела, связанные: 1) с зонами бластомилонитов, 2) зонами расслаивания, 3) разрывами, сопровождающимися тектонической глиной, 4) зонами дробления (рис. 113); 5) разрывами, сопровождающимися тектоническими брекчиями, т. е. с пятью типами внутреннего строения разрывных нарушений.

Кроме того, могут рассматриваться структурные типы рудных тел, приуроченных к сколовым нарушениям и различающихся между собой в зависимости от направления движения блоков пород, примыкающих к рудоносным нарушениям, в период непосредственно предшествующий оруденению или во время оруденения. На основании этого принципа могут быть выделены рудные тела, приуроченные: 1) к сбросам, 2) сдвигам, 3) взбросам, 4) взбросо-сдвигам, либо 5) к трещинам отрыва, вдоль которых перемещений примыкающих к ним блоков пород не происходило.

Рассматривая структурные типы рудных тел в зависимости от внутреннего строения разрывных нарушений, обусловленного их вертикальной зональностью, следует отметить, что каждый из этих типов на ряде рудных полей и месторождений имеет самостоятельное значение. Наряду с этим имеются и такие месторождения, геологические условия формирования которых обуславливают смену внутреннего строения рудоносных разрывов на относительно небольшом вертикальном интервале. В соответствии с этим вдоль одного и того же разрывного нарушения на различных его участках по вертикали создаются различные структурные условия для локализации оруденения. Естественно, не обязательно проявление в плоскости крутопадающего разрыва, начиная с глубоких горизонтов и вверх по восстанию, всех пяти упомянутых ранее типов внутреннего строения разрывных нарушений. Чаще всего наблюдается более ограниченная по восстанию смена внутреннего строения рудоносных разрывов, обуславливающая переход зоны рас-

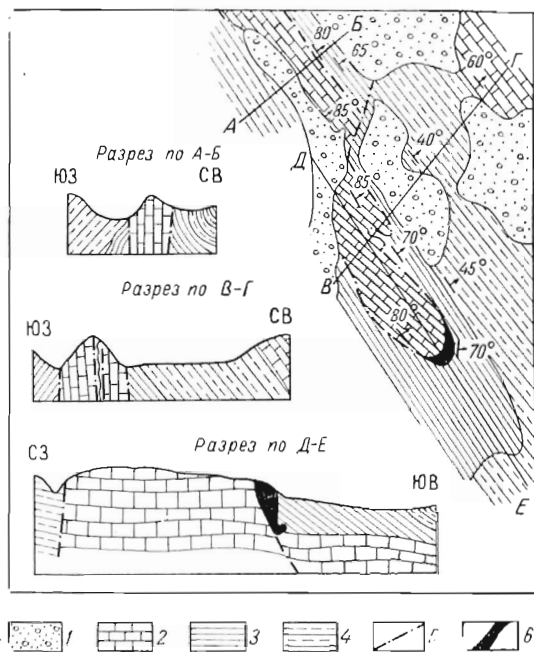


Рис. 111. Схематический план и разрезы Чакурского арсенизвитового месторождения, приуроченного к диапировой складке.

1 — современные отложения; 2 — известняки; 3 — кварцсерцитовые сланцы; 4 — кремнистые и филлитовые сланцы; 5 — разрывные нарушения; 6 — рудное тело

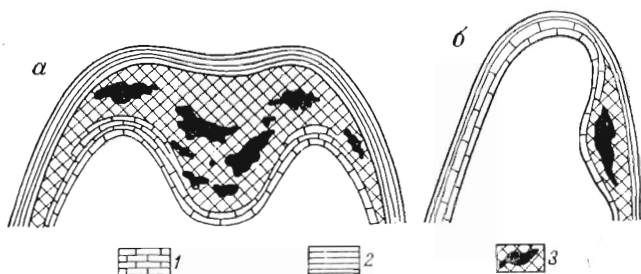


Рис. 112. Сурьмяно-ртутное оруденение в блокированных складках Хайдарканского месторождения. Схематические разрезы (по В. А. Невскому, 1949).

а — блокированная оруденевшая складка с расслоением в шаре антиклинали; б — блокированная складка с расслоением в изогнутом крыле.

1 — тонкоплитчатые известняки; 2 — сланцы висячего бока; 3 — окварцованные породы с пнездами и вкрапленностью сурьмяного и частью ртутного оруденения

сланцевания по восстанию в разрывы, сопровождающиеся тектонической глинкой, а эти интервалы, развитые вдоль основных разрывов, сменяются выше большим количеством оперяющих трещин, а еще выше по восстанию рудоносные разрывные нарушения сопровождаются тектонической брекчией.

Из изложенного видно, что в некоторых случаях имеют место переходы выделенных структурных типов один в другой, и на различных

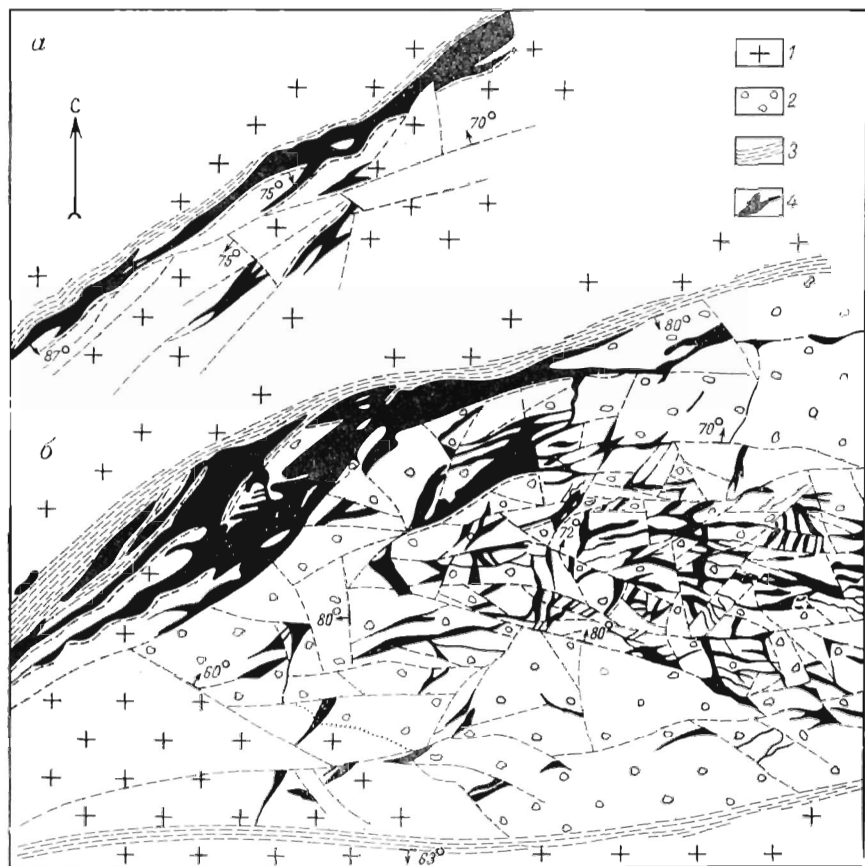


Рис. 113. Строение Садонского рудоносного разлома (по Е. М. Некрасову, 1966 г.).

a — развитие мелких гнезд в участках ограничения рудовещающих трещин слабо проявившимися поперечными ограничителями (план); *b* — проявление в конгломератах (план) мощной зоны прожилкового оруденения, развивавшейся вдоль субпараллельных трещин, отходящих от изгиба Главного нарушения (Северо-Западного шая).
 1 — граниты; 2 — базальные конгломераты; 3 — швы и трещины, выполненные дорудной глиной; 4 — кварц-пирит-галенит-сфалеритовые рудные жилы и прожилки

глубинных уровнях одно и то же рудное тело может относиться к различным структурным типам. Несмотря на это все же считаем целесообразным учитывать в практических исследованиях и отдельно рассматривать каждый из этих типов, поскольку все они являются достаточно характерными.

Структурные типы рудных тел, залегающих в пологопадающих разрывах. Для рудных тел, приуроченных к пологопадающим разрывам

вам, можно выделить три структурных типа: 1) рудные жилы в надвигах, заложенных в процессе складчатости параллельно осям складок, 2) сложные по форме рудные тела, связанные с развитием трещин висячем боку пологопадающих зон дробления, 3) сложные по форме залежи на пересечении крутопадающих и пологопадающих разрывов.

Рудные жилы в надвигах, заложенных в процессе складчатости параллельно осям складок. Жилы данного структурного типа широко распространены среди многих средне- и низкотемпературных гидротермальных месторождений. Основной

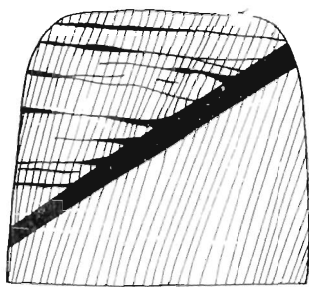


Рис. 114. Сульфидно-касситеритовое оруденение вдоль надвига и оперяющих его трещин отрыва. Смирновское месторождение. Зарисовка забоя штольни (по М. П. Материкову, 1948 г.).

1 — глинистые сланцы; 2 — рудные жилы

структурной особенностью таких жил следует считать то, что разрывные нарушения, вдоль которых они наблюдаются, были заложены еще в ранний этап деформации при смятии вмещающих толщ в складки. Однако по ним продолжались надвиговые и сдвиго-надвиговые перемещения и в последующие этапы деформации вплоть до момента оруденения. Структурные условия формирования рассматриваемых трещин скалывания, впоследствии минерализованных, были таковы, что скольконибудь существенных приоткрытий вдоль них не было. В результате вдоль этих трещин развиты узкие жилы, мощность их редко 1—1,5 м, а обычно не превышает 0,2—0,5 м. В то же время такие жилы, как правило, прослеживаются на значительном протяжении по простиранию — до 1,5—2 км и более, а по падению на 1 км и более, сохраняя в общем относительно пологий угол падения, не превышающий 45—55°. От основных рудных жил по боковым оперяющим трещинам нередко отходят рудные апофизы, в местах сопряжения которых с главными жилами могут быть обогащенные участки. Примером таких месторождений

является Смирновское на Дальнем Востоке, изученное М. П. Материковым (рис. 114).

Сложные по форме рудные тела, связанные с развитием трещин висячем боку пологопадающих зон дробления. К этому структурному типу относятся преимущественно низкотемпературные свинцово-цинковые и частью сурьмяные месторождения, залегающие в известняках, подстилаемых толщами пластичных аргилитов или других подобных им пород. В результате процессов складчатости вдоль контактов названных пород в некоторых случаях возникают зоны дробления, сопровождающиеся мощным развитием тектонических брекчий. Висячем боку таких зон иногда залегают сложные метасоматические рудные тела гидротермального происхождения, развивающиеся вдоль трещин и частью вдоль пластов. Примером такого структурного типа является Ачсайское свинцово-цинковое месторождение в Южном Казахстане (рис. 115). Оруденение здесь развилось в нижнекаменноугольных известняках, подстилаемых девонскими сланцами и известняками.

Зона мощного тектонического дробления, сопровождаемая срывом, приурочена к контакту нижнекаменноугольных известняков и подсти-

лающих их сланцев верхнего девона, залегающих в виде относительно маломощного слоя. Сланцы местами смяты в серию мелких складок, а частью полностью срезаны тектоническим срывом и выпадают из разреза. В связи с перемещением блоков пород по пологопадающей зоне дробления вдоль нее сформировалась зона брекчий с обломками как нижележащих известняков и сланцев верхнего девона, так и вышележащих известняков нижнего карбона. Сланцы, сорванные с основания, обладающие высокими пластичными свойствами, местами текли вдоль возникших в каменноугольных известняках крутопадающих разрывов и образовали своеобразные диапировые складки. Развитие этих скла-

88

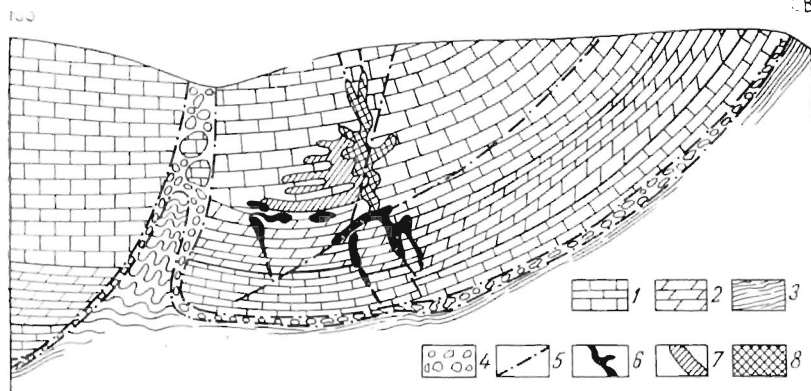


Рис. 115. Схематический поперечный разрез Ачисайского месторождения. 1 — известняки (C₁); 2 — доломиты (C₁); 3 — сланцы (D₂); 4 — тектоническая брекчия; 5 — разрывные нарушения; 6 — сульфидные рудные тела; 7 — окисленные цинковые руды; 8 — окисленные свинцовые руды

док в конечном итоге привело к разрыву известняков, залегающих над зоной срыва, и к образованию в них мощных крутопадающих разрывных нарушений, сопровождаемых брекчией. Оруденение развивается вдоль серии мелких трещин и пластовых зон дробления. В более высоких горизонтах рудоносными являются трещины, прослеживаемые как в верхних известняках, так и в доломитах. С глубиной же оруденение в основном локализуется в доломитах, где оно образовывалось метасоматически преимущественно вдоль секущих трещин и частью по напластованию.

Сложные по форме рудные залежи на пересечении крутопадающих и пологопадающих разрывов. Рассматриваемый структурный тип рудных тел является как бы промежуточным между складчатыми и трещинными структурами и характерен для многих гидротермальных месторождений цветных, благородных и редких металлов. Структурные особенности таких месторождений нередко определяются тем, что слои пород, благоприятные для размещения, собраны в складки, и вдоль поверхности их напластования возникли зоны межпластового скольжения, которые в ряде случаев играют роль рудораспределяющих трещин. Вместе с тем крутопадающие дорудные разрывы, пересекающие благоприятные для рудоотложения пласты, являются рудоподводящими каналами. Наиболее удачным структурным сочетанием в характеризуемом типе месторождений

следует считать залегание благоприятного для рудоотложения слоя под горизонтом слабопроницаемых пород. В этом случае рудное тело сложного очертания обычно размещается в благоприятном слое пород, вытягиваясь вдоль дорудного разрыва, пересекающего этот слой. Если рудоносный разрыв пересекает несколько благоприятных по физико-механическим свойствам и химическому составу пород, перемежающихся со слоями менее благоприятными, то часто возникает несколько рудных тел, последовательно залегающих одно над другим, которые обычно образуются в связи с развитием системы мелких трещин. Большая часть таких трещин не проникает в выше- и нижележащие слои, способные к пластическим деформациям, в связи с чем оруденение в ос-

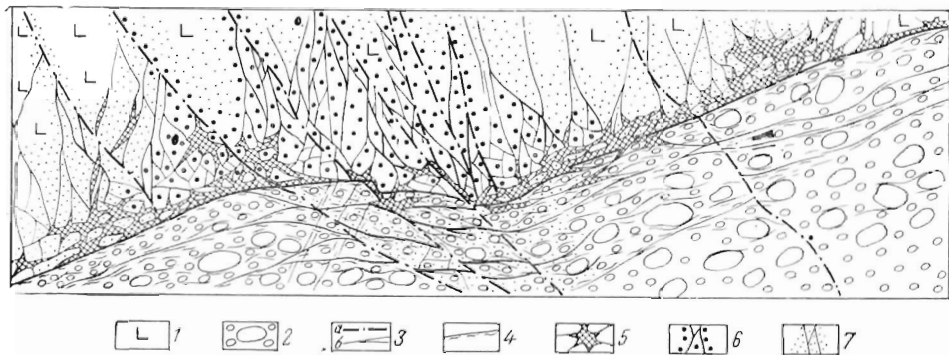


Рис. 116. Пример ограничения оруденения конгломератами снизу. Заросовка стенки горной выработки.
 1 — базальты; 2 — конгломераты и туфо-конгломераты; 3 — разрывные нарушения (а) и мелкие тектонические трещины (б); 4 — участки пологого развальцевания; 5 — кварц; 6 — богатое оруденение; 7 — вкрапленное оруденение

новном развивается только в пределах благоприятного пласта (рис. 116).

Структурные типы рудных тел, связанных с зонами мелкой трещиноватости, возникшей в специфических условиях. К этой группе относятся рудные тела, которые залегают в интрузивных образованиях в виде штокверков и возникают преимущественно в апикальной части штоков малых интрузий. Это крупные рудные тела, несущие прожилково-вкрапленные руды, а также жилы и минерализованные зоны дробления.

Штокверки в интрузивных массивах и штоках малых интрузий. Данный структурный тип объединяет почти все прожилково-вкрапленные медные, медно-молибденовые и молибденовые месторождения, а также некоторые свинцово-цинковые, оловорудные и др. Оруденение на таких месторождениях представлено в виде различно ориентированных прожилков и вкрапленности в гидротермально-измененных породах, нередко распространяющихся на значительной площади (до 1 км² и более). При этом оруденению подвергаются не только интрузивные породы и штоки малых интрузий, но также частью и вмещающие их эффузивные, осадочные и другие образования.

При выяснении условий формирования рудоносных штокверков важно решение вопроса об условиях формирования многочисленных мелких трещин, несущих оруденение. В связи с тем что во многих слу-

чаях в ориентировке таких трещин не наблюдается строго установленной закономерности, а также в связи с фактом частой приуроченности оруденения к апикальным частям штоков малых интрузий, многие исследователи приходят к выводу, что рассматриваемые рудоносные трещины своим возникновением обязаны не тектоническим, а другим причинам. Предполагается, что образование их могло быть обусловлено давлением проникающих из глубин газов (В. Эммонс, А. Е. Ферсман).

Исследования этого вопроса, проведенные в последнее время в СССР и США, показали, что путем прорывов газов и сверхплавких компонентов, выщелачивания с последующим обрушением, просаданием в связи с оттоком магмы, либо воздействием магматического расплава на вмещающие породы при его внедрении возникает лишь часть мелкой трещиноватости, которая имеет сугубо локальное значение. Главная же масса трещин в характеризуемых рудоносных штокверках возникла в результате тектонических процессов. В рудоносных штокверках среди минерализованных трещин отчетливо выделяются системы более четко выраженные, с присутствующими им характерными элементами залегания. Наряду с ними наблюдаются и более мелкие минерализованные трещины, однако они в ряде случаев относятся к типу оперяющих, сопряженных с трещинами, имеющими четко выраженные элементы залегания. В других случаях удается наблюдать, что часть мелких сложно ориентированных трещин возникла вначале в процессе остывания штоков интрузивных пород в качестве контракционных, а затем они проявились в более поздние этапы деформации.

Например, при изучении мелкой трещиноватости Коунрадского медно-молибденового штокверка К. С. Газизовой (1957) установлено, что главное значение здесь имеют системы тектонических трещин, широко проявленных в районе. В контуре рудоносного штокверка выявлены также локально развитые конические трещины, наклоненные к его центру под углом от 45 до 80°, при средних углах падения 60—70°. Возникновение этих трещин автор связывает с тектоническими напряжениями, предшествовавшими и сопровождавшими излияние эффузивных порфиров, развитых на месторождении, и обусловленными тектоническим импульсом, связанным с поднятием магматического расплава.

Рассматриваемые малые интрузии не всегда имеют форму штоков, иногда они приближаются к дайкам. Оруденение Бошекульского месторождения прожилково-вкрапленных медных руд (Центральный Казахстан), изученное Н. Г. Кассиным и Р. А. Борукаевым, развито внутри вытянутого дайкоподобного тела гранит-порфиров и частью распространяется во вмещающие породы. Интенсивно серицитизированные и окварцованные гранит-порфиры содержат вкрапленность и прожилки сульфидов, ассоциирующих с кварцем. Многие из этих прожилков имеют определенную ориентировку, другие же, более мелкие, сопряжены с ними, и часть из них, несомненно, распространяется вдоль контракционных трещин. Более интенсивное развитие минерализации в гранит-порфирах по сравнению с вмещающими их породами обусловлено повышенной хрупкостью первых.

Жилы и минерализованные зоны дробления в штоках малых интрузий и экстрюзий. К этому структурному типу относятся свинцово-цинковые, золоторудные, урановые и другие рудные тела. Штоки малых интрузий и экстрюзий обычно сложены преимущественно фельзитами либо липаритами и реже гранодиорит-порфирами, диоритами и другими

ми более основными разностями. В самих штоках часто проявляется столбчатая отдельность. По контакту же штоков с вмещающими породами внедряются лавобрекчии, которые, как правило, отличаются повышенной хрупкостью по сравнению с вмещающими их породами. В результате возникают разрывные нарушения, в большинстве случаев не выходящие за пределы штоков во вмещающие породы. Чаще всего образуются полого наклоненные разрывы. Возникающие крутопадающие нарушения наиболее охотно распространяются по контакту штоков с вмещающими породами либо более поздними лавобрекчиями. Вдоль

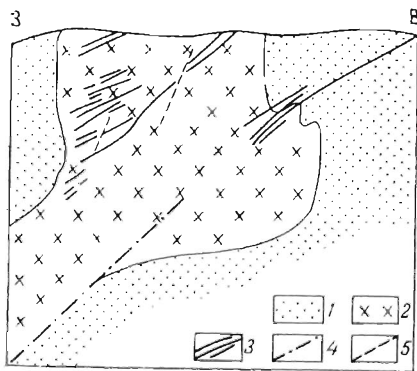


Рис. 117. Схематический разрез золоторудного месторождения золото-кварцевой формации (по данным рудника).

1 — туфогенные песчаники и порфиристы;
2 — диориты; 3 — кварц-золоторудные жилы;
4 — дорудные разрывные нарушения;
5 — послерудные разрывные нарушения

лежат жильные тела и штокверковые зоны оловорудного месторождения Потоси в Боливии, приуроченные к некку (рис. 118), а также медное месторождение Пиларес в Мексике (рис. 119).

Рудные тела, связанные с жерловинами, в ряде рудных районов приобретают большой промышленный интерес (медное месторождение Браден в Чили).

Структурные типы рудных тел, связанных с карстами. Карсты являются рудовмещающими полостями для месторождений различных генетических групп и, в частности, с ними связано формирование остаточных, инфильтрационных и некоторых осадочных месторождений. Широко известна приуроченность к карстовым полостям в известняках скопленных бокситовых руд (Тургай и др.), силикатно-никелевых руд Среднего и Южного Урала, железных руд (Алапаевское месторождение на Урале), касситеритовых россыпей (долина Кинта в Малайзии) и других руд экзогенного происхождения.

Опыт разведки и эксплуатации эндогенных месторождений показывает, что в ряде рудных районов имеются рудные тела, связанные с карстами либо с зонами обрушения, возникшими над карстами в карбонатных породах. При этом отчетливо выделяются три структурных типа рудных тел: 1) сформировавшиеся на стенках карстов, 2) связанные с обрушением крутонаклонных карстовых пустот в известняках, возникших вдоль разрывных нарушений, 3) приуроченные

к зонам обрушения, возникшим над пологими карстами, образовавшимися в связи с выщелачиванием подземными водами нижележащих пластов известняков.

Рудные тела, сформировавшиеся на стенках карстов. Характерным примером является месторождение Тюя-Муюн, изученное еще в 20-х годах А. Е. Ферсманом и Д. И. Щербаковым и в последнее время подробно описанное В. И. Казанским (1970 г.). Здесь в приподнятом блоке известняков (D_3-C_1) левобережья Аравана (Средняя Азия) наблюдается серия трубообразных карстов, возникших в месте пересечения субмеридиональных и частично северо-западных разломов с разрывными нарушениями, частью сопровождающимися зонами брекчий. Карсты развились в висячих боках и вблизи этих разломов, и в отдель-

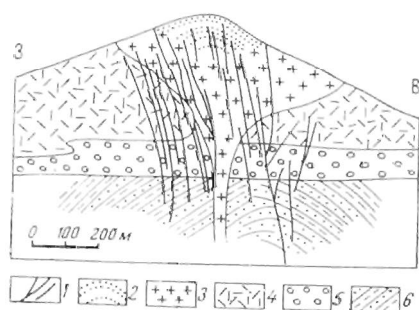


Рис. 118. Схематический разрез через месторождение Потоси, Боливия (по Ф. Тернеру, 1964 г.).

1 — рудные жилы; 2 — зона окварцевания; 3 — кварцевые порфиры; 4 — туфы Караколес; 5 — конгломераты Панаувири третичного возраста; 6 — пераслабленные породы ордовика

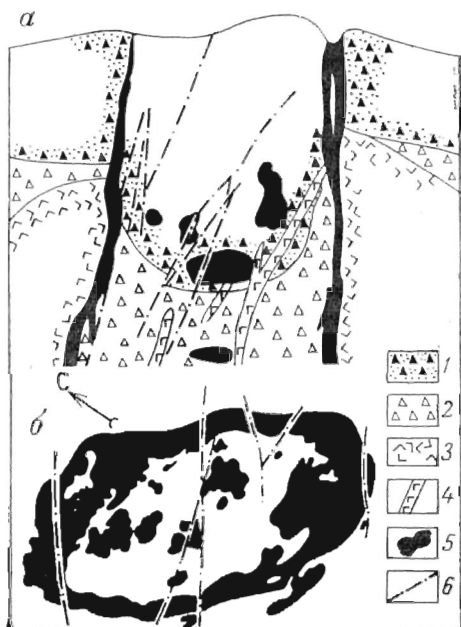


Рис. 119. Схематический разрез (а) и план (б) медного месторождения Пиларес, Мексика (по А. Вандке, 1920 г.).

1 — андезито-дацитовая брекчия; 2 — андезитовая брекчия; 3 — монзониты; 4 — дайки основного состава; 5 — рудные тела; 6 — разрывные нарушения

ных из них, прежде всего тяготеющих к брекчированной зоне широтного простирания, возникли баритово-рудные тела, сформировавшиеся на стенках карстов. Рудные тела состоят из серией баритовых и кальцитовых кор, представляющих собой своеобразные кольца, последовательно наставшие одно на другое (рис. 120). Подобные баритово-рудные коры распространяются на значительную глубину.

В истории геологического развития района В. И. Казанский выделяет четыре этапа поднятий и возможного формирования карстов и баритовых руд: в среднем карбоне, в конце палеозоя — начале мезозоя, в неогене, в четвертичном периоде, соответствовавшем формированию речной сети. Оруденение формировалось в пермское время, после второго этапа поднятий и карстообразования. Температура образования 150—210°.

Рудные тела, связанные с обрушением крутонаклонных карстовых пустот в известняках, сформировавшихся вдоль разрывных нарушений.

Подобные зоны обрушения возникают в областях, задолго до оруденения подвергавшихся длительной денудации, с которой связано образование карстовых пустот. Обрушение таких пустот приводит к появлению различно ориентированных глыб и обломков карбонатных пород, образующих в совокупности массивы, характеризующиеся весьма по-

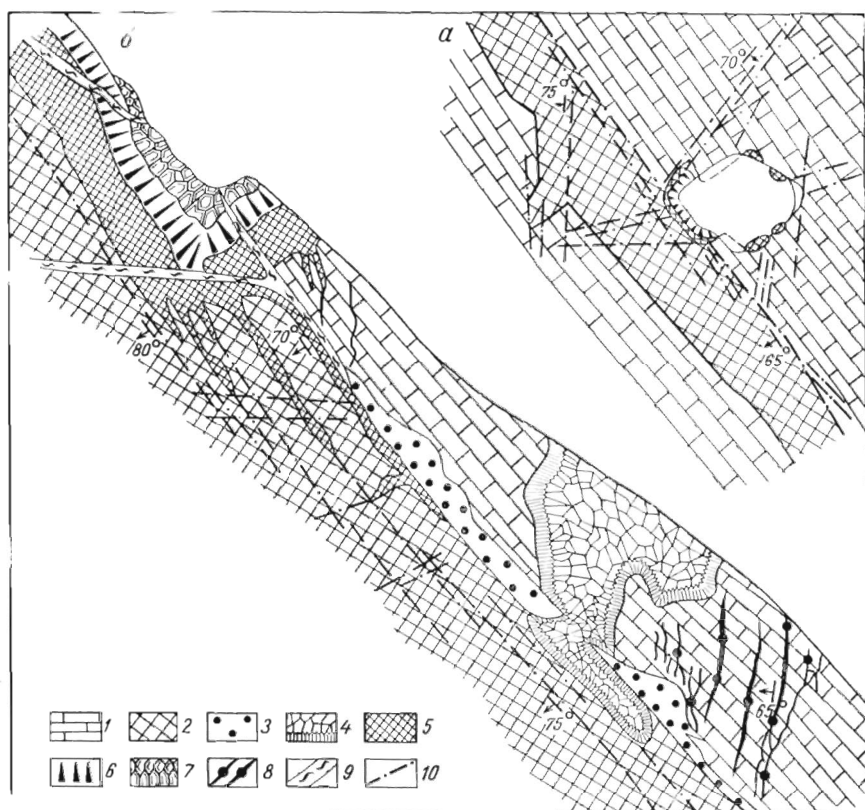


Рис. 120. Строение Главного рудного тела на горизонте пещеры им. А. Е. Ферсмана, Средняя Азия (по В. И. Казанскому, 1970 г.).

a — общий план; *b* — деталь.

— известняки со штокверковыми скоплениями крупнокристаллического кальцита; 2 — жилы крупнокристаллического кальцита; 3 — дорудные карстовые песчаники; 4 — шестоватый кальцит; 5 — «рудный мрамор»; 6 — красный листоватый барит; 7 — бурый пластинчатый барит; 8 — прожилки вторичных рудных минералов; 9 — красная «послерудная» глина; 10 — разрывные нарушения

вышенной пустотностью. Залечивание пустот нередко происходит путем их заполнения магматическим расплавом, а затем и рудными минералами, кристаллизующимися из гидротермальных растворов. Характерным примером рассматриваемого структурного типа рудных тел является Осиновский шток свинцово-цинковых руд в Каданском рудном поле Восточного Забайкалья.

Рудные тела, сформировавшиеся в зонах обрушения пород над полыми карстами в пластах известняков. Обычно проявляются на активизированных платформах, рассеченных разрывными нарушениями. Подобные рудные тела, несущие урановое оруденение, установлены на

плато Колорадо, где обрушенными оказались юрские песчанки над карстами, возникшими в нижележащих триасовых известняках Тодильто. Рудные тела имеют форму штокверков протяжением до 600 м при вертикальном размахе оруденения около 200—250 м.

ТИПЫ РУДНЫХ СТОЛБОВ

Рудные столбы развиты преимущественно в гидротермальных месторождениях. Их характеристике посвящена обширная литература. Наиболее подробно вопросы, связанные с образованием и локализацией рудных столбов, рассмотрел В. М. Крейтер (1956), выделивший 14 их типов. В основу предложенной систематики рудных столбов В. М. Крейтер положил ориентировку рудовмещающих трещин, их сочетание, а также литологический контроль оруденения. Он показал, что образование рудных столбов может быть связано как с метасоматическими процессами, протекающими наиболее интенсивно в сильно трещиноватых вмещающих породах, так и с выполнением рудой разнообразных трещинных полостей. В отечественной геологической литературе укоренилось определение рудного столба, предложенное В. М. Крейтером, согласно которому под этим термином следует подразумевать участок промышленных руд или руд значительно более высокого качества по сравнению со всеми другими рудами данного месторождения или рудного тела. Авторы полностью придерживаются второй части этого определения. Многие геологи приходят к заключению, что рудные столбы, обладая сечением, приближающимся к изометрическому, могут проследиваться на значительную глубину. Однако, принимая определение В. М. Крейтера, к рудным столбам относятся и обогащенные участки, имеющие ограниченное распространение на глубину.

Все рудные столбы могут быть разделены на три основные группы: I. Образующиеся при ведущей роли структурных факторов (размещаются в однородных вмещающих породах). II. Образующиеся при ведущей роли физико-механических свойств вмещающих пород (размещаются на контакте или вблизи контакта различных пород, по-разному подвергающихся деформации). III. Образующиеся при ведущей роли химических свойств вмещающих пород (размещаются в благоприятных для замещения рудой породах) (Вольфсон, Некрасов, 1965).

Проведенные многочисленные исследования показывают, что все рудные столбы следует разделить еще на два класса в зависимости от того, в каких породах они залегают — алюмосиликатных или карбонатных. В первом из них богатые руды образуются преимущественно путем выполнения полостей с подчиненным развитием метасоматических процессов. Рудные столбы второго класса характеризуются развитием богатых руд, преимущественно возникших метасоматически с подчиненным развитием процессов выполнения полостей. Однако структурные элементы у рудных столбов обоих классов в общем оказываются одинаковыми, поэтому более дробное деление на типы целесообразно производить внутри названных трех групп. По структурному положению рудного столба в первой группе, в которой рудные столбы образуются при ведущей роли структурных факторов, удается различать семь типов рудных столбов, локализующихся: 1) в трещинах отрыва или скалывания, раскрывшихся в процессе оруденения по типу трещин отрыва; 2) в изогнутых участках сколовых нарушений, раскрывшихся в период рудообразования при перемещении по ним прилегающих бло-

ков пород; 3) в участках зон разрывных нарушений, представленных системой сближенных параллельных трещин скола; 4) в участках сочленения разрывов, сходящихся под острым углом; 5) в участках сочленения оперяющих трещин скола и отрыва с главными разрывными нарушениями; 6) в участках сочленения трещин скалывания двух или более направлений, 7) в участках пересечения трещин скалывания. Сечения рудных столбов всех этих семи типов имеют изометрическую или линзообразную форму и только сечения первого типа рудных столбов имеют жилообразную форму. Из всех семи типов перечисленных рудных столбов первой группы наиболее часто встречаются и особо важное значение имеют второй, пятый и седьмой.

Во второй группе столбов, образующихся при ведущей роли физико-механических свойств вмещающих пород, можно выделить четыре типа столбов, локализующихся: 1) в участках ограниченной рудоносных разрывов тектонической глиной трения дорудных поперечных разрывов, 2) на контактах слоистых пород различного литологического состава, пересеченных рудоносными разрывами, 3) на контакте даек или массивов интрузивных пород, пересеченных рудоносными

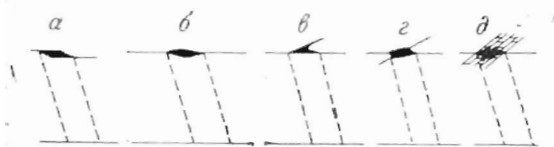


Рис. 121. Типы рудных столбов (по В. И. Смирнову, 1954 г.), приуроченных к различным участкам разрывных нарушений: а — искривления и приоткрывания основной трещины; б — искривления и дробления основной трещины; в — сопряжения основной трещины с оперяющей; г — пересечения трещин; д — пересечения основной трещины с благоприятной для оруденения породой

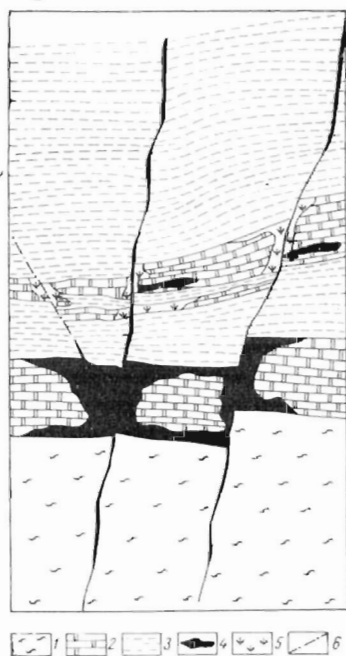


Рис. 122. Разрез свинцово-цинковой метасоматической рудной залежи Маданского месторождения, Болгария (по Р. Д. Докову и др., 1962).

1 — кварц-полевошпатовый гнейс; 2 — мраморы; 3 — двуслюдяной гнейс; 4 — сульфидные руды; 5 — скарны; 6 — разрывные нарушения

ми разрывами, 4) в ксенолитах хрупких пород, пересеченных рудоносными разрывами. Рудные столбы второй группы, так же как и первой, имеют в плане изометрическое или линзообразное сечение.

К третьей группе рудных столбов относится лишь один тип, локализующийся в месте пересечения рудоносными разрывами слоев вмещающих пород, благоприятных для замещения рудными минералами. В отличие от всех предыдущих крутопадающих, рудные столбы третьей группы обычно являются пологими или даже горизонтальными, как правило, имеют вытянутую лентообразную форму.

Рудные столбы первой группы, особенно второго, пятого и седьмого типов, практически проявлены на всех гидротермальных месторожде-

ниях, залегающих в однородных породах (рис. 121), а второй группы — на месторождениях, приуроченных к контактам пород разного состава. Рудные столбы третьей группы распространены меньше, но практическое их значение очень велико и вполне сопоставимо с главнейшими типами рудных столбов первой группы.

В качестве характерного примера рудных столбов третьей группы могут быть рассмотрены свинцово-цинковые метасоматические рудные тела в известняках Мадаиского месторождения в Болгарии. Согласно исследованиям Р. Д. Докова и др. (1962), лентообразные тела богатых руд размещаются в месте пересечения крутопадающими рудными жилами, проходящими среди гнейсов, слоев пологопадающих известняков. Среди последних развиваются богатые лентообразные метасоматические рудные тела, сложенные сульфидами свинца и цинка, ассоциирующими с геденбергитом (рис. 122). При этом от крутопадающих рудных жил сульфидное оруденение развивается по восстанию известняков, наклоненных под углом $10-15^\circ$, на расстоянии до 40 м, а по падению не более 3—5 м. Это указывает на то, что рудоносные растворы, поступившие в зону рудоотложения под достаточно высоким давлением, были способны проникать по восстанию слоев на достаточно большое расстояние, в то время как по падению слоев растворы эти не проникали, а на коротком расстоянии от основного питающего канала рудоотложение протекало, видимо, в связи с диффузионными явлениями.

Глава VII.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖАХ И ЯРУСАХ

Проведенные в СССР и зарубежных странах структурные исследования на рудных полях и месторождениях привели к выявлению многих важных закономерностей по условиям локализации оруденения, что в ряде случаев существенно повысило эффективность поисковых, разведочных и эксплуатационных работ. Однако до последнего времени при этих исследованиях мало внимания уделялось выяснению связи формирования структур эндогенных месторождений с геологическим строением и историей развития рудоносных провинций в целом. Начиная с 1965 г. этому вопросу стало уделяться больше внимания (Вольфсон, Лукин, 1965, 1968; Ф. И. Вольфсон, 1972 г.).

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЛОКАЛИЗАЦИЮ ОРУДЕНЕНИЯ

На необходимость рассмотрения геологического строения эндогенных месторождений в связи с их приуроченностью к зонам, находящимся на различных глубинных уровнях и занимающим неодинаковое положение в разрезе слоистых толщ верхней части земной коры, указывали в своих трудах С. С. Смирнов и Ю. А. Билибин. С. С. Смирнов (1947 г.) выделил три зоны по глубине содержания эндогенных месторождений и отметил, что средняя зона содержит максимальное их количество. Ю. А. Билибин (1947 г., 1955 г.) указывал, что геосинклинали развиваются в три ритма, из которых каждый отвечает структурному ярусу: нижнему, среднему и верхнему. Они отличаются

особенностями осадконакопления, деформаций, магматизма и эндогенной минерализации. Приведенные данные представляют собой первую попытку привлечения широких региональных геологических исследований для выяснения условий локализации оруденения в рудных полях и месторождениях. Однако в свете современных геотектонических построений вместо понятия «структурный ярус», которое применял Ю. А. Биллибин, в качестве синонима более правильно применять понятие «структурный этаж», а термин «структурный ярус» сохранить для более дробного деления.

Под структурным этажом нужно понимать совокупность осадочных и изверженных образований, отвечающих крупному этапу развития территории (геосинклинальному, орогенному, платформенному). Структурные этажи следует различать между собой по составу слоистых толщ, особенностям проявления магматизма и степени метаморфизма и деформированности пород. Границы между структурными этажами обычно выражены значительными перерывами, региональными угловыми несогласиями, резкой сменой фаций осадочных толщ и изменением структурного плана. Структурный ярус представляет собой часть структурного этажа, характеризующуюся сходными степенью деформированности пород и магматизмом.

Большинство рудоносных провинций в процессе развития проходят все три этапа: геосинклинальный, орогенный и платформенный. В геотектонических построениях платформенные отложения обычно относятся к верхнему структурному этажу. В этом случае все нижележащие образования объединяются в нижний структурный этаж, причем в него в качестве подэтажа включаются также древние интенсивно метаморфизованные протерозойские и архейские толщи, на которых более поздние геосинклинальные осадки лежат с резким несогласием.

Для выяснения структурных особенностей эндогенных месторождений целесообразно древние метаморфизованные толщи объединять в самостоятельный нижний структурный этаж и рассматривать их в качестве фундамента или основания. В этом случае образования геосинклинального и орогенного этапов развития соответствуют среднему структурному этажу, а платформенные — верхнему.

Из изложенного следует, что средний структурный этаж можно разделить на два подэтажа или яруса. Первый из них, собственно геосинклинальный, характеризуется отложением мощных осадочно-вулканогенных толщ, которые в последующем подвергаются интенсивным дислокациям, приводящим к образованию крупных линейных складок и разрывных нарушений, сопряженных со складчатостью. Типично также наличие крупных интрузивов, обычно вытянутых параллельно простиранию складок и приуроченных к ядрам антиклиналей. С геосинклинальным этапом развития часто связано возникновение некоторых собственно магматических месторождений и пегматитов. Образования раннего этапа развития выделяются в нижний ярус среднего структурного этажа.

Во второй, орогенный, этап развития рудоносных территорий происходит формирование верхнего структурного яруса. Он характеризуется накоплением осадочных и эффузивных толщ меньших мощностей. В дальнейшем эти толщи обычно сминаются в пологие брахискладки, разбитые разломами, часто наследующими разрывные нарушения, заложённые в геосинклинальный этап развития. Для верхнего яруса характерны многочисленные тела малых интрузий, часто трещинного

типа и дайки. Окончание формирования этого яруса совпадает с переходом орогенных областей в платформенные. Именно в это время происходит образование промышленных гидротермальных месторождений различных классов.

После рудоотложения многие рудоносные территории продолжали развитие уже в платформенных условиях. Для этого этапа характерно накопление мелководных морских осадков. Эти образования по отношению к эндогенному оруденению являются послерудными, но нередко несут экзогенную минерализацию.

Такая схема развития рудоносных провинций является наиболее простой; выдерживается она далеко не всюду. Имеется ряд примеров полициклического их формирования, характеризующегося неоднократным повторением некоторых из отмеченных этапов. Однако при этом следует подчеркнуть, что и в таких рудоносных областях основная масса эндогенного оруденения обычно происходит к концу орогенного этапа. Известны также рудоносные провинции, в которых средний структурный этаж выпадает, и на образованиях нижнего структурного этажа, т. е. на фундаменте, непосредственно залегают платформенные отложения верхнего структурного этажа. Такие провинции представляют собой крупные участки древних платформ, а в складчатых областях они развиваются в срединных массивах. Как уже отмечалось, платформенные образования обычно являются послерудными. Однако иногда наблюдается омоложение платформ и щитов, их активизация и развитие в них более позднего магматизма. В таких случаях в строении верхнего структурного этажа участвуют эффузивные толщи; в нижней его части, а также в фундаменте (на щитах и в срединных массивах) размещаются гидротермальные месторождения различных металлов, нередко крупные.

Активизация щитов может происходить еще в протерозое — протоактивизация, либо значительно позднее — в палеозое, мезозое и даже кайнозое. Соответственно в метаморфических породах, слагающих щиты, могут формироваться эндогенные месторождения самого различного возраста. Активизация платформ и щитов, согласно А. Д. Щеглову, может являться автономной, не связанной с тектоническими движениями в близрасположенных геосинклиналях, либо отраженной, возникающей в связи с этими движениями. Активизации могут подвергаться и складчатые области. Соответственно в складчатых областях могут образоваться месторождения значительно позднее формирования складчатых вмещающих толщ.

ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОТ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ, СУЩЕСТВОВАВШЕЙ В ПРОЦЕССЕ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Определение глубины формирования эндогенного оруденения от земной поверхности, существовавшей в процессе минерализации, является крайне важным не только в деле познания структурных условий локализации оруденения, но и при решении всех других вопросов генезиса эндогенных месторождений. В связи с этим проблема глубин формирования эндогенного оруденения давно привлекала внимание многих геологов. Сложившиеся представления о глубине формирования гидротермального оруденения в начале XX в. отразилась в классификациях рудных месторождений, разработанных П. Ниггли, В. Линдгреном, В. А. Обручевым, М. А. Усовым, В. Х. Эммонсом и

другими исследователями. Большое внимание этому вопросу уделял С. С. Смирнов. Основным способом определения глубин формирования оруденения, по его мнению, является реставрация разреза или, еще шире, наиболее полная реставрация геологических условий в период формирования того или иного месторождения (С. С. Смирнов, 1946 г.). О важном значении определения глубин локализации оруденения писали также А. В. Королев (1935 г., 1962) и В. И. Смирнов (1969).

Достаточно точно глубину формирования эндогенного оруденения удается определить лишь на рудоносных площадях, сложенных мало-дислоцированными слоистыми толщами. Здесь в полной мере может быть использован метод реставрации разреза, упоминавшийся С. С. Смирновым. Этот метод основан на детальном изучении стратиграфии рудомещающих толщ и воссоздании мощности пачек пород, под которыми заканчивалось по восстановлению оруденение. Естественно, использование стратиграфического метода при определении глубин формирования верхних частей месторождений оказывается невозможным на рудоносных площадях, сложенных массивными породами, а также на площадях, где слоистые породы, слагающие верхи разреза, оказались полностью эродированными.

Помимо геологического метода определения глубин формирования оруденения делаются попытки использовать также и некоторые другие методы. К ним, в частности, относятся методы, основанные на учете данных экспериментальных исследований и изучении минерального состава руд. Например, делаются попытки использовать результаты экспериментальных работ по распаду твердых растворов, определению давления, которому подвергались растворы в процессе рудообразования, путем гомогенизации некоторых газовой-жидких включений, например содержащих в своем составе жидкую углекислоту. Известны примеры, когда отдельные исследователи пытались установить глубину формирования оруденения по наличию или отсутствию колломорфных руд, а также по наблюдаемым структурам интрузивных или субвулканических пород, с которыми ассоциирует оруденение. Однако все эти методы определения являются косвенными и далеко не точными. Основным, достаточно точным методом определения глубин формирования эндогенного оруденения до сих пор остается геологический, основанный на реставрации разреза слоистых толщ, существовавшего в момент формирования месторождений. Этот метод широко применяется советскими геологами, особенно в последнее время, и ими получены достаточно надежные данные о глубинах формирования эндогенного оруденения во многих рудоносных провинциях Советского Союза и частью других социалистических стран.

Проведенные исследования показали, что верхние части средних и низкотемпературных гидротермальных месторождений свинца, цинка, флюорита, частью золота и других металлов формируются на глубине 400—1500 м от земной поверхности независимо от того, в образованиях какого структурного этажа они возникли. Верхние части рудных тел высокотемпературных свинцово-цинковых месторождений скарновой формации, а также некоторые вольфрамовые, оловянные и молибденовые месторождения, связанные с грейзенами, формируются на несколько больших (1000—2500 м) глубинах от дневной поверхности. Однако месторождения, залегающие в различной геологической обстановке, независимо от температуры их формирования характеризуются различной вертикальной глубиной распространения оруденения,

или вертикальным размахом оруденения. В связи с этим вертикальный размер рудных тел оказывается существенно различным в зависимости от того, в образованиях каких структурных этажей и ярусов они залегают. Вообще же о распространении оруденения на глубину можно судить исходя из опыта эксплуатации рудников. Большинство известных гидротермальных месторождений, включая и скрытые, не обнажающиеся на поверхности, заканчиваются на глубинах, не превышающих 1—1,5 км от современной земной поверхности. Лишь единичные месторождения свинца и цинка, золота, реже других металлов, прослежены до глубины 2,5—3,5 км (Э. Садецкий-Кардош, 1957 г.; Т. С. Лавринг, 1958 г.; И. П. Кушнарев, 1961 г.). Сопоставляя данные по изученным ими районам, исследователи показали, что вертикальный размах гидротермального оруденения всех типов составляет 4000—5000 м. Этот вывод подтверждается и более поздними работами. Очевидно, ниже этой глубины рудовмещающие и рудоконтролирующие разрывы переходят в зоны пластического течения, где отсутствуют условия для отложения руд, хотя возможность проникновения растворов сохраняется. Всю продуктивную часть разреза земной коры, в пределах которой может локализоваться гидротермальное оруденение, мы называем «критической зоной» (Вольфсон, Лукни, 1965, 1968).

Благодаря относительному достаточному крупным перемещениям блоков пород, которые обычно происходят в связи с тектоническими движениями, протекающими до процессов рудообразования, критическая зона может одновременно распространяться в образованиях различных структурных этажей и ярусов. Поскольку дорудными движениями на один уровень приводятся породы, резко различающиеся по химическому составу, физико-механическим свойствам, метаморфизму, истории геологического развития и степени деформированности, в пределах единой критической зоны возникают существенно разные условия для локализации оруденения. Определение глубины формирования оруденения в конкретных рудных районах и полях важно для оценки их перспектив, прогнозирования и направления поисково-разведочных работ. Однако очень часто выяснить точно эту глубину не удается. Это обычно вызывается невозможностью в ряде случаев получить необходимые сведения о полном разрезе и истинных мощностях слонстых толщ, которые были развиты на рудоносной площади в процессе формирования оруденения.

Далеко не всегда возможна и реставрация разреза путем экстраполяции данных по району, удаленному от рудоносных площадей на 20 км и более. В тех же случаях, когда по разрозненным обнажениям делается попытка увязать в единый разрез выходы пород, значительно удаленные друг от друга, нередко исследователи приходят к ошибочным выводам. Когда же сколько-нибудь точно установить глубину формирования верхних частей рудных тел не удастся, полезно выявлять некоторые конкретные геологические поверхности и выяснять глубину формирования верхних частей рудных тел по отношению к этим поверхностям. Среди них особый интерес представляют поверхности несогласия, от которых можно определить расстояние до верхних частей месторождений или отдельных рудных тел.

Выявление пространственного положения подобных поверхностей особенно важно в районах с относительно небольшим эрозионным срезом, где на доступных глубинах можно ожидать нахождения скрытых рудных тел. В этих условиях на современной земной поверхности об-

нажаются лишь верхние части отдельных рудных тел, а большинство их находится на глубине в коренных породах и еще не вскрыто эрозией. В ряде рудных полей это вызвано тем, что рудоносные разрывы, проникавшие из более нижних горизонтов земной коры, ограничивались по восстанию поверхностями стратиграфических несогласий. Оруденение, поступающее по разрывам, в некоторых случаях достигает таких поверхностей, либо даже на некоторое расстояние (чаще не превышающее 10 м) проникает в вышележащие горизонты. Известны также примеры, когда рудные тела заканчиваются ниже таких поверхностей на расстоянии нескольких десятков или нескольких сотен метров. Ограничивать распространение рудоносных разрывов и оруденения по восстанию могут также пологие контакты вышележащих более вязких или более пластичных пород. Иногда рудоносные разрывы по восстанию переходят в более пористые породы, которые вызывают резкое изменение термодинамических условий. Установлены также многочисленные примеры ограничения рудоносных трещин и оруденения пологопадающими разрывными нарушениями, сопровождающимися тектонической глиной. Выклинивание оруденения по восстанию часто обуславливается резким изменением элементов залегания рудовмещающих разрывов вблизи ограничивающих пологопадающих поверхностей. Наличие отмеченных поверхностей, ограничивающих распространение оруденения по восстанию, отнюдь не подменяет представления о критической зоне. Эти поверхности лишь усложняют общую конфигурацию верхней границы оруденения и иногда несколько изменяют положение верхней части рудных тел. Сами же эти рудные тела в момент оруденения во всех случаях возникают под надрудной толщей или «покрышкой» вышележащих пород, по физико-механическим свойствам обычно отличающимся от рудовмещающих толщ.

Наблюдениями над поведением рудных тел по вертикали установлено, что расстояния между верхними частями самых верхних и самых нижних скрытых рудных тел в пределах данного месторождения обычно не превышают 600—800 м. Общий же вертикальный размах оруденения, как уже отмечалось, колеблется в широких пределах — от нескольких сотен метров до 3 или даже 4 км, чаще он равен 0,8—1,5 км.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УСЛОВИЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ЗАЛЕГАЮЩИХ В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖАХ И ЯРУСАХ

Опыт разведки и изучения гидротермальных рудных месторождений, залегающих в различных структурных этажах и ярусах, показывает, что наряду с общими чертами строения они имеют и существенные различия. Эти различия особенно отчетливо выявляются при сравнении морфологии рудных тел и условий их залегания. Они определяются в основном неодинаковой ролью литологических свойств вмещающих, а также нижележащих и покрывающих пород и тектонических элементов в локализации оруденения. Поэтому в одних случаях при существенной однородности вмещающих пород основным фактором, благоприятно влияющим на локализацию оруденения, являются элементы тектоники и прежде всего разрывные нарушения. В других случаях главное значение в рудоотложении имеют физико-механические свойства вмещающих пород (упругие, прочностные свойства и пористость). Наконец, на локализацию оруденения влияет и химический

состав пород, определяющий их относительную способность вступать в реакцию с рудоносными растворами.

Установлено также, что месторождения, приуроченные к образованиям различных структурных этажей и ярусов, по-разному заканчиваются вверх по восстанию и на глубину. Кроме того, иногда месторождения одного и того же металла, залегающие в образованиях различных структурных этажей, сформировались на разном глубинном уровне и заметно отличаются по минеральному составу руд и гидротермально-измененных вмещающих пород.

В соответствии со сказанным сравнение условий локализации оруденения гидротермальных рудных месторождений, приуроченных к различным структурным этажам и ярусам, целесообразно провести по следующим основным показателям:

1. Контролирующая роль в развитии оруденения крупных разрывных нарушений.
2. Роль складчатых структур в локализации оруденения.
3. Роль разрывных нарушений в локализации оруденения.
4. Значение физико-механических свойств пород в размещении руд.
5. Значение химического состава пород в локализации оруденения.
6. Состав и свойства надрудной толщи, существовавшей в процессе формирования руд.
7. Способ выклинивания рудных тел по восстанию.
8. Способ выклинивания рудных тел по падению.
9. Глубина формирования оруденения от поверхности земли, существовавшей в процессе рудообразования.
10. Вертикальный размах оруденения.
11. Особенности минерального состава руд и околорудноизмененных вмещающих пород.

Нижний структурный этаж (фундамент)

Образования нижнего структурного этажа, т. е. фундамента, или основания, в большинстве рудных районов представлены породами архейского, протерозойского и нижнепалеозойского возраста и лишь в мезозойских и альпийских рудоносных провинциях также и более молодыми отложениями. В целом же породы фундамента отличаются существенным развитием пластических деформаций и относительно большой степенью метаморфизма (вплоть до перехода их в кристаллические сланцы и гнейсы). Они обычно разбиты многочисленными разрывными нарушениями, часто крупными разломами, прослеживающимися на десятки километров. Эти разломы заложены в процессе древней складчатости и имеют длительную историю развития. Зоны таких разломов часто сложены бластомилонитами, вмещают дайки изверженных пород и, как показано В. И. Казанским, подвергнуты метаморфизму более низких ступеней, наложенному на более высокотемпературные изменения, которыми охвачены сами вмещающие породы. С этими разломами сопряжены разрывные нарушения второго и более высоких порядков.

В ряде рудоносных провинций породы фундамента интенсивно дислоцированы с образованием преимущественно линейных складок и микроплойчатости, а также межформационных и межпластовых срывов. Если же образования нижнего структурного этажа формировались

в платформенных условиях, то слагающие его метаморфические породы могут быть подвергнуты лишь слабой складчатости и иметь относительно пологое залегание (углы падения редко превышают 10—15°). В этих условиях крупные разломы, в отличие от таковых в геосинклинальных областях, могут являться не только рудоконтролирующими, но и вмещать рудные тела, если к моменту оруденения они были перекрыты вышележащими платформенными образованиями. Рудные тела и месторождения, приуроченные к крупным разломам в образованиях нижнего структурного этажа и вытягивающиеся на значительном протяжении (иногда несколько десятков километров), встречаются нередко, хотя при этом локализация обогащенных участков рудных тел, так же как и в геосинклинальных областях, обычно обуславливается изгибами разрывных нарушений, но сами эти изгибы оказываются очень плавными и протяженными, и рудные столбы, приурочивающиеся к этим изгибам, нередко вытягиваются по простиранию на 3—5 км и более.

Поскольку образования нижнего структурного этажа часто оказываются подверженными интенсивной складчатости, то и месторождения, залегающие среди них, нередко обладают складчатыми структурами. Рудные тела тогда распространяются вдоль межпластовых срывов и приобретают пластовую или лентообразную форму.

Глубокий метаморфизм вмещающих пород существенно уменьшил различия в их физико-механических свойствах. Однако гидротермально-измененные породы и в этих условиях оказываются несколько более пористыми и характеризуются относительно низкими прочностными свойствами по сравнению с неизмененными разностями пород. Контрастность этих свойств небольшая, что и отличает эти породы от рудовмещающих, развитых в более высоких структурных этажах и ярусах.

Оруденение характеризуемых месторождений в основном формируется путем метасоматического замещения пород и частично путем выполнения полостей. На локализацию оруденения помимо тектонических факторов большое влияние оказывает также благоприятный химический состав вмещающих пород. Оруденение, как правило, залегает в своеобразных метасоматитах, которые возникают преимущественно в конечные стадии проявления рудоносных разрывных нарушений. Сами эти нарушения имеют очень длительное развитие. Некоторые из них закладывались в виде зон бластомилонитов еще в архейское время, что подтверждается развитием вдоль них даек интрузивных пород архейского возраста, залегающих обычно в виде маломощных тел плитообразной формы. В результате последующих движений вдоль разрывов в их центральных частях вначале образуются мясокрасные кварц-полевошпатовые породы, возникшие в связи с локально проявленной гранитизацией. Согласно В. А. Крупеникову и др. (1968 г.), в большинстве случаев вдоль древних разломов отмечаются зоны расслаивания или милонитов. Они представляют собой породы с тонкой сланцеватостью, вытянутой вдоль простирания нарушений. Сланцеватость выражается в отчетливой плоско-параллельной ориентировке и дроблении зерен полевых шпатов, роговой обманки, биотита и кварца, распавшихся на узкие параллельные полосы. Для расслаиванных пород разломов фундамента устойчивой является кварц-микроклин-плагноклаз-биотит-амфиболовая ассоциация. Наличие в милонитах этой минеральной ассоциации отчетливых признаков тече-

ния материала в результате пластических деформаций свидетельствует о проявлении в разломах дислокационного метаморфизма в условиях больших давлений и высоких температур.

Последующая метасоматическая минерализация вдоль разломов, развивавшаяся в протерозойское время, выражается в возникновении своеобразных альбититов, внутренняя структура которых находится в прямой зависимости от структуры первичных пород, которые они заместили. Редкометальное и другое оруденение обычно образуется после незначительных тектонических движений, унаследующих ранее имевшиеся ослабленные направления, но проявляющиеся уже в альбититах. В условиях же активизированных платформ вдоль древних милонитов, не подвергшихся альбитизации в течение протерозоя, в палеозойское или мезозойское время возобновляются тектонические движения уже в значительно более близповерхностных условиях, сопровождающиеся многократным дроблением пород и их минерализацией. При этом вначале возникают кварц-адуляр-пирит-карбонатные метасоматиты. В дальнейшем формируются жилы с кварцем и другими минералами с возникновением минерализованных брекчий, гребенчатых текстур и т. д., подтверждающие упомянутый ранее вывод о движении вдоль разломов в близповерхностных условиях. В этих жилах кроме кварца могут развиваться также барит и ранние сульфиды. Редкометальное и другое оруденение формируется обычно в кварц-адуляр-пирит-карбонатных метасоматитах, после возобновления тектонических движений.

Примеры окончания оруденения по восстанию достаточно хорошо изучены для щитов, активизированных в палеозойское и мезозойское время. Наблюдениями установлено, что в обоих случаях оруденение выклинивается среди древних метаморфических вмещающих пород, не достигая поверхности несогласия, разделяющей породы щита и платформенных образований, на расстояние от 100—200 до 500 м. Выклинивание рудных тел объясняется изменением элементов залегания рудовмещающих разрывов и прежде всего их выполаживанием. Однако многие из изученных рудных тел в тех же рудных полях и районах распространяются выше по восстанию и достигают поверхности несогласия или даже проникают на небольшое расстояние в платформенные образования.

Окончание оруденения на глубину обуславливается постепенным переходом сосредоточенных рудовмещающих разрывов в зоны расланцевания, отражающие проявление пластических деформаций. Надрудной толщей, существовавшей в процессе оруденения, обычно являются платформенные отложения, представленные различными образованиями — песчаниками, известняками, сланцами и т. п. Все эти отложения перекрывали в процессе минерализации рудоносные разломы, что обусловило протекание рудообразующих процессов в достаточно закрытых условиях при относительно высоких температурах.

Глубина формирования верхних частей рудных тел описываемых месторождений выявляется с большим трудом, так как мощность платформенных отложений к моменту оруденения часто трудно установить. В детально изученных районах эта глубина колеблется от 800—1000 до 1500 м. Вертикальный размах оруденения в характеризуемых условиях по сравнению с месторождениями, залегающими в более высоких структурных этажах и ярусах, является максимальным. Именно среди гидротермальных месторождений, залегающих в образованиях ниж-

него структурного этажа, известны примеры, когда оруденение прослеживается на максимальное расстояние по вертикали, и выработки углубляются на 2—2,5 км и даже до 3,5 км (золоторудное месторождение Колар в Индии). Это, очевидно, объясняется тем, что длительно развивавшиеся разломы в условиях относительно однородной среды в некоторых случаях при проявлении движений вдоль них в период от архея до мезозоя и даже кайнозоя характеризуются появлением полостей, прослеживающихся на значительном вертикальном интервале. Выдержанность тектонических элементов способствует возникновению вдоль них устойчивых минеральных ассоциаций, также прослеживающихся без существенного изменения на значительном вертикальном интервале. Эти минеральные ассоциации оказываются преимущественно высокотемпературными. Термометрическими исследованиями установлено, что температура формирования рудных минералов равна 300—400 °С. Специфическими оказываются также и околорудные изменения вмещающих пород, выражающиеся в возникновении альбититов, ортоклазитов и других относительно высокотемпературных минеральных образований. Характеризуемые месторождения обычно очень крупные, что важно учитывать при их промышленной оценке.

Хорошим примером эндогенных рудных образований, возникших в связи с альпийской активизацией нижнего структурного этажа, является группа свинцово-цинковых месторождений Маданского района в Болгарии (Доков и др., 1962). Здесь развиты протерозойские парагнейсы с горизонтами амфиболитов и мраморов. Породы незначительно дислоцированы и в общем под углом 10—15° наклонены в северные румбы. Перекрывают эти образования почти горизонтально залегающими палеогеновыми отложениями, которые сохранились в северной части рудоносной площади. Вся толща пересечена серией крупных разломов северо-западного простирания, каждый из которых прослеживается примерно на 18 км. На интервале, составляющем до 50% общего протяжения рассматриваемых разломов, прослеживаются промышленные свинцово-цинковые руды. В ряде пунктов разломы почти под прямым углом пересечены разрывами близширотного простирания. В участках пересечений вдоль северо-западных разломов, на их меридиональных интервалах, размещаются крутопадающие рудные столбы, а, как уже ранее отмечалось, на пересечении этих разломов с прослоями мрамора — вытянутые лентообразные тела. Воссоздание разреза платформенных отложений, залегающих на образованиях нижнего структурного этажа, дает возможность заключить, что верхняя часть рудных жил Маданского месторождения формировалась на глубине 600—800 м от бывшей поверхности, под глинистыми сланцами палеогена. Установленный к настоящему времени по обнажениям в рельефе с учетом наиболее глубоких скважин вертикальный размах оруденения превышает 2000 м.

Средний структурный этаж

Породы среднего этажа имеют преимущественно палеозойский или мезо-кайнозойский возраст и представлены разнообразными слонстыми толщами осадочных и эффузивных образований, интенсивно смятых в складки. Характерно проявление многочисленных разрывных нарушений, а также интрузивных и экструзивных образований различного состава. Для рудоносных районов среднего структурного этажа типич-

но относительно неглубокое залегание пород жесткого основания, разбитого на отдельные блоки крупными разрывными нарушениями древнего заложения. Последующие движения по этим разрывам приводили к образованию складок и разрывных нарушений в вышележащих толщах среднего структурного этажа. Как уже говорилось, по истории геологического развития и особенности строения образования среднего структурного этажа целесообразно разделять на два структурных яруса.

Нижний структурный ярус. В его пределах оруденение развивается преимущественно на площадях, где проявлены крутопадающие раз-

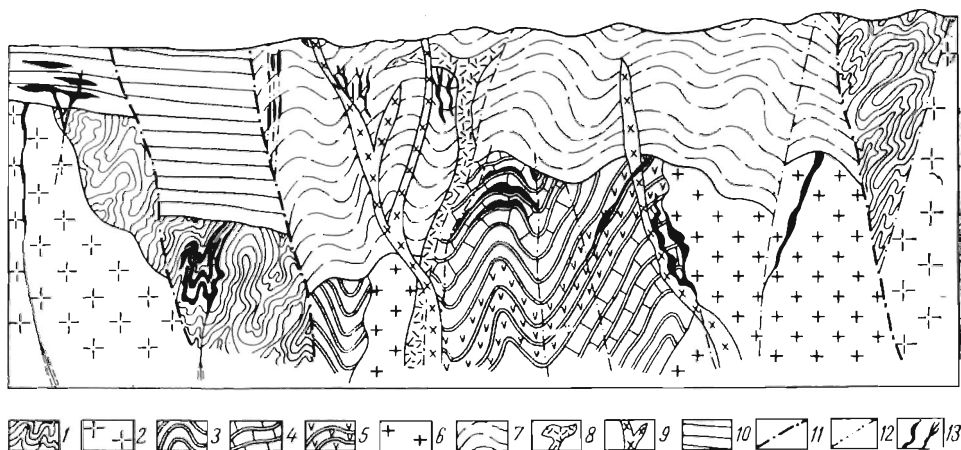


Рис. 123. Размещение гидротермальных месторождений в нижнем и орогенном ярусах среднего структурного этажа в период рудообразования.

Нижний структурный этаж: 1 — метаморфические породы фундамента; 2 — гранитоиды и гнейсы. Средний структурный этаж. Нижний ярус: 3—5 слоистые интенсивно метаморфизованные образования (3 — сланцы, 4 — доломиты и известняки, 5 — эффузивные породы спилито-кератофировой формации); 6 — гранитоиды. Верхний ярус: 7 — слоистые слабо метаморфизованные образования (конгломераты, брекчии, глинистые сланцы, эффузивы); 8 — вулканические аппараты; 9 — штоки и дайки малых интрузий; 10 — слоистые образования верхнего структурного этажа; 11 — крупные разломы фундамента; 12 — разрывные нарушения; 13 — рудные тела гидротермальных месторождений

рывные нарушения, проникающие из нижнего структурного этажа и частью выклинивающиеся по восстанию внутри рудоносных толщ. На рудоносных площадях обычно прослеживаются крупные разломы, которые во всех случаях контролируют оруденение, но сами являются безрудными. Области развития слоистых толщ этого яруса характеризуются широким проявлением пластических деформаций, обусловивших возникновение складок, среди которых часто выявляются сундучные формы.

Рудные тела имеют форму седловидных и пластовых залежей, сформировавшихся преимущественно вблизи согласных срывов в горизонтах пород, легко подвергающихся дроблению. Таких благоприятных для оруденения слоев в разрезе бывает не один, а несколько и соответственно рудоносными в ряде рудных районов являются обычно несколько многоярусно расположенных горизонтов (рис. 123).

Как уже указывалось, пересекающие слоистые толщи крутопадающие разрывные нарушения, как правило, сами не несут оруденения, но являются рудопроводящими каналами, по которым поступают

рудоносные растворы из глубин в зону рудоотложения. При отсутствии таких нарушений в слоистых толщах пластообразные рудные тела не возникают, однако в некоторых случаях в них формируются трещинные жилы. Секущие нарушения часто оказывают существенное влияние на морфологию согласных рудных тел, обуславливая появление комбинированных — согласных и секущих форм. В интенсивно метаморфизованных карбонатных, интрузивных и других массивных породах оруденение развивается вдоль разрывных нарушений, образуя жилы, рудные столбы и трубообразные залежи. В формировании рудных тел наряду с выполнением полостей важное значение приобретают и процессы метасоматического замещения. Для согласных и секущих рудных тел, залегающих в образованиях нижнего яруса геосинклинального этажа, физико-механические свойства вмещающих пород имеют большее значение в локализации оруденения, чем в месторождениях нижнего структурного этажа. Оруденение более охотно возникает в породах, обладающих более низкими упругими и прочностными свойствами по сравнению с выше- и нижележащими, а также в породах, характеризующихся повышенной эффективной пористостью. В этом отношении, как уже отмечалось, особо благоприятны слоистые образования, отличающиеся частым переслаиванием пластов с резко различными физико-механическими свойствами.

В локализации оруденения в нижнем ярусе геосинклинального структурного этажа очень важное значение имеет также благоприятный химический состав вмещающих пород. В частности, оруденение чаще возникает в породах, обогащенных органическим веществом или сульфидами, являющимися сингенетичными по отношению к вмещающим породам или возникшими после их формирования. Процессы оруденения более охотно протекают также в породах, обладающих благоприятным минералогическим и петрографическим составом. К ним относятся скарны, туфы, характеризующиеся резко различным составом обломочного материала, амфиболиты и др. Эти породы более интенсивно взаимодействуют с рудоносными растворами и протекающие при этом химические реакции обычно приводят к связыванию щелочей, что в свою очередь способствует выпадению из растворов рудных минералов.

Рассматривая вопрос о надрудных толщах, существовавших при процессе минерализации, следует учитывать прежде всего те из них, которые залегают над продуктивными горизонтами и перекрывали не только рудоносные слои, но также и рудопроводящие крутопадающие разрывы. Наряду с этим следует учитывать слои пород, которые неоднократно появляются в разрезе и под которыми непосредственно залегают пластообразные и седлообразные рудные залежи. Надрудные толщи, в период оруденения залегающие над продуктивными горизонтами, представлены преимущественно разнообразными породами верхнего орогенного яруса. К ним часто относятся различные эффузивные, а также обломочные и глинистые образования, залегающие несогласно на продуктивных породах, что, в частности, характерно для многих свинцово-цинковых, медных, сурьмяно-ртутных и других месторождений. Горизонты пород, под которыми непосредственно залегают пластообразные рудные тела, большей частью представлены глинистыми и другими сланцами, игравшими роль полупроницаемых экранов для поступающих снизу рудоносных растворов. Окончание отдельных залегающих согласно со слоистостью рудных тел по восстанию и падению

обусловлено нахождением в разрезе пород, неблагоприятных для рудоотложения по физико-механическим свойствам. К этим породам чаще всего относятся глинистые сланцы, иногда эффузивные породы, обладающие повышенной вязкостью (диабазы и др.).

Глубина формирования верхних частей рудных тел в общем соответствует глубине залегания продуктивных горизонтов и обычно колеблется от 1000 до 1500 м. В зависимости от условий залегания вертикальный размах отдельных рудных тел резко различен. Размер по вертикали седлообразных и некоторых пластовых рудных тел 100—200 м, но в то же время такие рудные тела имеют значительную протяженность по простиранию, вытягиваясь на 3—5 км и более. Поскольку рудные тела располагаются многоярусно, то общий вертикальный размах оруденения составляет, как правило, несколько сот метров и оказывается примерно равным всей мощности продуктивной пачки пород. Если же в слоистых толщах развито жильное оруденение, обычно приуроченное к крутонаклонной пачке пород, то вертикальный его размах может достигать 1200—1500 м, при этом на глубоких горизонтах оруденение прекращается, как правило, в связи с окончанием или удалением от крутопадающих разрывов благоприятной для оруденения пачки пород. Крутопадающие рудные жилы в гранитоидах или других массивных породах также имеют вертикальный размах оруденения 1200—1500 м.

Месторождения, залегающие в нижнем ярусе среднего структурного этажа, обычно относятся к группе высокотемпературных (скарновые формации), либо среднетемпературных. Околорудное изменение вмещающих пород у высокотемпературных месторождений выражено в возникновении скарнов или кварц-гурмалиновых образований. Для среднетемпературных месторождений околорудные изменения выражаются в зависимости от состава вмещающих пород в возникновении кварц- или хлорит-альбитовых пород, березитов, лиственитов и других сходных с ними образований.

В качестве примеров условий локализации оруденения в слоистых породах, слагающих нижний структурный ярус геосинклинального этажа, рассмотрим некоторые свинцово-цинковые месторождения Алтая. Общей особенностью этих месторождений является приуроченность оруденения к пачкам тонкого переслаивания осадочных, туфогенных и эффузивных пород среднего девона, существенно различающихся по физико-механическим свойствам. Полиметаллические руды возникли преимущественно путем замещения алевролитов, туфов и других пород. Рудные тела залегают преимущественно согласно с напластованием вмещающих пород. Секущие залежи имеют сугубо подчиненное значение.

В геологическом строении типичного для Алтая Зырянского месторождения принимают участие образования нижнего палеозоя, представленные метаморфическими сланцами, соответствующие нижнему структурному этажу, и отложения среднего девона (эйфельский ярус), относящиеся к нижнему ярусу среднего структурного этажа. Последние разделяются на три свиты, сложенные эффузивно-осадочными породами. Выше с некоторым несогласием залегают отложения верхнего девона и нижнего карбона, также сложенные эффузивно-осадочными породами, но характеризующиеся преобладанием последних. Все породы смяты в сложно построенную Ревюшинскую антиклиналь, пересеченную разрывными нарушениями и прорванную гранитоид-

дами, малыми интрузиями и дайками кислых и основных пород. Зыряновское месторождение приурочено к антиклинали второго порядка того же наименования, в пределах которой слагающие ее породы подвергнуты интенсивному рассланцеванию и динамометаморфизму.

Все промышленные рудные тела пластообразной и секущей жильной формы залегают в пределах нижней части маслянской свиты среднего девона в основной рудовмещающей пачке пород, характеризующейся частым переслаиванием туфов альбитофиров и алевролитов. Наиболее богатые участки пластообразных рудных тел, сложенные массивными рудами мощностью до 8—10 м, приурочены к участкам интенсивного проявления межпластового отслаивания, вызванного перемещениями блоков. Следует подчеркнуть, что в двух рядом находящихся блоках массивные руды расположены в различных частях. В блоке, испытывавшем взбросовое перемещение, они локализируются в нижнем контакте, а в блоке, опускавшемся вниз, — в верхнем. В. Д. Барановым показано, что участки отслаивания, вмещающие рудные тела Северной промышленной зоны, образованы в результате блоковых перемещений по разрывам северо-западного простирания и сопровождаются мелкими складками с северо-западным простиранием и юго-западным падением осевых плоскостей.

Локализация оруденения в пределах всей Зыряновской антиклиннали в целом определяется пересечениями или сочленениями разрывных нарушений северо-западного и широтного простираний. Главные разрывные нарушения на Зыряновском месторождении выклиниваются по восстанию в пределах рудовмещающей пачки пород, представленной частым переслаиванием алевролитов и туфов кислого состава. Именно к местам такого выклинивания минерализованных разрывов внутри этой пачки и тяготеют наиболее важные в промышленном отношении рудные тела месторождения. Особо благоприятными для оруденения оказались алевролиты, в них развились все рудные залежи, сложенные массивными рудами, и большая часть прожилково-вкрапленных руд.

На месторождениях Зыряновского района (Малеевского и др.), на которых разрывные нарушения, проникающие из нижнего этажа, не достигают продуктивной пачки пород на 80—100 м и более, в пачке тонкого переслаивания пород среди алевролитов возникают исключительно выдержанные пластообразные рудные тела. Вызвано это, возможно, тем, что рудоносные растворы, проникающие снизу по разрывным нарушениям, после окончания этих нарушений просачивались на некотором расстоянии фронтом через поры пород. Это благоприятствовало тому, чтобы процесс минерализации в продуктивном горизонте протекал путем сплошного метасоматического замещения пород благоприятного горизонта рудными и сопровождающими их жильными минералами.

Верхний структурный ярус. Образования этого яруса формировались в заключительную орогенную стадию развития геосинклинали и при переходе ее в платформу. Размещение месторождений контролируется крупными долгоживущими разломами, проникающими из нижних структурных этажей, вдоль которых обычно внедрились малые интрузивы и дайки. Сами эти разломы протяжением нередко в несколько десятков километров оруденения не несут. В связи с тем что породы верхнего структурного яруса обычно смяты в очень пологие складки, складчатые структуры в локализации оруденения существенного значения не имеют. Вмещающими оруденение часто оказываются

эффузивные образования, а также породы жерловой фации и субвулканические тела. Однако известны гидротермальные месторождения, залегающие в образованиях верхнего структурного яруса, представленных осадочными породами — песчаниками, туфопесчаниками (Даралагезский рудный узел в Армении), известняками и даже сланцами (свинцово-цинковые месторождения Рейнских сланцевых гор). Оруденение часто приурочено к системе различно ориентированных разрывов, прослеживающихся на относительно небольшом протяжении. Во многих случаях рудоносные разрывы характеризуются резкими изгибами по простиранию. Это объясняется тем, что отдельные их интервалы унаследуют ранее заложенные трещины различных направлений. Продолжение трещин какого-нибудь одного направления, неиспользованных сосредоточенным рудоносным разрывом, наследуются многочисленными опережающими сколами и отрывами. В целом же рудоносные нарушения в породах верхнего структурного яруса, по Е. М. Некрасову (1968 г.), чаще представлены зонами дробления различной мощности, системами сближенных субпараллельных трещин, в ряде участков соединенных многочисленными короткими трещинами диагонального направления, отдельными плоскостями скольжения и тектоническими швами, выполненными глиной трения. Зоны более мощных рудоносных разломов выражены преимущественно мелкообломочной тектонической брекчией, нередко затертой в тектоническую глинку.

Рудоносные разрывы вверх по восстанию часто разветвляются. В целом в верхнем структурном ярусе эти разрывы имеют значительно более сложное строение по сравнению с рудоносными разрывами в нижнем структурном ярусе. Это приводит к возникновению в верхнем ярусе значительно более сложных в морфологическом отношении рудных жил и зон прожилкового оруденения по сравнению с нижним ярусом. Для первого из них характерны сложные жилы, штокверки, штокверковые и прожилковые зоны. Важную роль при этом играют физико-механические свойства пород: их повышенная эффективная пористость и пониженные прочностные свойства, способствующие трещинообразованию. В результате рудные тела, сформировавшиеся в слоистых толщах, оказываются часто локализованными только в определенных пластах пород, легко подвергающихся трещинообразованию. Оруденение формируется преимущественно путем выполнения открытых пустот и характеризуется развитием брекчиевидных и кокардовых текстур.

Влияние химического состава пород на рудоотложение в рассматриваемых условиях имеет подчиненное значение. Однако если во вмещающих породах развиты сульфиды или органические соединения, то они способствуют рудоотложению.

По восстанию рудные тела обычно заканчиваются под горизонтами малопроницаемых пород или под пологими разрывными нарушениями, содержащими тектоническую глину трения. Надрудной толщей у характеризуемых месторождений чаще всего являются наиболее поздние для данного тектоно-магматического цикла покровы эффузивов, реже других малопроницаемых пород. По падению рудные тела, как правило, заканчиваются в связи со сменой пород, благоприятных для трещинообразования, породами менее хрупкими. Глубина формирования верхней части рудных тел чаще 500—700 м, редко 1000 м. Вертикальный размах оруденения в верхнем структурном ярусе заметно меньше, чем в нижнем: обычно не превышает 500—600 м и несколько

увеличивается в более крупных разломах. Однако в связи с наличием в них тектонической глинки трения и затертой в нее мелкообломочной брекчии условия для возникновения протяженных полостей и в крупных разломах обычно отсутствуют. В результате и в этих более крупных разломах вертикальный размах оруденения не превышает 700—800 м. Лишь в особенно благоприятных условиях, когда в крупные разломы внедряются субвулканические интрузивные массивы, которые в свою очередь оказываются пересеченными серией пологопадающих нарушений, расположенных многоярусно, вертикальный размах оруденения может достигать 1000 м и более.

Общей особенностью минерального состава руд месторождений верхнего структурного яруса является значительно меньшее количество стадий минерализации — от двух до четырех вместо пяти-семи стадий в месторождениях нижнего яруса. Продуктивной в месторождениях верхнего яруса обычно бывает одна средняя стадия. При этом поздние минеральные ассоциации чаще всего возникают на флангах и вверх по восстанию разрастающихся рудоносных разрывов. Околорудное изменение вмещающих пород выражено в березитизации, хлоритизации и частью аргиллизации.

Примерами месторождений, залегающих в образованиях верхнего яруса, служат жильные месторождения Восточного Кармазара (Северный Таджикистан), медные месторождения Росен и Вырли-Бряг (Болгария), а также многие урановые месторождения. Охарактеризуем свинцово-цинковое месторождение Чукур-Джилга, находящееся в Восточном Кармазаре. Оно размещается в тектоническом блоке, ограниченном с северо-востока Свинцовым, с юго-запада — Южным разломами, а с северо-запада дорудным разрывом, ориентированным на северо-восток. В пределах блока преимущественно развиты породы среднего горизонта верхнего карбона (оясайская свита), представленные туфолавами кварцевых порфиров, и менее развиты вышележащие туфолавы с обломками подстилающих пород. Согласно Е. М. Некрасову (1960 г.), этот тектонический блок разбит в основном поперечными разрывами, параллельными Южному разлому, на ряд более мелких блоков клиновидной и плитообразной формы.

Свинцово-цинковое оруденение представлено двумя параллельными минерализованными зонами, начинающимися от Южного разлома и ориентированными на северо-восток. В каждой из этих зон выявлена серия рудоносных разрывов, выраженных неправильными жилами, выполненными трещинами отрыва северо-восточного направления. Однако каждая из этих жил имеет относительно небольшое протяжение и резко заканчивается при достижении секущих дорудных разрывов северо-западного простирания. В соседнем же блоке на их продолжении или несколько в стороне появляются новые жилы или системы жил. Таким образом, рудные зоны как бы распадаются на отдельные рудоносные участки, соответствующие отдельным небольшим блокам, несколько различающимся по строению. Жилы имеют флюорит-галенитовый состав. Вдоль зон дробления, вытянутых на северо-восток и ограничивающих месторождение с северо-запада, развиты также кварц-сульфидные и кварц-гематитовые жилы. Протекание северо-восточных разрывов и выполнение их рудой протекло на фоне сдвиговых перемещений по северо-западным сколам. Согласно данным Л. И. Лукина, глубина формирования верхних частей рудных жил месторождения Чукур-Джилга составляла около 800 м.

Для описанного месторождения, так же как и для других месторождений Восточного Карамазара, надрудной толщей являлись туфолавы кварцевых порфиров и игнимбриты кызыл-нуринской свиты пермского возраста, характеризующиеся незначительной пористостью (1—2%) и высокой прочностью на сжатие (более 3000 кгс/см²). Толщи же, вмещающие оруденение, — туфолавы кварцевых порфиров и фельзитов — обладают пористостью 6—8% и относительно низкой прочностью на сжатие, не превышающей 900—1500 кгс/см².

Верхний (платформенный) структурный этаж

История развития рассматриваемых областей различна. В одних случаях породы фундамента в связи с широким распространением древних эпиконтинентальных морей перекрыты чехлом осадочных пород, частично также эффузивными образованиями, занимающими нередко обширные площади. В других случаях осадконакопление и эффузивная деятельность развивались в пределах небольших прогибов, возникавших в платформенных условиях на смятом в складки консолидированном палеозойском основании. Соответственно эффузивно-осадочные образования, выполняющие прогибы, слагают относительно небольшие разобщенные площади, нередко ограниченные разрывными нарушениями, и представляют собой чехол складчатого основания. Они обычно возникают в связи с явлениями активизации этого основания, обусловившего проявление разрывных нарушений. Наиболее продуктивными породы чехла оказываются в тех случаях, когда они покоятся на интенсивно разбитых разрывными нарушениями жестких образованиях, представленных древними гнейсами или гранитоидами.

Складчатые сооружения в рассматриваемых условиях имеют подчиненное развитие. Слоистые осадочные и эффузивные породы залегают часто горизонтально, реже наклонены под небольшими углами. Крутое падение они приобретают лишь в непосредственной близости к разрывным нарушениям либо над приподнятыми блоками фундамента. Эндогенное оруденение, развитое на активизированных платформах, как правило, контролируется крупными разрывными нарушениями, которые сами рудных тел не несут. Развивается оруденение по более мелким разрывам и то в пределах отдельных благоприятных для рудоотложения горизонтов. Образуются не только жилы, но и часто лентообразные, почти горизонтально залегающие послонные рудные залежи, распространяющиеся от секущих разрывов, в некоторых случаях вмещающих жильообразные рудные тела. Минерализация в пределах пологих залежей развивается по мелким трещинам и порам, реже путем замещения пород.

По восстанию оруденение обычно заканчивается под горизонтами пород, слабопроницаемых для рудоносных растворов, и под пологими разрывными нарушениями, сопровождающимися тектонической глиной. Эти слабопроницаемые породы, как правило, и представляют собой надрудные толщи. На глубине оруденение заканчивается в связи со сменой пород, благоприятных для локализации руд. Верхние части рудных тел месторождений верхнего структурного этажа чаще всего возникают на глубине 400—700 м от поверхности земли, существовавшей при процессе минерализации. Вертикальный размах оруденения обычно не превышает 300—350 м, он существенно увеличивается лишь в условиях развития наклонных рудоносных пластов. На активизирован-

ных платформах развиваются преимущественно низкотемпературные минеральные ассоциации. Околорудные изменения часто выражаются в аргиллизации вмещающих силикатных пород либо в доломитизации и реже окварцевании вмещающих известняков.

Типичными примерами, характеризующими структурные условия локализации оруденения на активизированных платформах, являются свинцово-цинковые месторождения бассейна рек Миссисипи—Миссури в США, месторождения медистых песчаников СССР и Центрального медного пояса Африки, а также некоторые золоторудные и урановые месторождения. Рассмотрим особенности структур некоторых урановых месторождений, залегающих в образованиях верхнего структурного этажа.

По условиям локализации гидротермальные урановые месторождения, залегающие в образованиях верхнего структурного этажа, имеют много сходных черт с урановыми месторождениями, залегающими в верхнем ярусе среднего этажа. Здесь крупные разломы оруденения не несут, а только контролируют. Складчатые структуры в локализации оруденения участия не принимают. Химический состав пород имеет второстепенное значение, а на первый план выдвигаются их физико-механические свойства — пористость, проницаемость, прочностные и упругие свойства. Приуроченность оруденения к благоприятным горизонтам проявляется очень резко. Глубина формирования верхних частей рудных тел обычно не превышает 500 м. В образованиях верхнего структурного этажа, как правило, возникают месторождения, сформировавшиеся в депрессиях, развившихся на складчатом основании, прорванном гранитоидами. Оруденение приурочено к эффузивно-осадочным породам, залегающим на жестком палеозойском основании гранитоидов, интенсивно разбитых разрывными нарушениями и прорванных экструзивными и субвулканическими телами средних по составу субщелочных и кислых пород.

В рудном поле в основном распространены осадочные породы, представленные когломератами, гравелитами, туфами. Выше по разрезу залегают глинистые сланцы и алевролиты, которые находятся за пределами составленного разреза. Среди рудовмещающей осадочной толщи лишь на одном из участков рудного поля залегают липаритовые туфолавы. Гидротермальное оруденение локализуется преимущественно в наиболее пористых гравелитах, частью в конгломератах, разбитых зоной трещиноватости, возникшей в рудоносных горизонтах над более крупными разломами фундамента. Рудные тела залегают согласно со слоистостью и чаще имеют лентообразную форму, вытягиваясь на достаточно большом протяжении вдоль зоны трещиноватости над скрытыми разломами фундамента (Пельменев, 1968 г.). Оруденение сопровождается интенсивным изменением вмещающих пород, выраженном в их карбонатизации, гидрослюдизации и аргиллизации. Верхние части рудных тел сформировались на глубине порядка 500 м от бывшей поверхности. Вертикальный размах оруденения составляет лишь первые сотни метров. Температура образования основного рудного минерала настурана, судя по термометрическим определениям ассоциирующего с ним роговикового кварца, составляет 150–180°.

В целом же при формировании гидротермального оруденения в межгорных впадинах и депрессионных зонах, развившихся на складчатом основании, важное значение приобретают состав и относительная нарушенность пород фундамента, а также состав и условия рас-

пространения осадочных пород чехла. Наиболее благоприятное сочетание образуют жесткие и интенсивно осложненные разломами породы фундамента в комбинации с породами чехла, обладающими высокими коллекторскими свойствами, перемежающимися с малопроницаемыми пластами осадочных пород. Приведенный на рис. 124 геологический разрез верхнего структурного этажа является как бы идеальным для формирования руд цветных и редких металлов. Фундамент представлен жесткими и интенсивно нарушенными гранитами. В основании разреза осадочной толщи залегают проницаемые горизонты пород, выраженных

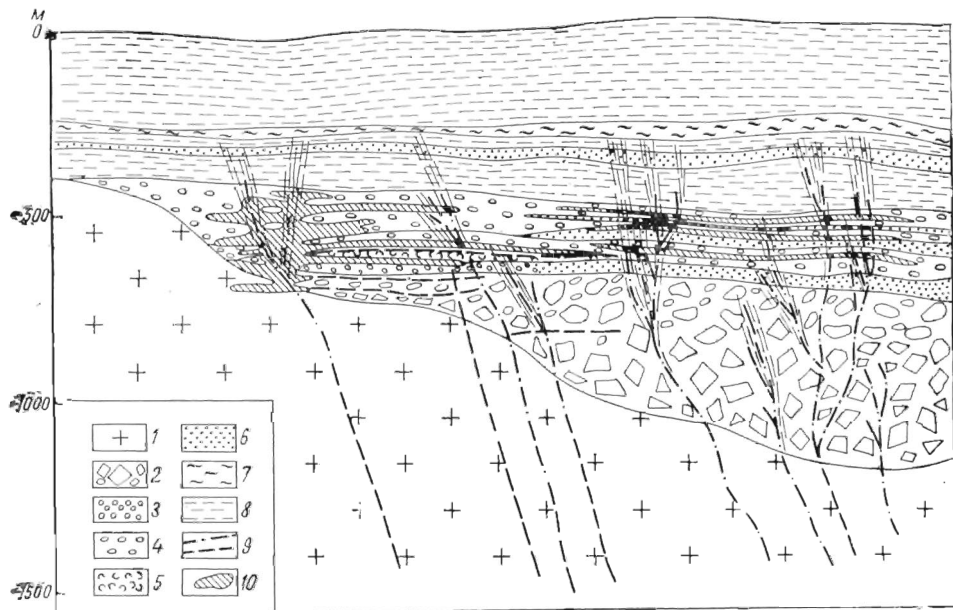


Рис. 124. Идеализированный разрез близповерхностного гидротермального месторождения в образованиях верхнего структурного этажа.

1 — граниты фундамента; 2 — крупногалечные конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — среднегалечные конгломераты; 5 — туфопесчаники; 6 — песчаники; 7 — аргиллиты; 8 — глинистые слои; 9 — разрывные нарушения; 10 — рудные тела

конгломератами, сменяющимися гравелитами и песчаниками, перекрытыми глинистыми фациями пород. В этих условиях в гравелитах, песчаниках и конгломератах могут залежать пластообразные, а также жилтообразные тела руд гидротермальных месторождений, которые многими исследователями относятся к стратиформным.

Некоторые общие особенности локализации гидротермального оруденения металлов в различных геологических условиях

Подводя итоги изложенного, приходим к выводу, что условия образования и локализация гидротермального оруденения ряда металлов и прежде всего цветных, редких и золота в различных структурных этажах подчиняются некоторым общим особенностям. В нижнем структурном этаже изменение вмещающих пород и само оруденение преимущественно происходило при высокой температуре. Это, очевидно, вызвано формированием руд в условиях относительно закрытой си-

стемы, когда рудоносные растворы, поднимаясь по разрывным нарушениям, перекрытым плотными надрудными толщами, имеют возможность сохранять высокую температуру на всем вертикальном интервале рудоотложения. Практически все гидротермальные месторождения названных металлов, возникшие в складчатых областях, образовывались в основном при средних температурах. В этих условиях также в общем сохраняется закрытая система; рудоотложение происходит в зоне, находящейся под относительно малопроницаемой надрудной толщей. В верхнем структурном этаже размещаются низкотемпературные гидротермальные месторождения. Образовывались они несомненно в условиях относительно более открытой системы, которая обуславливала резкий перепад давления, что в свою очередь способствовало усиленной дегазации растворов и падению их температуры на относительно коротком вертикальном интервале.

Все изложенное находит подтверждение в наметившейся в различных структурных этажах различной роли физико-механических свойств вмещающих пород в локализации оруденения. В нижнем структурном этаже в связи с низкой контрастностью физико-механических свойств вмещающих пород, вызванной региональным метаморфизмом, сублимировавшим эти свойства, их роль в формировании оруденения относительно небольшая, в этих условиях широко проявлены метасоматические процессы. В среднем структурном этаже контрастность повышается и соответственно повышается роль физико-механических свойств вмещающих пород в локализации оруденения, а рудоотложение идет как в результате процессов метасоматического замещения, так и путем выполнения пустот. В верхнем структурном этаже контрастность физико-механических свойств пород резко повышается и в локализации оруденения роль этих свойств становится другой. Процесс рудоотложения протекает в основном путем выполнения в осадочных и эффузивных породах пор или трещинных полостей. В результате в слоистых осадочных толщах исключительно широко развиты пластообразные и лентообразные рудные тела.

Все изложенное позволяет заключить, что гидротермальные месторождения, приуроченные к образованиям различных структурных этажей и ярусов, имеют и различные структурные условия локализации оруденения. Соответственно слагающие эти месторождения рудные тела различаются по морфологии. Устанавливаются определенные различия и в минеральном составе руд, а также и в окорудном изменении вмещающих пород. В нижнем структурном этаже чаще развиты высокотемпературные месторождения, в среднем структурном этаже, как правило, формировались среднетемпературные, а в верхнем -- низкотемпературные. Выявляются определенные различия в способах выклинивания оруденения вверх по восставанию в месторождениях, залегающих в различных структурных этажах и ярусах. Учет всего этого имеет исключительно важное значение при поисках скрытого оруденения как вблизи известных месторождений, так и на новых перспективных площадях.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

МЕТОДИКА СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глава VIII.

МЕТОДЫ СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основные методы структурных исследований вытекают из самого понятия структура (строение) эндогенного рудного месторождения. К ним относятся геологическое картирование и документация. Специальными дополнительными методами являются изучение трещинной тектоники, изучение движений вдоль разрывных нарушений, проявившихся в различные этапы деформации, микроструктурный анализ и возможность его применения при изучении структур рудных полей и месторождений, изучение петрографического и химического состава и физико-механических свойств вмещающих пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Основным методом структурных исследований является геологическая съемка. Площадь эндогенного месторождения рудного или неметаллического полезного ископаемого обычно охватывается геологической съемкой масштаба 1 : 1000—1 : 2000. На геологической карте этого масштаба удается отразить все тектонические элементы, влияющие на условия размещения рудных тел, выделить горизонты пород, слагающих рудоносную площадь, мощностью 1 м и больше, а также нанести все разрывные нарушения, дайки интрузивных пород и рудные тела протяженностью 10 м и более.

Для выяснения закономерностей размещения месторождений в пределах всего рудного поля и выяснения их структурно-геологических позиций необходимо составление геологической карты в масштабе 1 : 10 000 или 1 : 5 000. На этой карте находят отражение линейные тектонические элементы протяженностью 100 м и более. Структурно-геологическая позиция рудных полей может быть выяснена лишь при условии составления геологической карты всего рудного района в масштабе 1 : 50 000, а для некоторых месторождений редких металлов в масштабе 1 : 25 000.

Не останавливаясь детально на рассмотрении самой методики крупномасштабного геологического картирования, поскольку она изложена в курсах структурной геологии и методики поисков и разведки, мы считаем все же необходимым хотя бы в кратких чертах коснуться некоторых специфических особенностей картирования рудных полей и месторождений. Они прежде всего выражаются в необходимости точной привязки основных тектонических элементов, контактов различных пород и рудных тел. Это вызвано тем, что геологические карты рудных полей и месторождений должны являться основой, на базе которой проектируются и проводятся горные и буровые работы для целей разведки, а затем и эксплуатации. В связи с этим крупномасштабные геологические съемки рудных полей и месторождений должны быть во всех случаях инструментальными. При крупномасштабном геологиче-

ском картировании нельзя ограничиваться геологическими маршрутами, ориентированными только поперек основных структурных элементов или контактов разных пород, а также данными, выявляемыми в искусственных обнажениях, вскрывающих породы в углах прямоугольной или квадратной сетки. Во всех случаях линейные тектонические элементы — разрывные нарушения, рудные тела, дайки и контакты различных пород — должны прослеживаться по простиранию. Как правило, практически во всех рудных полях и месторождениях довольно большие площади сложены современными и более древними отложе-

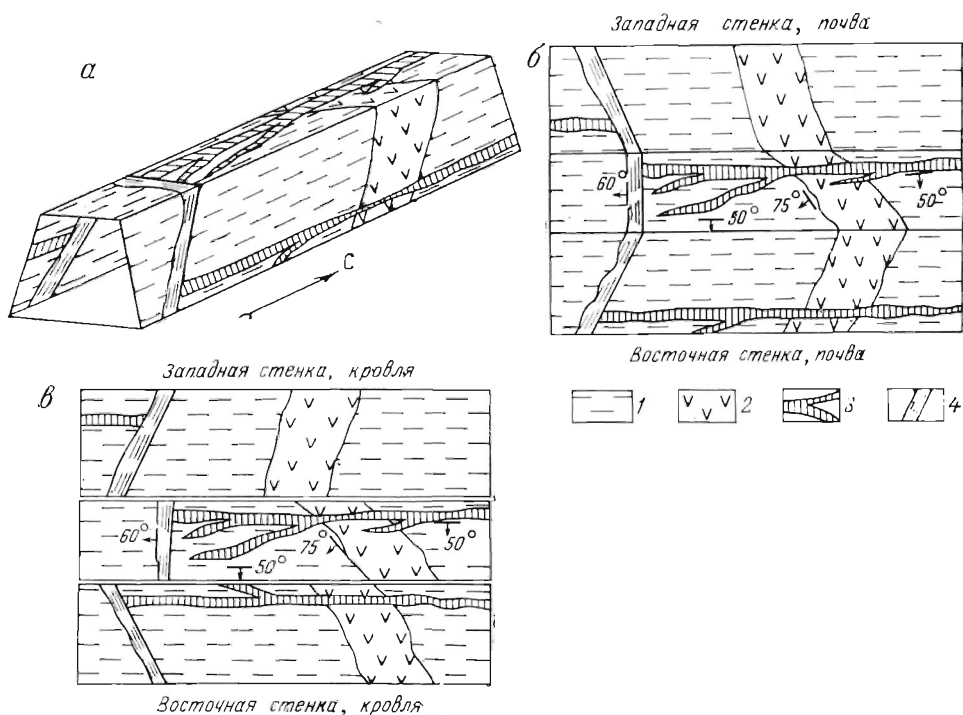


Рис. 125. Примеры документации горных выработок разными способами.

а — блок-диаграмма горизонтальной горной выработки; *б* — документация этой выработки с разверткой ее стенок по линии сопряжения с кровлей; *в* — то же, с разверткой стенок по линии сопряжения их с почвой.
 1 — сланцы; 2 — дайка лампрофира; 3 — рудная жила; 4 — послерудное разрывное тектоническое нарушение

ниями, нередко большой мощности, перекрывающими коренные породы. В этих условиях проводить искусственные выработки для прослеживания структурных элементов крайне трудно, а иногда и вообще невозможно. В связи с этим крупномасштабные геологические съемки рудных полей необходимо сопровождать геофизическими исследованиями и прежде всего магнитометрической съемкой, электропрофилированием и другими методами. Данные, полученные при этих исследованиях, способствуют картированию интрузивных пород, обладающих повышенными или резко пониженными магнитными свойствами, прослеживанию разрывных нарушений, зон гидротермального изменения вмещающих пород, а иногда и рудных тел. Поскольку все названные линейные элементы удастся геофизическими методами локализовать в

соответствии с выявленными аномалиями, упрощается задача проверки их разведочными выработками. При геологическом картировании рудных районов в масштабе 1 : 50 000 и 1 : 25 000 и рудных полей в масштабе 1 : 5000 и 1 : 10 000 значительную помощь в выявлении линейных тектонических элементов и особенно разрывных нарушений и даек интрузивных пород оказывает также дешифрирование аэрофотоснимков

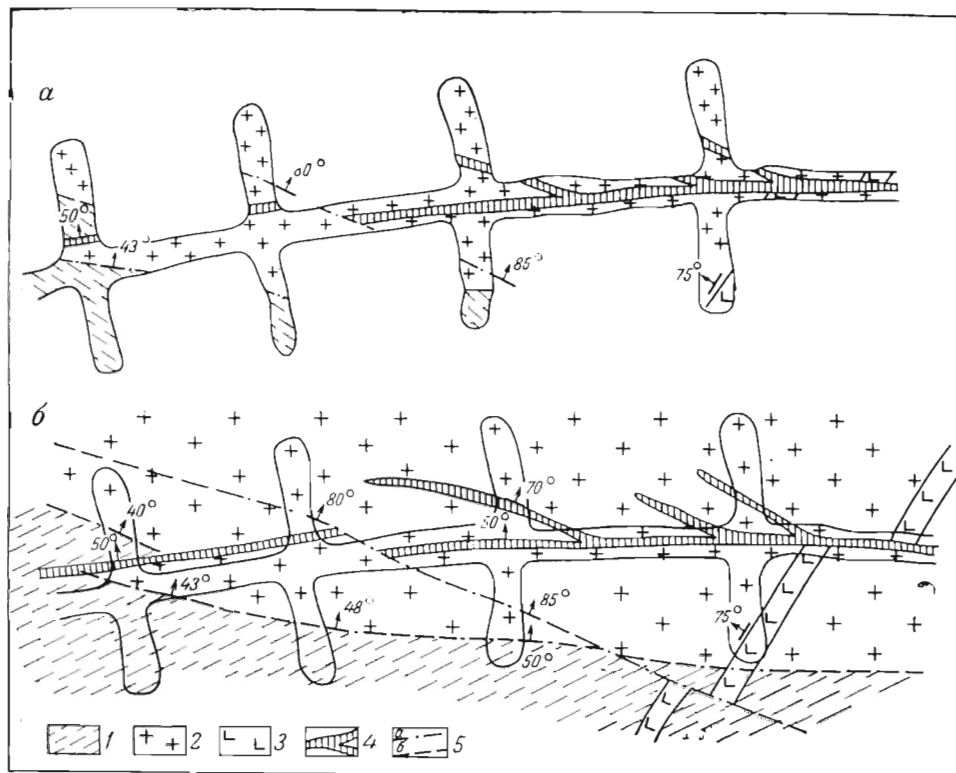


Рис. 126. Пример погоризонтного плана по данным подземной документации горизонтальных горных выработок.

a — маркшейдерский план с нанесенными данными подземной документации; *b* — геологический план горизонта, составленный путем экстраполяции данных между горными выработками.

1 — кристаллические сланцы; 2 — граниты; 3 — дайки диабазов; 4 — рудные жилы; 5 — послерудные разрывные нарушения установленные (*a*) и предполагаемые (*b*)

ков. Фотоотпечатки таких снимков практически для всех рудоносных провинций нашей страны могут быть получены у соответствующих организаций, которые их производят. Приобретение и использование аэрофотоснимков при картировании рудных полей и месторождений следует считать обязательным.

Одной из особенностей картирования рудных полей и месторождений следует считать также то, что полученные при этом карты не являются полностью законченными геологическими документами. Они требуют непрерывного пополнения и уточнения по мере прокладки дорог, проходки горных выработок и буровых скважин, закладки карьеров и проведения других работ, вскрывающих коренные породы.

При геологическом картировании особенно важное значение приобретает установление возрастных соотношений пород и тектонических элементов не только в горизонтальном сечении, но и в вертикальном разрезе. В связи с этим при картировании рудоносных площадей нужная информация может быть получена при детальной документации кернов скважин и особенно горных выработок. В горизонтальных горных выработках следует осуществлять подземное геологическое картирование в масштабе 1 : 200—1 : 500. На некоторых крупных месторождениях этот масштаб может быть уменьшен до 1 : 1000. В процессе проведения горных выработок очень большое значение приобретает подземная документация их стенок и забоев в масштабе от 1 : 50 до 1 : 200, а для отдельных наиболее интересных участков в масштабе 1 : 5 и 1 : 10. Примеры документации горных выработок и составления погоризонтных планов приведены на рис. 125 и 126.

Для поисков слепых рудных тел важное значение приобретает геохимическая съемка, которая проводится как на поверхности, так и в подземных горных выработках.

При геологическом картировании и документации значительную помощь может оказать фотографирование кровли, стенок и забоев выработок, а также кернов скважин. Дешифрирование черно-белых фотографий позволяет существенно уточнить документацию, подчеркнуть проявление наиболее важных тектонических элементов, которые в ряде случаев недостаточно хорошо выявляются при прямой документации. В этом отношении особенно ценные данные могут быть получены при цветной диапозитивной съемке, которая способствует установлению ряда структурных элементов, не улавливаемых другими методами, и одновременно оказывает значительную помощь в выявлении и картировании зон гидротермального изменения вмещающих пород и различных дорудных, продуктивных и послерудных минеральных ассоциаций.

Все полученные данные по геологическому картированию, дешифрированию аэрофотоснимков, документации и подземному фотографированию кладутся в основу составления геологических разрезов, блок-диаграмм, а для действующих глубоко вскрытых месторождений также построения специальных макетов.

ИЗУЧЕНИЕ ТРЕЩИНОЙ ТЕКТОНИКИ

Все основные разрывные нарушения и тектонические швы, которые удается закартировать в процессе проведения геологической съемки в масштабе от 1 : 50 000 до 1 : 1000 и подземной геологической съемки в более крупном масштабе, должны подвергаться дальнейшему изучению для выявления их внутреннего строения и воссоздания истории развития движений вдоль них (см. далее). Наряду с этим при изучении структур рудных месторождений важное значение приобретает также изучение мелкой трещиноватости, развитой среди вмещающих пород. К ней относятся трещины отдельности, заложившиеся в период формирования осадков или в процессе остывания эффузивных и интрузивных пород, обычно проявляющиеся и получающие дальнейшее развитие в процессе тектонических деформаций. Мелкая трещиноватость возникает также в процессе смятия пород в складки либо она проявляется в узких зонах среди слоистых толщ над разломами фундамента. Очень часто мелкая трещиноватость возникает в связи с движениями блоков пород, примыкающих к более крупным разрывным наруше-

ниям, и представляет собой серию трещин, оперяющих последние. Изучение мелкой трещиноватости сводится к выяснению плотности ее развития (количество трещин на 1 м), а также к установлению элементов залегания наиболее распространенных систем трещин. Изучение мелкой трещиноватости в основном выражается в массовых замерах элементов залегания трещин с последующим нанесением их на диаграммы. Для этой цели выбирается площадка в 20—80 м², представляющая собой хорошее естественное или искусственное обнажение, в пределах которой измеряются элементы залегания всех трещин. В ряде случаев представляется возможным производить массовые замеры трещин в подземных горных выработках, особенно ориентированных вкрест простирания основных тектонических элементов, или в карьерах, вскрывающих рудоносные штокверки. При таком измерении целесообразно выделять трещины, выполненные различными минеральными ассоциациями, а также не несущие последних, в соответствующих условных обозначениях. Все замеры, общее количество которых должно составлять не менее 100—150, наносятся на сетку Вальтер-Шмидта, на которой они и обрабатываются с целью определения элементов залегания максимумов наиболее отчетливо проявленных систем трещин. При этом помимо диаграмм, отображающих замеры сводных элементов залегания всех трещин, в ряде случаев нужно дополнительно составить частные диаграммы, построенные по элементам залегания трещин, выполненных различными минеральными ассоциациями. Полученные диаграммы являются необходимым дополнительным материалом для анализа структуры всего изучаемого рудного поля или месторождения и используются при таком анализе. В некоторых случаях для этой цели представляется целесообразным нанести в уменьшенном виде диаграммы мелкой трещиноватости на геологические карты и подземные геологические планы, что может способствовать проведению углубленного структурного анализа.

Помимо сбора и обработки статистических данных по мелкой трещиноватости важное значение приобретает изучение внутреннего строения более крупных минерализованных и безрудных разрывных нарушений и рудных тел. Оно проводится путем подземного картирования и детальной документации в масштабе 1:10—1:50. При этом в первую очередь детально документируются плоскости скольжения, отмечается развитие или отсутствие вдоль них тектонической глинки или признаков минерализации, тщательно зарисовывается развитая между тектоническими швами мелкая трещиноватость, тектоническая брекчия и различные минеральные образования, включая относительно мощные зоны гидротермально-измененных пород, а также узкие метасоматические оторочки, обусловленные околопрожилковым изменением. Полученные при такой документации данные являются важным материалом, который используется при общем анализе структуры месторождения.

ИЗУЧЕНИЕ ДВИЖЕНИЙ ВДОЛЬ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ, ПРОЯВИВШИХСЯ В РАЗЛИЧНЫЕ ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИИ

В процессе изучения разрывных нарушений, развитых в рудных полях и месторождениях, следует различать дорудные нарушения, разрывы, возникающие в процессе оруденения и после него (послерудные). При этом прежде всего должны быть выделены дорудные разрывы. К ним относятся нарушения, возникшие до проявления зон гидротер-

мального изменения вмещающих пород и рудной минерализации. Отдельные из них могли служить путями трещинных излияний эффузивных образований или определять положение даек и интрузивных массивов. Дорудными в подавляющем большинстве случаев являются и трещины отдельности, возникшие на ранних стадиях остывания интрузивов. Позднее, в период тектонических деформаций, они обычно подновляются. Дорудными являются также трещины в осадочных и метаморфических породах, совпадающие с плоскостями напластования и сланцеватости либо секущие трещины, сопряженные с формированием складок. С дорудным периодом нередко связано и тектоническое разлинзование отдельных пластов в метаморфических толщах.

Дорудные разрывы к началу процесса рудообразования обычно бывают закрыты либо заполнены различными продуктами магматической деятельности, но представляют собой участки пониженной прочности. В процессе рудообразования они подновляются, т. е. по ним происходят движения и возникают полые трещины, по которым могут проникнуть рудоносные растворы. Но в ряде случаев в процессе оруденения возникают новые трещины, с иными элементами залегания. Наблюдения над соотношениями дорудных разрывов с разрывами, возникшими в процессе минерализации, позволяют выявить амплитуду перемещения в направлении движений, имевших место во время рудоотложения.

Переходя к рассмотрению разрывных нарушений, проявившихся в процессе оруденения, следует отметить, что они в большинстве случаев повторяют разрывы, заложенные задолго до оруденения. Некоторые из этих нарушений возникли на значительных глубинах в виде зон пластического течения в рассланцевания. Однако к моменту оруденения рудоносная площадь испытывает поднятия и вдоль ранее возникших зон рассланцевания в процессе минерализации возникают трещинные полости, вдоль которых и локализуется оруденение. Ранее возникшие разрывы иногда ограничивают распространение рудоносных нарушений по простиранию и падению, особенно если к ним приурочена тектоническая глина трения, мало проницаемая для рудоносных растворов. На ряде месторождений аналогичную роль играют дайки интрузивных пород, выполняющие дорудные разрывы и также нередко ограничивающие распространение оруденения, приуроченного к разрывам секущего направления.

При формировании жильных рудных месторождений главную роль играет выполнение открытых полостей, хотя в некоторых случаях решающее значение могут иметь явления метасоматоза. Исследования показывают, что приоткрытые интервалы разрывов, служащие полостями для накопления минеральных масс, возникают в процессе рудоотложения в связи с движениями блоков пород вдоль рудоносного нарушения относительно другого блока. Форма и положение открытых пространств обусловлены морфологией разрывов и направлением движения их стенок. Этим в основном и определяется размещение рудоносных участков, приуроченных к местам приоткрывания разрывов в местах их изгибов. В большинстве случаев оруденением оказывается не все дорудное разрывное нарушение, а лишь те его интервалы, которые в момент отложения рудного вещества были приоткрыты.

С последующими движениями стенок рудовмещающих трещин, приводившими к их приоткрыванию, связано проявление зональности оруденения, вызванной последовательным и притом прерывистым по-

ступлением различных порций гидротермальных растворов разного состава в раскрывающиеся полости. Нередко минерализация, связанная с последующими стадиями, проявляется внутри жил, состоящих из минеральных ассоциаций ранних стадий, что обусловлено повторным раскрытием ранее возникших разрывных нарушений. Последнее часто наблюдается не на всем протяжении более древних жил, а обычно на их более высоких горизонтах. Это приводит к смене минеральных ассоциаций вдоль поверхности падения разрыва и иногда к появлению так называемой обратной зональности. Движения в ходе процесса минерализации могут проявляться как по дорудным разрывным нарушениям, так и по трещинам, выполненным минералами ранних стадий, и вдоль возникших вновь в процессе минерализации разрывных нарушений.

Все изложенное показывает, насколько важно проведение детальных исследований, направленных на выявление направлений перемещения стенок минерализованных разрывов, происшедших в процессе рудообразования, или, как это часто принято считать, выявление «внутрирудных» движений.

Изучение движений по рудоносным разрывам, проявившимся в процессе минерализации, производится путем наблюдений над смещениями контактов пересекаемых ими пород или более ранних рудных жил. Для определения направления движения выясняется положение линии скольжения. С этой целью используются борозды скольжения на стенках разрывных нарушений при условии плотного срастания с ними рудной массы, а также микроструктурный анализ. Значительную помощь могут также оказать наблюдения над пространственным соотношением главного разрывного нарушения и оперяющих его трещин. Оперяющие трещины отрыва образуют с главным нарушением острый угол, ориентированный вершиной в сторону движения. При наличии трещин скалывания движение происходило в сторону тупого угла, который образуют эти трещины со сместителем в двигавшемся блоке. При этом необходимо иметь в виду, что главный сместитель и оперяющие его трещины имеют одинаковую минерализацию.

Тектонические деформации на рудоносных площадях обычно не заканчиваются в процессе минерализации, а продолжают и в послерудное время. Послерудные разрывные нарушения усложняют форму рудных тел. Они разделяют их на отдельные блоки, смещенные друг относительно друга. Нередко послерудные нарушения проявляются также по зальбандам рудных тел. В таких случаях они не изменяют их формы, а лишь отделяют руду от вмещающих пород, нарушая плотно сросшиеся контакты. Послерудные нарушения проявляются обычно в виде зон дробления, представленных угловатыми, иногда несколько округленными обломками руды или вмещающих пород, либо тех и других, сцементированных тонкоастированным материалом — тектонической глиной. Нередко послерудные нарушения представлены почти целиком тектонической глиной, содержащей мелкие угловатые обломки или зерна материала рудных тел и вмещающих пород. Окраска послерудной тектонической глины целиком зависит от окраски растертых минералов, входящих в ее состав. Так, тектоническая глина послерудных нарушений, развитая среди массивных сульфидов, имеет темную, почти черную окраску. Тектоническая глина в послерудных нарушениях, пересекающих окисные железные руды, обычно приобретает красную или бурую окраску, благодаря наличию в ней водных

окислов железа. При переходе послерудных нарушений во вмещающие породы тектоническая глинка приобретает окраску, свойственную растертым минералам, слагающим эти породы.

Для большей уверенности в отнесении данного разрывного нарушения к послерудным требуется микроскопическое изучение слагающего его материала. Послерудная тектоническая глинка не несет следов хлоритизации, серицитизации или каких-либо иных гидротермальных изменений. Включенные в нее рудные минералы и куски руды имеют явно обломочный облик.

При изучении послерудных разрывных нарушений главными задачами являются выяснение влияния их на залегание отдельных частей рудных тел, определение закономерностей их расположения и установление направления, а также амплитуды перемещений по ним. Две первые задачи обычно решаются путем детальных наблюдений в горных выработках в процессе их документации. Определение же направления перемещения по послерудным нарушениям требует проведения ряда дополнительных специальных исследований. Однозначно направление движения по послерудному разрыву удастся установить путем наблюдений над смещением им нескольких (минимум двух) рудных тел, имеющих различные элементы залегания. Несложные графические построения позволяют точно установить положение линии скольжения, а также амплитуду перемещения пород, слагающих стенки разрывов. Если же удастся наблюдать пересечения и смещения послерудным разрывом лишь одного рудного тела, либо ряда рудных тел с одинаковыми элементами залегания, для определения направления перемещения необходимо знать также и положение линии скольжения. Иногда это можно выяснить путем изучения борозд скольжения на стенках послерудного разрыва и в месте пересечения им рудного тела. Могут также существенно помочь наблюдения над загибами рудных тел в местах пересечения их послерудными разрывами, а также над расположением в этих последних обломков рудного материала. Однако нередко положение линии скольжения однозначно установить не удастся. В этом случае существенную помощь может оказать микроструктурный анализ (см. далее). Установив положение линии скольжения и используя наблюдения над перемещением рудного тела, можно достаточно точно определить направление послерудного движения, а также амплитуду перемещения. При выяснении направления послерудных движений могут оказаться весьма полезными наблюдения за пространственным соотношением основного нарушения и оперяющих его трещин. При этом в отличие от движений по разрывам в процессе минерализации, характеризующихся тем, что оперяющие трещины оказывались минерализованными, оперяющие трещины, возникшие после оруденения, никаких признаков минерализации не несут.

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ И ВОЗМОЖНОСТЬ ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Микроструктурным анализом называется изучение ориентированных структур горных пород. Они характеризуются тем, что определенные элементы породообразующих минералов, как-то спайность, удлинение, оптические оси, статистически имеют закономерное положение, например лежат в одной или нескольких плоскостях, подчинены одному направлению или нескольким. Ориентированные структуры мо-

гут возникать в породах в результате отложения компонентов из неподвижной или движущейся среды, в результате деформации твердых горных пород под влиянием тектонических сил или в связи с некоторыми другими процессами. Ориентировка по форме происходит в условиях отложения. При отложении из неподвижной среды пластинчатые минералы накапливаются на «дне», стремясь расположиться параллельно этому дну. Если отложение минералов происходит в движущейся среде, например кристаллизация пластинчатых минералов в движущемся потоке лавы, то ориентировка минералов будет соответствовать поверхностям уступов твердых пород, которые обтекались лавой. При этом ориентировка минералов указывает и на линии течения. Так возникает ориентировка многих породообразующих минералов в приконтактовых частях интрузивов, вызванная перемещением внедряющейся магмы. Если же ориентировка по форме вызвана ростом кристаллов на стенках открытой трещины, то образуются так называемые гребенчатые текстуры.

По другому возникает ориентировка минералов, вызванная тектоническими деформациями. При их проявлении в породах могут происходить дифференцированные движения одних зерен по отношению к другим или деформация самих зерен по плоскостям трансляции или двойникования, т. е. по определенным плоскостям кристаллических решеток. Общая деформация пород является суммарным результатом таких движений. Общим результатом тектонических деформаций является ориентировка некоторых компонентов по внутреннему строению, характерная для тектонитов. Такая ориентировка присуща кварцу, а также кальциту. Другие же минералы, слагающие породу, при этом могут оказаться ориентированными по форме зерен.

Для облегчения анализа движений в породе, возникающих при деформации и проявляющихся в ориентировке слагающих ее минералов, а также для сопоставления направлений этих движений с элементами макроструктуры (с простиранием и падением слонистости или сланцеватости пород и т. п.) в микроструктурном анализе принята прямоугольная система координат a , b , c . Ось a этой системы координат соответствует линии движения, плоскость ac — плоскости деформации, ось b — перпендикулярна к последней. Эти соотношения показаны на примере складки (рис. 127), по отношению к которой ось a соответствует падению слонистости, ось b — простиранию слонистости и оси складки, ось c — перпендикулярна к слонистости.

Нередко в микроструктурном анализе употребляют термин «плоскость S ». Под ним подразумевают всякую плоскость, проявляющуюся в текстуре или структуре породы. Такими плоскостями S могут быть слонистость, структуры течения, сланцеватость или плоскости скалывания (скольжения).

Чтобы изучить ориентировку минералов в породе по их внутреннему строению, необходимо взять ориентированный образец. Для этого прямо на обнажении, на хорошо проявленной плоскости карандашом прочерчиваются линии простирания и падения и производится замер элементов этой плоскости (рис. 128). После этого отбивается образец с начерченными на нем линиями. Этот образец и отниленная от него пластинка (рис. 129) легко могут быть ориентированы в пространстве. Шлиф, изготовленный из такой пластинки, изучается на Федоровском столике. Изучение выражается в измерении положения оптических осей кварца и кальцита, либо плоскостей двойникования кальцита и слюд.

Для каждого минерала производят измерение в 200—300 зернах и результаты замеров наносят на равноплощадную сетку; можно наносить их и на сетку Вульфа. Затем проводят изолинии равных плотностей. По характеру получающихся диаграмм все тектониты могут быть разделены на так называемые S-тектониты и В-тектониты. На диаграммах S-тектонитов оптические оси зерен кварца или кальцита, слагающих породу, образуют максимумы (рис. 130). Следовательно, в этом случае оптические оси не только расположены в одной плоскости, но и ориентированы параллельно между собой. В В-тектонитах имеется серия максимумов, располагающихся в пределах определенного пояса, осью которого оказывается ось *b*. В этом случае оптические оси расположены в одной плоскости и их ориентировку можно сравнить с положением спиц в колесе (см. рис. 130). В-тектониты указывают на имевшее место общее смятие породы и они обычно выявляются в гнейсах, кристаллических сланцах, разгнейсованных гранитах и в близких к ним породах.

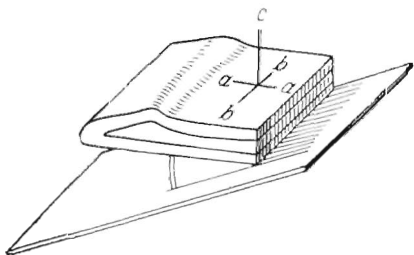


Рис. 127. Схема соотношения осей координат, применяемых в микроструктурном анализе (на примере складки).

a — линия движения; *ac* — плоскость деформации; *b* — перпендикуляр к плоскости *ac*

С помощью микроструктурных исследований можно выяснить механизм формирования складки. Так, в складках изгиба со скольжением минералы, слагающие породу, приобретают соответствующую ориентировку: например, пластинки слюды располагаются в плоскости скольжения, повторяя форму складки (рис. 131, *a*). Зерна кварца могут быть ориентированы так, что максимумы выходов их осей совпадают с положением линии скольжения (см. рис. 131, *a*). В породе возникает сланцеватость, согласная со слоистостью.

В складках скалывания, обязанных своим образованием скольжению отдельных тончайших пластинок породы по серии параллельных плоскостей, возникает и соответствующая ориентировка минералов. В породах образуется сланцеватость, которая несет слоистость. Пластинки слюды располагаются преимущественно параллельно плоскостям скольжения. Соответствующую ориентировку могут приобрести и оптические оси зерен кварца (рис. 131, *б*).

В образцах, взятых около разрывных нарушений, выявляются S-тектониты и по положению максимумов на диаграммах можно судить об ориентировке линии скольжения (рис. 132). Ось *a* тектонитов совпадает со штрихами скольжения.

В процессе геологического картирования А. В. Пэком в Северной Киргизии было установлено, что вдоль тектонического контакта гранодиориты надвинуты на сланцы. Это предположение подтвердилось изучением ориентированных шлифов из гранодиоритов. На диаграмме ориентировки оптических осей зерен кварца в шлифах, взятых непосредственно около плоскости зеркал скольжения близ контакта, хорошо заметен отчетливый максимум, отвечающий вертикальному положению линии скольжения (рис. 133, *a*). На некотором удалении от контакта ориентировка кварца соответствует типичным В-тектонитам (рис. 133, *б*).

Изложенное показывает полную возможность применения микроструктурного анализа при изучении разрывных нарушений. Это особен-

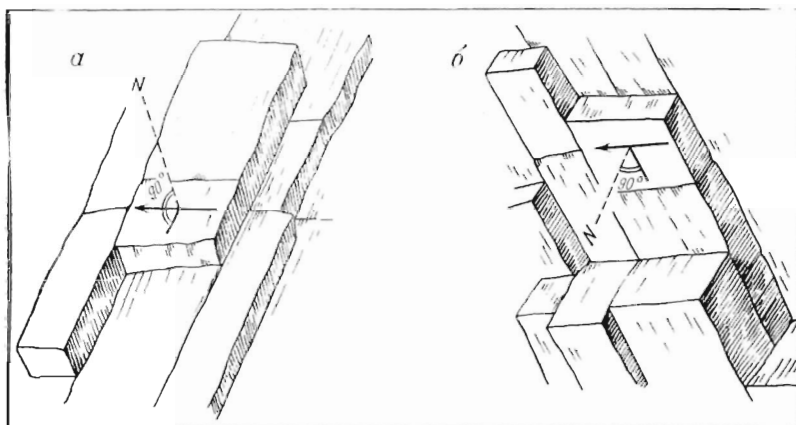


Рис. 128. Взятие ориентированного образца.

a — нормаль (N) к плоскости, по которой ориентирован образец, направлена вверх; *b* — нормаль направлена вниз

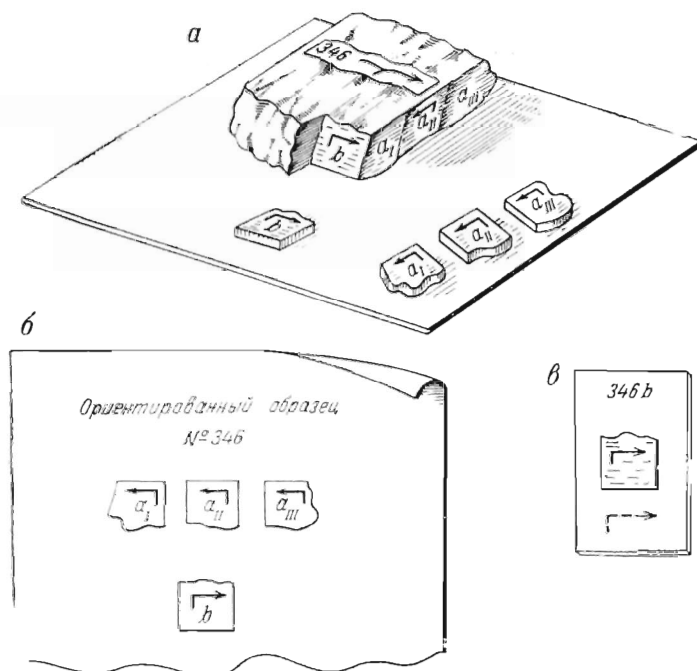


Рис. 129. Подготовка пластинок для изготовления ориентированных шлифов из ориентированного образца (по Л. И. Лукину, 1965).

a — отпиливание и маркировка пластинок породы для шлифов (стрелка на поверхности образца показывает его ориентировку в пространстве); *b* — зарисовка контуров этих пластинок перед наклеиванием их на предметное стекло; *в* — пластинка горной породы, наклеенная на предметное стекло (пунктирная стрелка — ориентировка пластинки породы; стрелка нанесена на нижней поверхности предметного стекла, так же как и номер шлифа)

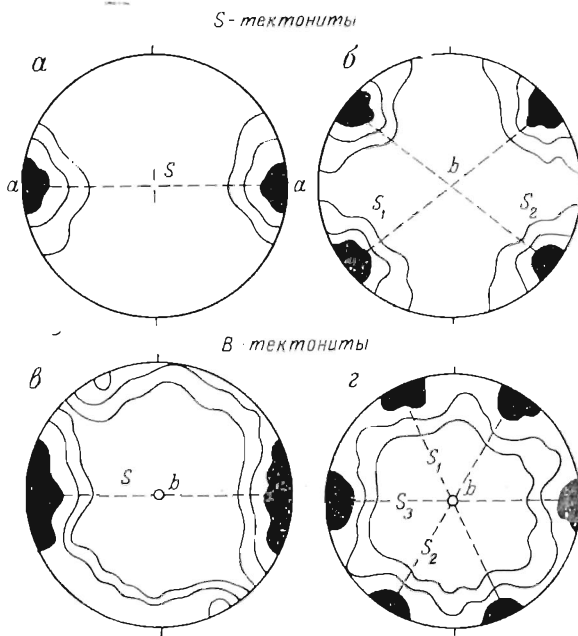


Рис. 130. *S*-тектониты (*a* — с одним, *б* — с двумя максимумами) и *V*-тектониты (*в* — с одним, *z* — с тремя максимумами)

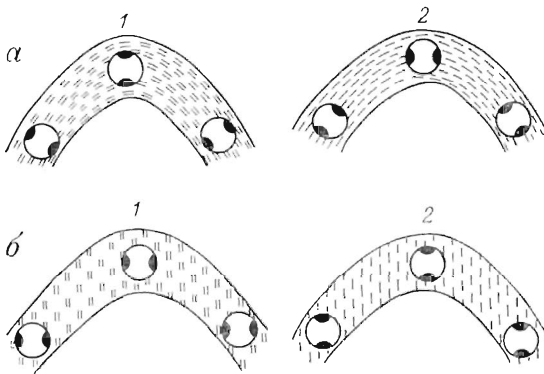


Рис. 131. Ориентировка пластинок слюды и оптических осей зерен кварца в различных участках складки изгиба со скольжением (*a*) и складки скальвания (*б*) (по Л. И. Лукину, 1965).

1 — ориентировка нормалей пластинок слюды; 2 — ориентировка оптических осей зерна кварца

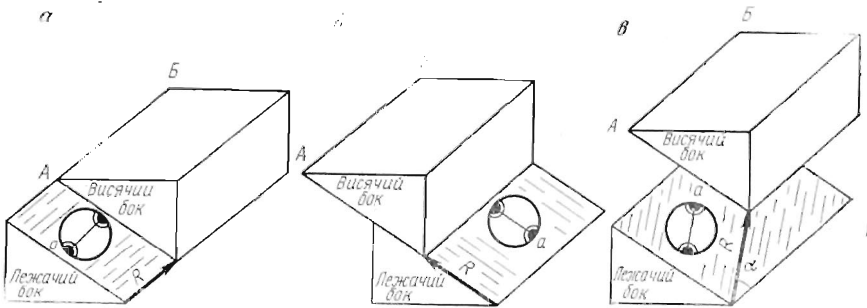


Рис. 132. Положение оси *a* *S*-тектонитов в различных типах сколовых разрывных нарушений

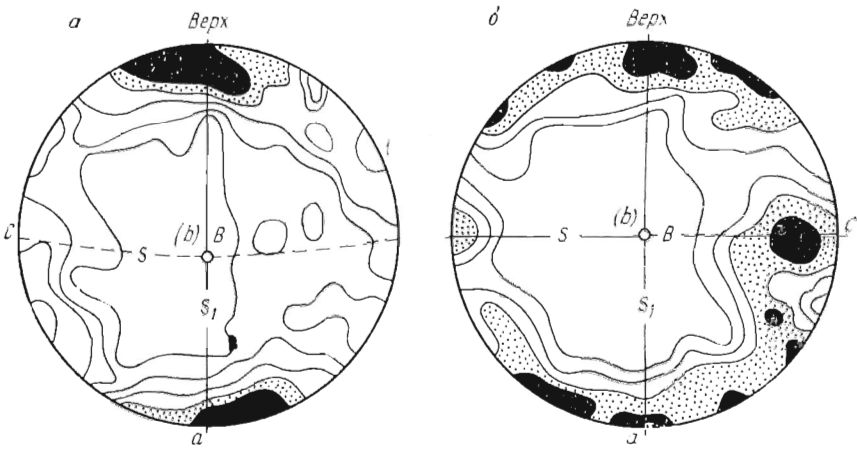


Рис. 133. Ориентировка оптических осей зерен кварца в гранодиоритах в зоне тектонического контакта (по А. В. Пяку, 1940).

a — расланцованный гранодиорит вблизи контакта, 452 измерения, $\angle 0,5-1-2-3-4 < \%$;
b — слаборасланцованный гранодиорит в удалении от контакта, 400 измерений, $\angle 0,5-1-1,5-2 < \%$. Шлифы вертикальные, перпендикулярные к плоскости сланцеватости

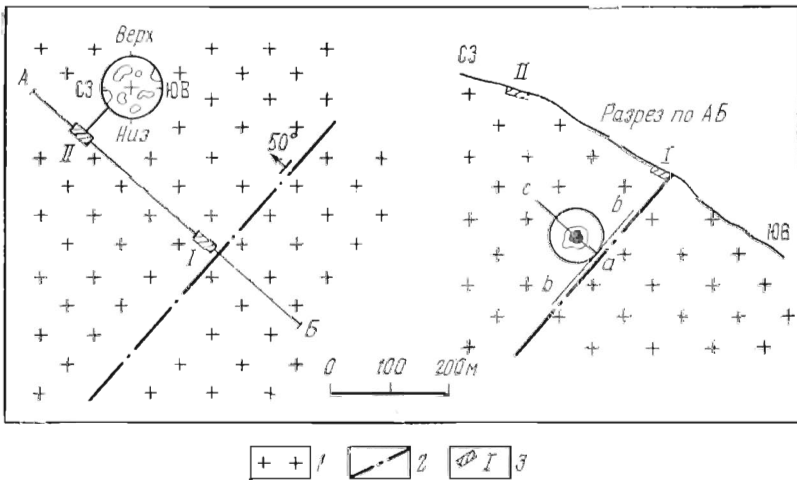


Рис. 134. Схематический план и разрез разрывного нарушения в гранитах.

1 — граниты; *2* — разрывное нарушение; *3* — места отбора ориентированных образцов.

В результате исследований выявлен S-тектонит с горизонтальной осью σ . Следовательно, вдоль нарушения происходил сдвиг пород

но важно, когда изучаемое разрывное нарушение прослеживается в однородных породах (например, гранитоидах) и прямыми геологическими наблюдениями направление перемещения прилегающих к нарушению блоков пород установить не удается (рис. 134).

Помимо исследования разрывных нарушений микроструктурный анализ при изучении рудных полей с успехом может быть применен для определения соотношения рудоносных жил с дайками интрузивных пород, для выяснения генезиса рудоносных трещин, а также для установления направления предрудных и внутрирудных движений, происходивших в их плоскости. Результаты таких исследований, проводившихся

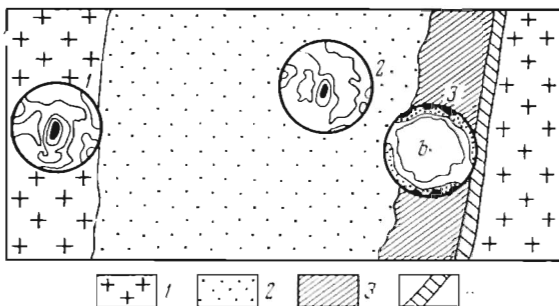


Рис. 135. Ориентировка минералов в рудной жиле (схема в разрезе, по Е. П. Солюшкину, 1955 г.).

1 — гранит; 2 — кварц; 3 — кальцит; 4 — хлорит с кварцем.

Диаграммы ориентировки: 1 — оптических осей зерен кварца во вмещающем граните, 200 замеров, $<0,5-2-4 < \%$; 2 — оптических осей жильного кварца, 200 измерений, $<0,5-2-4 < \%$; 3 — полюсов спайности жильного кальцита, 600 измерений, $<0,5-2-4 < \%$

Е. П. Солюшкиным на одном из жильных полиметаллических месторождений, показаны на рис. 135. Жила сложена разновозрастными минеральными ассоциациями и формировалась в несколько стадий (кварцевую, карбонатную, кварц-хлоритовую). В ориентированных шлифах, взятых из гранита около контакта с трещиной, вмещающей кварцевую жилу, и в удалении от него, изучался кварц. В первом случае был установлен отчетливый максимум ориентировки оптических осей кварца, отвечающий горизонтальному положению линии скольжения; во втором шлифе ориентировка оказа-

лась иной, а указанный максимум проявился значительно слабее. Отсюда был сделан вывод, что смещение по трещине перед образованием кварцевой жилы имело характер сдвига.

Для суждения о положении линии скольжения при движениях, проявившихся в процессе оруденения, была изучена ориентировка оптических осей зерен кварца, а также плоскостей спайности более позднего кальцита в жиле, имеющей полосчатое строение. Ориентированные шлифы были вырезаны в плоскости, перпендикулярной к линии простирания жилы. Измерение ориентировки оптических осей зерен раннего кварца в жиле показало наличие одного максимума, совпадающего с линией простирания контакта жилы. Е. П. Солюшкин сделал заключение, что перемещение по трещинам перед отложением кальцита также было сдвиговым.

В шлифах, взятых из кальцитовый жилы, была измерена ориентировка плоскостей спайности в зернах кальцита. Оказалось, что она отвечает типичному В-тектониту, ось *b* которого параллельна простиранию контакта кальцитовый жилы. Следовательно, движения происходили по линии падения жилы, т. е. вертикально.

Интересные микроструктурные исследования карбонатных пород были проведены В. Ф. Чернышевым на Алтын-Топканском скарново-полиметаллическом месторождении. На рис. 136 показан один из участ-

ков месторождения, где развиты биметасоматические (на контакте гра-
нодиоритов с известняками) и инфильтрационные (вдали от контакта)
скарны. Изучение показало, что оптические оси и плоскости двойнико-
вания зерен кальцита в мраморизованных известняках около инфильт-
рационных скарнов и разломов имеют иную ориентировку, чем около
биметасоматических скарнов. В двух первых случаях оптические оси и
полосы плоскостей двойникования зерен кальцита ориентированы в
одном-двух направлениях и дают диаграмму, типичную для S-тектони-
гов, развивающихся при деформации пород с разрывом сплошности и

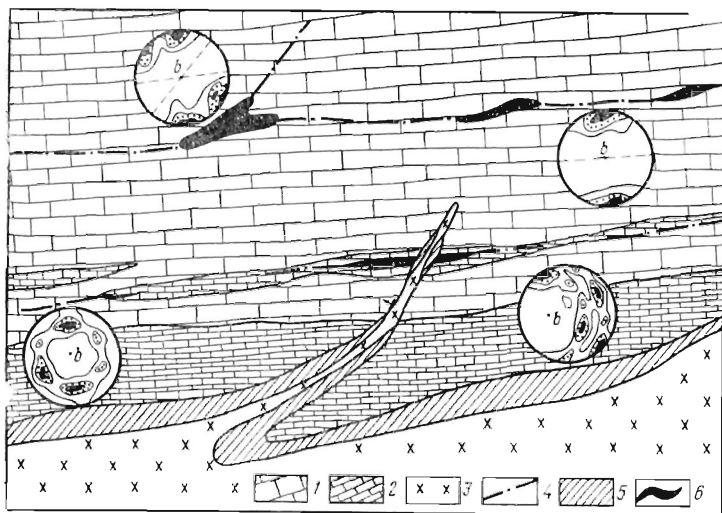


Рис. 136. Идеализированный схематический план размещения скар-
нов различных типов на Алтын-Топканском полиметаллическом
месторождении с диаграммами полюсов спайности кальцита (по
В. Ф. Чернышеву, 1965 г.).

1 — мраморизованные известняки; 2 — зоны интенсивной пластической дефор-
мации мраморизованных известняков; 3 — гранодиориты; 4 — разрывные на-
рушения; 5 — пироксен-гранатовые контактово-биметасоматические скарны;
6 — пироксеновые инфильтрационные скарны

образованием трещин скалывания. В мраморизованных известняках из
контакта с биметасоматическими скарнами проявляется отчетливая
поясовая ориентировка оптических осей и нормалей к плоскостям двой-
никования, свойственная В-тектонитам. Такая ориентировка возникла
в условиях проявления пластической деформации пород, сопровождав-
шейся их тонким рассланцеванием без разрыва сплошностей, что,
по-видимому, связано с более интенсивным прогревом пород вблизи
интрузивного массива.

Существенную помощь метод микроструктурного анализа пород
оказывает и при изучении послерудных деформаций. Возможности
применения микроструктурного анализа при изучении рудных полей и
месторождений, а также рассмотрение самого метода и его теоретиче-
ских основ изложены в работах Л. И. Лукина (1960 г.; Лукин, Черны-
шев, Кушнарв, 1965).

ИЗУЧЕНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

При изучении условий локализации оруденения гидротермальных месторождений большое значение приобретает выяснение влияния химического состава и физико-механических свойств вмещающих пород на рудоотложение. Влияние химического состава пород на процессы рудообразования подмечено уже давно и этот вопрос достаточно подробно анализируется в учении о рудных месторождениях. В частности, в литературе уже неоднократно отмечалось, что повышенные концентрации руд возникают в породах, обогащенных органическим веществом, более ранними сульфидами сингенетического, либо другого происхождения. Благоприятными для оруденения оказываются также породы, содержащие минералы, легко вступающие во взаимодействие с рудоносными растворами, как, например, карбонаты, роговая обманка, пироксены и др. Взаимодействие растворов с этими минералами способствует проявлению обменных химических реакций, что в конечном итоге приводит к выпадению рудных и сопровождающих их жильных минералов.

В связи с изложенным при изучении структур рудных полей и месторождений крайне важно учитывать петрографический и химический состав исходных вмещающих пород, а также подвергнутых гидротермальному изменению еще до отложения рудной минерализации.

В последнее время при изучении структур рудных полей и месторождений установлено, что на условия локализации оруденения большое влияние оказывают физико-механические свойства вмещающих пород. К ним прежде всего относятся эффективная пористость, проницаемость, модуль Юнга, коэффициент Пуассона и др. А. В. Королев (1949, 1960 г.) указывал, что при выявлении свойств пород, благоприятных к рудоотложению, необходимо уделять внимание их пористости. Ю. А. Розанов (1961 г.) подчеркнул, что характер пористости пород определяется их генезисом. Поры — это промежутки между отдельными зернами, слагающими породу, а также различные по происхождению пустоты. Следует различать первичные и вторичные поры. Первые из них возникают при образовании горной породы; вторичная пористость представляет собой пустоты, образовавшиеся в уже сформировавшихся породах в результате эпигенетических процессов (выщелачивание, перекристаллизация и т. п.). Л. Б. Рухин (1958 г.) выделяет три класса по размеру пор: 1) сверхкапиллярные размером 0,1 мм и больше, 2) капиллярные — от 0,1 до 0,0002 мм и 3) субкапиллярные — менее 0,0002 мм.

Общая пористость — это совокупность открытых и закрытых пор, т. е. общий объем всех пустот в породе, отнесенный к объему породы. Она рассчитывается из значений плотности и объемной массы по следующей формуле:

$$P_{\text{общ}} = \frac{\gamma - \delta}{\gamma} \cdot 100\%,$$

где $P_{\text{общ}}$ — общая пористость, %;
 γ — плотность породы, г/см³;
 δ — объемная масса породы, г/см³.

Эффективная пористость — суммарный объем капиллярных и сверхкапиллярных пор, через которые происходит движение жидкости

(воды или растворов) при воздействии различных внешних и внутренних сил. Она, согласно Ю. А. Розанову, рассчитывается по значениям коэффициента водопоглощения (свободного или принудительного водонасыщения) и объемной массы, определенных для одного и того же образца по формуле

$$P_{\text{эфф}} = W \delta,$$

где $P_{\text{эфф}}$ — эффективная пористость, %;
 W — коэффициент водонасыщения, %;
 δ — объемная масса породы.

Эффективная пористость обычно меньше общей. Ю. А. Розанов и другие исследователи показали, что эффективная пористость заметно повышается в породах, подвергшихся гидротермальному изменению. С пористостью пород связана их проницаемость. Хотя между этими величинами прямая зависимость отсутствует, поскольку на проницаемость влияют морфология поровых пространств, извилистость, размеры сечений поровых каналов и некоторые другие особенности пород, тем не менее с увеличением пористости в общем увеличивается и проницаемость данного петрографического типа пород. При прочих равных условиях рудовмещающие породы на гидротермальных месторождениях обычно характеризуются повышенной пористостью, в то время как породы, служившие экранами для просачивающихся растворов, обладают, как правило, пониженной пористостью. Значительную эффективную пористость имеют дайки диабазовых порфиритов (0,4—0,5%), метаморфизованные, мраморизованные известняки (около 2%), а в скарпах она колеблется от 3,5 до 5% и более. Высокой эффективной пористостью обладают также грубозернистые песчаники, гравелиты и туфы, для которых она составляет 5—8%, а нередко также 10% и более. Во всех названных породах с эффективной пористостью, равной или превышающей 2%, часто формируется свинцово-цинковое, медное, ртутное, урановое и другое оруденение.

Б. П. Беликов, Ю. А. Розанов и другие исследователи получили ценные сведения по модулю упругости и коэффициенту Пуассона, изученных для разных пород, вмещающих гидротермальное оруденение. Изменения модуля упругости горных пород обусловлены в основном двумя факторами: изменениями структуры (в том числе и пористости) пород и изменениями их минерального состава.

На примере Кармазарского горнорудного района Ю. А. Розанов и И. П. Тимченко (1965) показали, что при гидротермальном изменении пород наблюдаются закономерные и резкие изменения модуля упругости и коэффициента Пуассона, обусловленные характером наложенных процессов. Их исследованиями на Алтын-Топканском месторождении установлено, что при скарнировании не только существенно повышается эффективная пористость пород, но значительно меняются также модуль упругости и коэффициент Пуассона. Так, для известняков модуль упругости составляет $5,5-7,6 \cdot 10^5$ кгс/см², а для скарнов $11,0-15,8 \cdot 10^5$ кгс/см². В то же время коэффициент Пуассона, равный в известняках 0,22—0,35, снижается для скарнов до 0,20—0,16. Таким образом, для процесса скарнирования характерно увеличение пористости и разрыхление пород и несмотря на это повышение модуля упругости при одновременном уменьшении коэффициента Пуассона. Такой ход изменения механических свойств пород Ю. А. Розанов объясняет тем, что при скарнировании образуются минералы с большим удельным

весом, т. е. с большей плотностью кристаллической структуры. Развитие минералов с высокой плотностью обуславливает такое большое повышение упругих свойств метасоматических пород, которое значительно перекрывает снижение модуля упругости, вызываемое разрыхлением структуры пород (увеличением пористости). Высокие модули упругости при низких значениях коэффициента Пуассона характеризуют скарны Алтын-Топканского месторождения как очень хрупкие породы. При наложении скалывающих напряжений в обстановке высокого всестороннего сжатия скарны более склонны к хрупким деформациям, в то время как известняки деформируются пластично. Это является одной

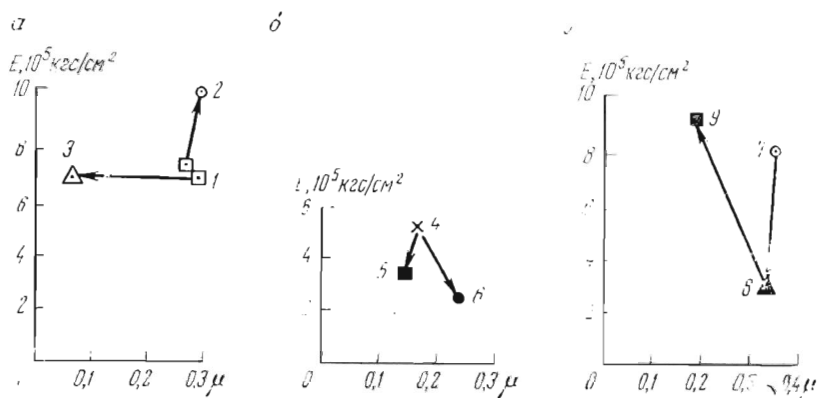


Рис. 137. Изменение упругих свойств горных пород при их гидротермальном изменении (по Ю. А. Розанову и И. П. Тимченко, 1965):

a — известняков при окварцевании и доломитизации; *b* — кварцевых порфиров при серицитизации и альбитизации; *v* — основных пород при серпентинизации и последующей лиственитизации.

1 — известняк; 2 — доломитизированный известняк; 3 — джеперонд; 4 — кварцевый порфир; 5 — серицитизированный кварцевый порфир; 6 — альбитизированный кварцевый порфир; 7 — основные эффузивы; 8 — серпентиниты; 9 — листвениты. μ — коэффициент Пуассона; E — модуль Юнга

из причин того, что свинцово-цинковое оруденение локализуется преимущественно в скарнах. При серпентинизации дунитов и последующей их лиственитизации происходит сначала снижение модуля упругости и некоторое понижение значений коэффициента Пуассона, т. е. серпентинизированные породы деформируются при значительно более низких напряжениях, чем исходные дуниты. Последующая лиственитизация серпентинизированных пород повышает модуль упругости и значительно снижает коэффициент Пуассона. Лиственитизированные породы требуют для проявления в них деформаций значительно более высоких напряжений; деформируются листвениты в основном хрупко.

Ю. А. Розанов и И. П. Тимченко рекомендуют изображать графически изменение упругих свойств горных пород, вызываемое постмагматическими процессами, в системе координат модуль упругости — коэффициент Пуассона. Ход и направление изменений будут при этом изображаться вектором, направленным от неизменной породы к измененной. В предложенной системе координат вектор, направленный вправо, в сторону уменьшения коэффициента Пуассона, подчеркивает большую хрупкость породы, влево — большую ее пластичность. Вектор, идущий вверх, указывает на увеличение упругости и прочности по

роды, а идущий вниз — на уменьшение упругости и прочности. Изменения упругих свойств пород при таком методе изображения показаны на рис. 137.

Глава IX.

ЛАБОРАТОРНЫЕ УПРАЖНЕНИЯ

Расшифровка геологической структуры любого эндогенного месторождения является весьма сложной, но актуальной задачей на всех стадиях его разведки и разработки. В своей повседневной практической деятельности геолог-разведчик собирает сведения о магматических образованиях, складчатых формах, разрывных нарушениях, их строении, соотношении со складками и между собой, о морфологии рудных тел и их внутреннем строении. Кроме того, на многих месторождениях проводятся специальные структурные исследования (изучение мелкой трещиноватости, микроструктурный анализ и др.). Используя все имеющиеся данные, геолог должен воссоздать последовательность развития геологических событий, установить основные этапы формирования структуры рудного поля и месторождения и выявить закономерности локализации оруденения.

Очень важно приобрести практические навыки по расшифровке структур месторождений, освоить методы изучения месторождений различных структурных типов, находящихся в различной геологической обстановке. Этому в значительной мере должны способствовать лабораторные упражнения.

Все лабораторные занятия распределены на девять тем, в каждой из которых рассмотрено решение наиболее типичных задач и предложены задачи для самостоятельной работы. Чтобы решить задачи, необходимо знать геологию рудных месторождений, хорошо владеть основами структурной геологии и иметь отчетливое представление о теории деформации твердых тел, об эллипсоиде напряжений и закономерностях возникновения трещин скола и отрыва, оперяющих крупные разрывные нарушения. Для решения ряда задач, связанных с определением амплитуд перемещения по разрывным нарушениям и элементов залегания рудных столбов, необходимы знания по начертательной геометрии. Для решения задач по микроструктурному анализу нужно знать метод изучения горных пород на Федоровском столике.

Чтобы решить ту или иную задачу, необходимо разобраться и усвоить решение типичной задачи, приведенной в пособии. Затем следует внимательно изучить геологическую схему участка, отчетливо представить себе, что известно и дано в условии задач и что еще необходимо выяснить и сделать.

Часть задач настоящего пособия (1, 2, 6, 10, 13, 15, 17, 18, 20, 21, 22 и 29) заимствована из задачника А. В. Дружинина и В. И. Казанского, составленного для студентов Московского института цветных металлов им. М. И. Калинина в 1956 г. Некоторые из указанных задач принадлежат А. В. Пэку. Задачи 8, 30 и 33 разработаны А. В. Дружининым (1972), все остальные составлены П. Д. Яковлевым и решались на протяжении ряда лет студентами геологоразведочного факультета МГРИ им. С. Орджоникидзе.

ТЕМА I. СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Задача 1. Дана геологическая схема участка (рис. 138). В северо-западном крыле складки осевые поверхности складок волочения в пласте А падают на северо-запад под углом 45° , в юго-восточном крыле — на юго-восток под углом 30° .

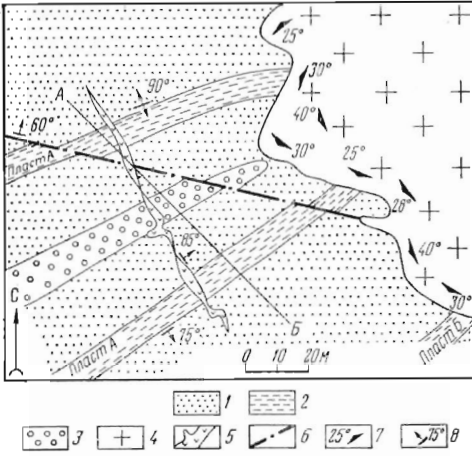


Рис. 138. Геологическая схема участка.

1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы; 3 — конгломераты; 4 — граниты; 5 — дайка лампрофира; 6 — разрывное нарушение; 7 — прототектоническая пологосчатость в гранитах и элементы ее залегания; 8 — элементы залегания горных пород и разрывного нарушения

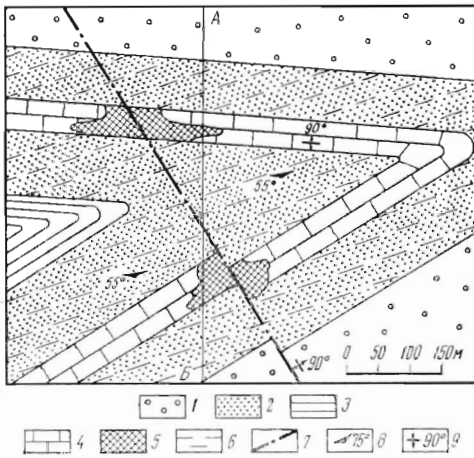


Рис. 139. Геологическая схема участка.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глинистые сланцы; 4 — известняки; 5 — свинцово-цинковые рудные тела; 6 — сланцеватость; 7 — разрывное нарушение; 8 — элементы залегания сланцеватости; 9 — вертикальное залегание пород и разрывного нарушения

Требуется: 1. Выявить основные этапы формирования геологической структуры участка и определить генетический тип разрывных нарушений (скол или отрыв).

2. Определить морфологию складки и построить разрез по линии АБ.

3. Описать механизм формирования складки.

4. Определить угол погружения шарнира складки.

Задача 2. Дана геологическая схема участка (рис. 139). Известна сланцеватость в песчаниках и элементы ее залегания.

Требуется: 1. Определить морфологию складки, элементы залегания пород на юго-восточном крыле, форму рудных тел, а также амплитуду смещения по разрывному нарушению.

2. Построить разрез по линии АБ.

3. Описать механизм формирования складки.

4. Определить угол погружения шарнира складки.

Чтобы представить структуру приведенных геологических схем участков с проявленной складчатостью и построить разрезы, имеющих на схемах данных недостаточно. Для решения этих задач необходимо использовать сведения по структурной геологии, которые были изложены во втором разделе пособия (см. рис. 2, 3). Для определения амплитуды перемещения по нарушению (см. рис. 139) необходимо знать

истинное направление перемещения в плоскости сместителя. Это направление легко определяется по геологической схеме. При вертикальном падении сместителя амплитуду перемещения следует показывать в разрезе, ориентированном в плоскости разрывного нарушения.

ТЕМА 2. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Задача 3. Дана геологическая схема участка (рис. 140).

Требуется. 1. Выявить основные этапы формирования геологической структуры участка.

2. Определить генезис трещин, выполненных дайками и жилами.

3. Определить амплитуды перемещения вдоль трещин в различные этапы формирования структуры участка.

Задача 4. Дана геологическая схема участка (рис. 141).

Требуется: 1. Определить последовательность образования трещин и выяснить их генетический тип.

2. Указать трещины, генетический тип которых недостаточно ясен, и наметить мероприятия, необходимые для уточнения их генезиса.

При изучении рудных тел и месторождений, связанных с разрывными нарушениями, всегда возникает необходимость в выяснении генетического типа трещин. Геологу необходимо хорошо знать основные признаки трещин скалывания и отрыва и уметь различать их в полевых условиях и на геологических картах, планах, разрезах. От генетического типа трещин во многом зависит перспективность рудных тел, а следовательно, и направление разведочных работ. Без знания генетического типа трещин и направления перемещения по ним невозможно установить ориентировку главных осей деформации при анализе механизма формирования структуры месторождения. Генезис трещин находит свое отражение прежде всего в форме даек или рудных жил, приуроченных к ним, а также в наличии или отсутствии следов перемещения вдоль трещин. Приведенные простые задачи 3 и 4 обычно решаются без затруднений. Однако в практической деятельности геологов

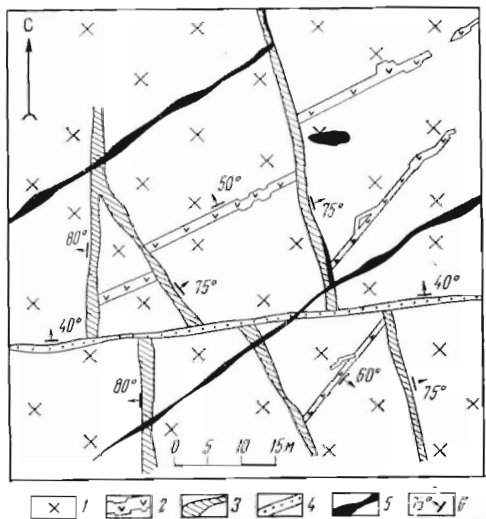


Рис. 140. Геологическая схема участка (район Калджаранского месторождения).

1 — кварцевые диориты; 2 — дайки лампрофиров; 3 — кварц-пиритовые жилы; 4 — кварц-молибденитовая жила; 5 — карбонатные жилы; 6 — элементы залегания

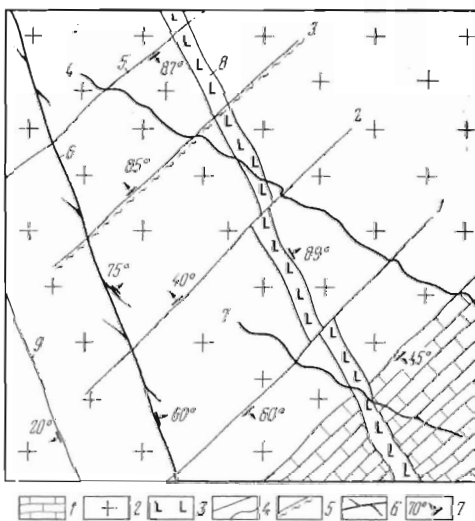


Рис. 141. Геологическая схема участка.

1 — известняк; 2 — граниты; 3 — дайка диоритового порфирита; 4 — рудные жилы; 5 — тектоническая жила; 6 — кварц-пиритовые жилы; 7 — кварц-молибденитовая жила; 8 — горные выработки; 7 — элементы залегания

логу приходится иметь дело с более сложными случаями, так как одна и та же трещина может проявляться вначале как трещина отрыва, а затем как трещина скалывания или наоборот. И выяснение генезиса трещин оказывается в таких случаях весьма сложным. Наибольшие трудности возникают при изучении генезиса трещин в интрузивных породах. Но и в этом случае значительную помощь оказывают дайки, пересекать рудными жилами (см. рис. 141).

Графические методы определения амплитуд перемещения по разрывным нарушениям. В практической деятельности часто приходится решать вопросы, связанные с определением амплитуд перемещения по разрывам. Это необходимо для выяснения целого ряда вопросов. Чтобы определить амплитуду перемещения, необходимо иметь не только какой-либо структурный элемент, смещенный разрывным нарушением, но и обязательно знать истинное направление перемещения в плоскости сместителя (см. рис. 132). Это направление (R) определяется различными способами: по штрихам скольжения, с помощью оперяющих трещин, путем микроструктурных исследований, а также графически. Последний способ является наиболее надежным. Применим он в том случае, если разрывным нарушением смещены два различно ориентированных структурных элемента: две дайки, две жилы, дайка и жила и т. д. При решении задач на эту тему необходимо определять линию сопряжения двух различно ориентированных плоскостей. Делается это графическим способом.

Первый способ (рис. 142). Две плоскости (AB и $BГ$) сопрягаются в точке B . Плоскость AB падает на север под углом 70° , а плоскость $BГ$ — на северо-восток под углом 50° . Чтобы найти линию сопряжения этих плоскостей, необходимо знать положение на этой линии не менее двух точек, принадлежащих обеим плоскостям. Одной их общей точкой является точка B , находящаяся на поверхности. Вторую точку будем искать на любой произвольной глубине H (нижней вспомогательной плоскости) с помощью дополнительного горизонтального сечения. Для этого построим вспомогательные разрезы вкрест простирания обеих плоскостей. Горизонтальное проложение для плоскости AB равно отрезку a , а для плоскости $BГ$ — отрезку b . Полученные отрезки откладываем на плане перпендикулярно линиям простирания плоскостей по направлению падения, а затем проводим линии DE и $ЖИ$, являющиеся линиями простирания плоскостей AB и $BГ$ на нижней вспомогательной плоскости. Точка I является второй общей точкой и находится на глубине H от поверхности. Соединив точки B и I , получим горизонтальную проекцию линии сопряжения двух плоскостей. Чтобы показать эту линию в плоскости AB , падающей на север под углом 70° , необходимо сделать разрез в плоскости AB и совместить его с плоскостью чертежа. Нужно повернуть плоскость AB вокруг линии AB как вокруг оси на 70° до совмещения с поверхностью. Этот прием поворота осуществляется на вспомогательном разрезе (показано пунктиром). Линия DE займет положение $D'E'$, т. е. будет находиться от линии AB на расстоянии v . Переносим отрезок v на план и проводим линию $D'E'$. В результате поворота плоскости AB до совмещения с поверхностью все точки, находящиеся на линии DE , будут смещены на линию $D'E'$ по нормали. Точка I займет положение 2. Таким образом, мы нашли точку 2, которая находится на линии сопряжения двух плоскостей и располагается на глубине H от поверхности. Линия $B-2$ является линией сопряжения плоскостей AB и $BГ$.

Эту же задачу можно решить и вторым способом, при котором вспомогательные разрезы строятся на линиях простирания плоскостей AB и $BГ$. В этом случае отрезок H откладывается в любом месте линий простирания. Затем восстанавливаются перпендикуляры по направлению падения плоскостей и от одного из перпендикуляров откладывается угол падения плоскости. Затем проводятся линии DE и $ЖЗ$ и нахо-

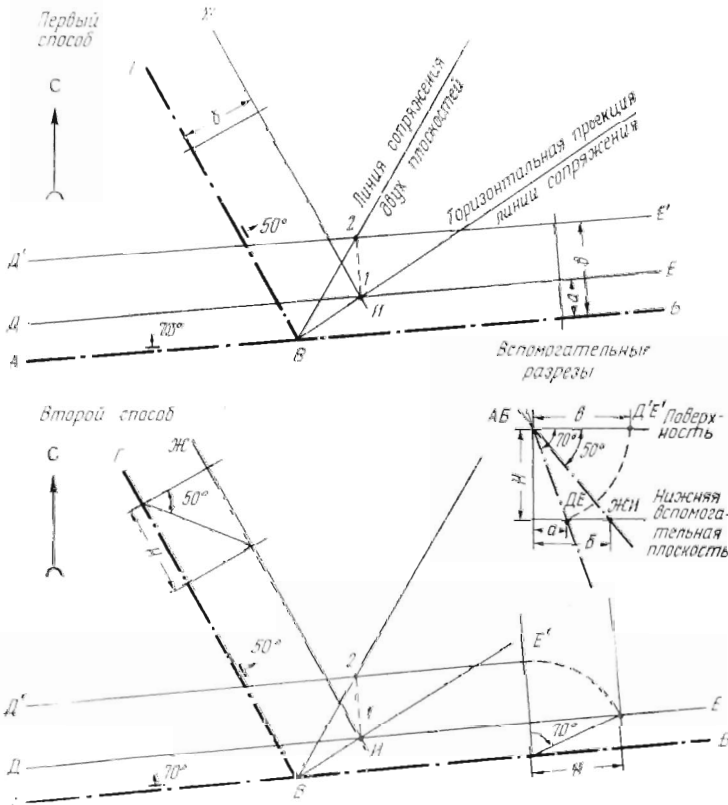


Рис. 142. Определение линии сопряжения двух плоскостей (AB и $BГ$) графическим способом (на плане)

дится точка I . После этого осуществляется поворот вокруг линии AB до совмещения плоскости AB с поверхностью таким образом, как это показано на рисунке. Находим точку 2 , а затем линию сопряжения двух плоскостей $B-2$.

Задача 5. Дана геологическая схема участка (рис. 143). Разрывным нарушением, падающим на север под углом 45° , смещены две различно ориентированные дайки.

Требуется графическим способом определить направление и амплитуду перемещения.

Определение амплитуды перемещения является более сложной задачей. По наблюдаемому в плане смещению даек можно заключить, что всякий бок приподнят, а перемещение было взбросо-сдвиговым, так как западная дайка (угол падения 35°) имеет меньшее видимое

смещение по сравнению с восточной дайкой (угол падения 50°). Истинное направление перемещения и его величина легко определяются графическим способом.

Чтобы решить эту задачу, необходимо найти какую-нибудь точку сначала в одном боку разрывного нарушения, а затем положение ее в другом смещенном боку. Направление и расстояние между этими

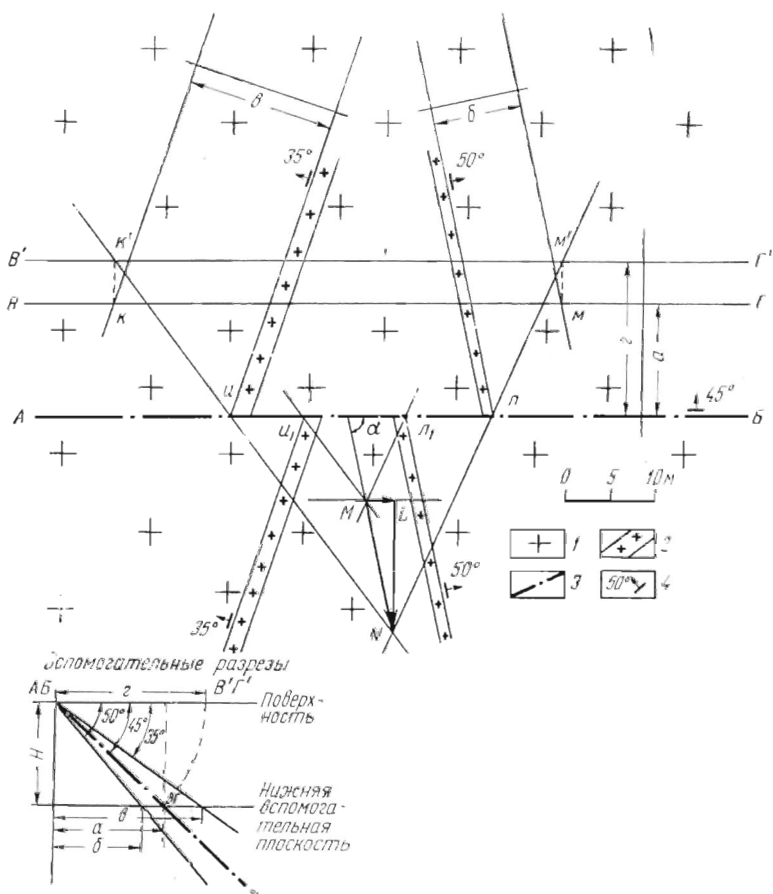


Рис. 143. Геологическая схема участка.

1 — граниты; 2 — дайки гранит-порфиров; 3 — разрывное нарушение; 4 — элементы залегания

точками и составит амплитуду перемещения. Задача сводится к тому, чтобы найти общую точку, принадлежащую двум дайкам и нарушению в всячем боку нарушения (дайки падают в противоположные стороны и пересекаются над поверхностью) и эту же точку в смещенном лежащем боку разрыва. Общая точка двух даек в плоскости нарушения находится на пересечении линий сопряжения этих даек со сместителем. Находим эту точку сначала в всячем боку разрывного нарушения. Путем графических построений (см. рис. 142) получаем линии сопряжения даек с нарушением ($m'l$ и $k'u$). Здесь лишь необходимо обратить внимание на то, что линии сопряжения и искомая амплитуда на-

ходятся в плоскости нарушения. Поэтому разрез в плоскости нарушения совмещается с плоскостью карты (с поверхностью) путем поворота плоскости разрыва вокруг линии АБ на 45° . Точка пересечения линий $m'l$ и $k'u$ и является общей точкой N .

Путем аналогичных построений можно было бы найти также и общую точку в лежачем боку нарушения. Но эту задачу можно решить более простым способом. Через точки u_1 и l_1 проводим линии, параллельные ранее найденным линиям сопряжения, до пересечения в точке M . Эта точка и будет искомой. Соединяем M и N . Расстояние между ними является амплитудой, а направление соответствует направлению перемещения по разрывному нарушению. Если условно принять, что в процессе перемещения двигался висячий бок, а лежачий бок оставался неподвижным, то это направление движения следует показать стрелкой, направленной в сторону точки N . Следовательно, в рассматриваемом примере мы имеем дело со взбросо-сдвигом. Висячий бок смещен на 15 м и двигался под углом $\alpha = 78^\circ$ к горизонту. Взбросовая составляющая перемещения LN равна 14 м, а сдвиговая ML равна 3 м.

Задача 6. Дан геологический план горизонта горных выработок 1080 м (рис. 144).

Определить амплитуду перемещения в плоскости послерудного нарушения и положение смещенной части рудной жилы на горизонте горных выработок 1080 м и на подгоризонте 1060 м.

Задача 7. Дан геологический план участка (рис. 145).

Определить амплитуду перемещения и положение смещенной части рудного тела в восточном блоке, построив разрезы по линиям АБ и ВГ.

Задача 8. Дан геологический план участка (рис. 146).

Требуется: 1. Определить и показать в виде отдельных схем число и направление перемещений вдоль разрывного нарушения.

2. Найти величину амплитуд смещений даек и рудных жил графическим способом.

Задачи 6, 7 и 8 приведены для самостоятельной работы. При решении их необходимо иметь в виду следующее. В задаче 6 сначала определяется амплитуда перемещения, а затем с помощью полученной амплитуды находится точное местоположение смещенной части рудной жилы, т. е. решается обратная задача. В тех случаях, когда разрывное нарушение вертикальное (задача 7), амплитуду перемещения следует находить путем построения разреза в его плоскости. При построениях во всех задачах необходимо принимать со стороны висячего и лежачего боков разрывных нарушений один и те же контакты смещенных даек.

Задача 9. Дан геологический план участка (рис. 147). Известны видимое смещение жилы и направление штрихов скольжения, ориентированных по линии падения сместителя.

Требуется определить амплитуду смещения жилы графическим способом.

Задача 10. Дана геологическая схема участка (рис. 148). Известны видимое смещение жилы и штрихи скольжения в плоскости нарушения, наклоненные к востоку под углом 40° к линии простирания сместителя.

Требуется определить амплитуду перемещения в плоскости послерудного нарушения.

Когда разрывным нарушением смещен один какой-нибудь структурный элемент, но при этом известно направление штрихов скольже-

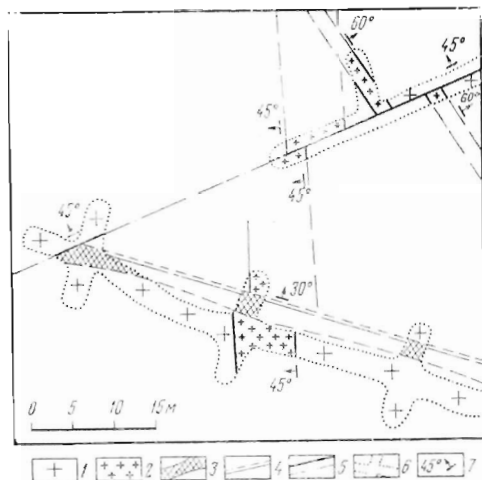


Рис. 144. Геологический план горизонта горных выработок 1080 м.

1 — граниты; 2 — дайки кварцевых порфиров; 3 — рудная жила; 4 — дорудное разрывное нарушение; 5 — послерудное разрывное нарушение; 6 — горные выработки; 7 — элементы залегания

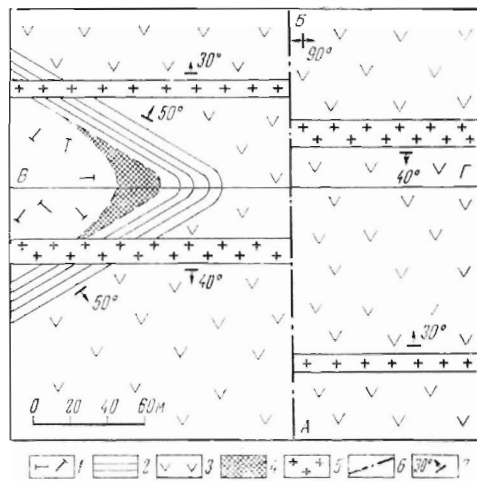


Рис. 145. Геологический план участка.

1 — туфы порфиров; 2 — сланцы; 3 — порфириты; 4 — рудное тело; 5 — дайки кварцевых порфиров; 6 — разрывное нарушение; 7 — элементы залегания

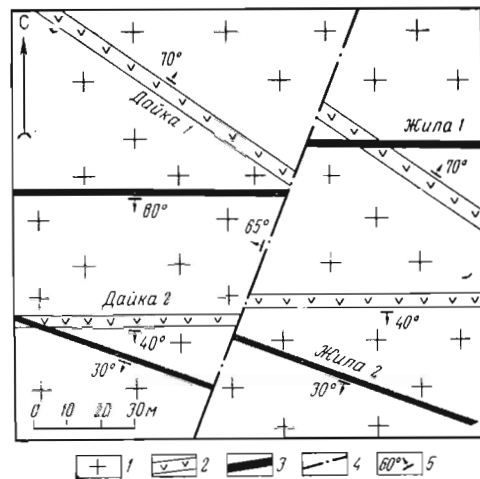


Рис. 146. Геологический план участка.

1 — граниты; 2 — дайки гранодиорит-порфиров; 3 — кварц-молибденитовые жилы; 4 — разрывное нарушение; 5 — элементы залегания

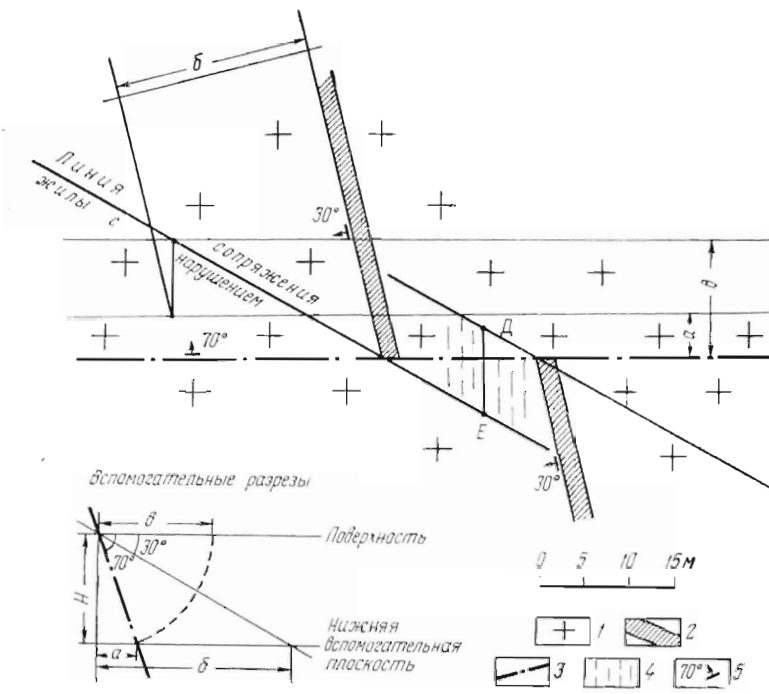


Рис. 147. Геологический план участка.

1 — граниты; 2 — рудная жила; 3 — разрывное нарушение; 4 — штрихи скольжения в плоскости разрывного нарушения; 5 — элементы залегания

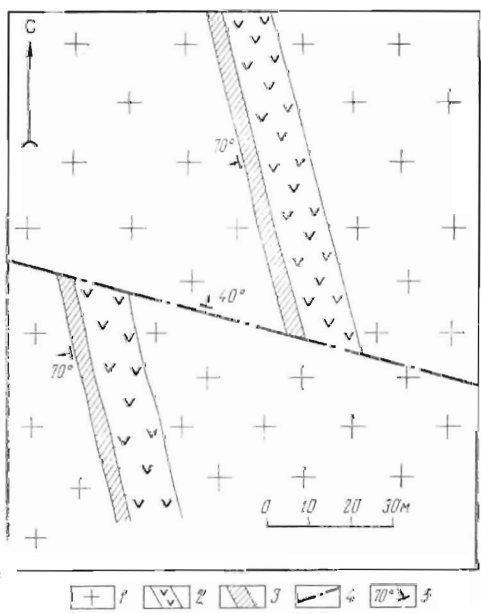


Рис. 148. Геологическая схема участка.

1 — кварцевые порфиры; 2 — дайка лампрофира; 3 — рудная жила; 4 — послерудное тектоническое разрывное нарушение; 5 — элементы залегания

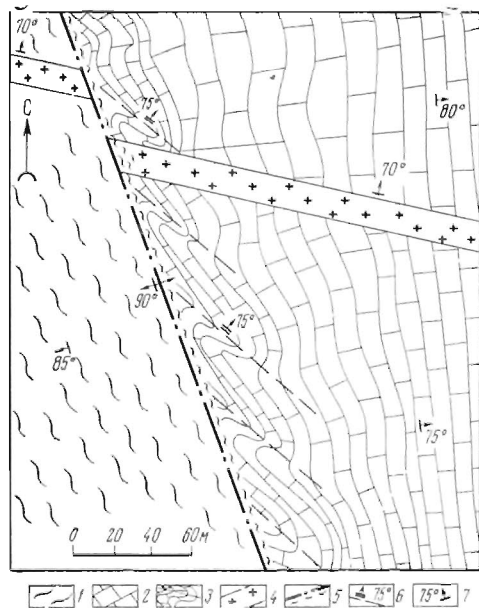


Рис. 149. Геологическая схема участка.

1 — сланцы кварц-серпичит-хлоритовые; 2 — мергелистые известняки; 3 — складки волочения в известняках; 4 — дайка гранит-порфира; 5 — разрывное нарушение с тектонической глиной; 6 — элементы залегания осевых поверхностей складок волочения; 7 — элементы залегания горных пород

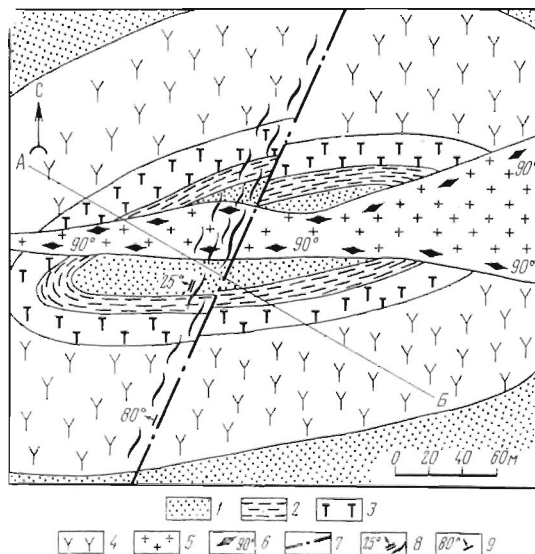


Рис. 150. Геологическая схема участка.

1 — песчаники; 2 — сланцы; 3 — туфы; 4 — толща эффузивных пород смешанного состава; 5 — дайкообразное тело кварцевых порфиров; 6 — флюидальность кварцевых порфиров; 7 — разрывное нарушение; 8 — золото-серебряные жилы, приуроченные к оперяющимся трещинам отрыва, и элементы их залегания; 9 — элементы залегания разрывного нарушения

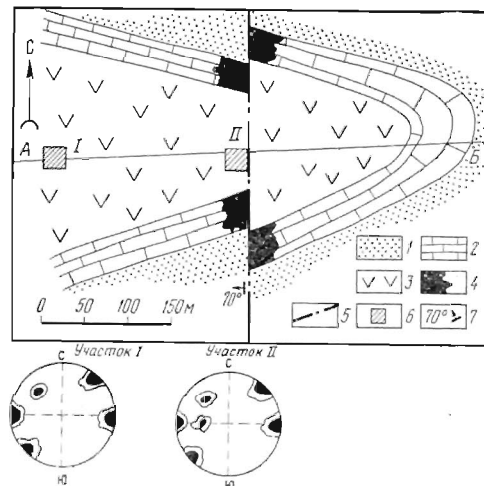


Рис. 151. Геологическая схема участка.

1 — песчаники; 2 — известняки; 3 — эффузивы; 4 — рудные тела; 5 — разрывное нарушение; 6 — участки замеров трещиноватости горных пород; 7 — элементы залегания

ния, амплитуда перемещения определяется легко. Задача сводится к определению двух следов сопряжения жилы с нарушением (в всячем и лежащем боку нарушения). Расстояние между этими следами по направлению штрихов скольжения и является амплитудой DE , равной 9 м (см. рис. 147).

Задача 11. Дана геологическая схема участка (рис. 149).

Требуется определить направление и амплитуду перемещения вдоль разрывного нарушения во время образования складок волочения.

Истинное направление перемещения по разрывному нарушению можно определить, используя ориентировку складок волочения. Направление перемещения восточного блока было перпендикулярным линии сопряжения осевой поверхности складки волочения со сместителем. Определив направление перемещения (R) и зная видимое смещение дайки гранит-порфиров в плане, можно определить амплитуду перемещения по разрывному нарушению.

ТЕМА 3. ОПЕРЯЮЩИЕ ТРЕЩИНЫ

Задача 12. Дана геологическая схема участка (рис. 150).

Требуется определить направление перемещения вдоль разрывного нарушения и построить разрез по линии АБ.

Задача 13. Дана геологическая схема участка (рис. 151).

Построены диаграммы трещиноватости горных пород на участках I и II.

Требуется: 1. Определить направление перемещения по разрывному нарушению.

2. Построить разрез по линии АБ.

Как уже отмечалось, оперяющие трещины имеют важное значение для определения направления перемещения по крупным сколовым нарушениям. Нужно еще раз подчеркнуть, что при определении направления перемещения по разрывным нарушениям, исходя из пространственной ориентировки оперяющих трещин, в каждом конкретном случае необходимо иметь совершенно достоверные данные о генетическом типе оперяющих трещин (скол или отрыв) и в связи их с крупными разрывами. Необходимо доказать одновременность движения по разлому и возникновению оперяющих трещин. Для этого проводятся массовые замеры трещин вблизи разрывного нарушения и вдали от него, а полученные трещинные диаграммы сопоставляются. Кроме того, изучается и сопоставляется гидротермальная минерализация в оперяющих трещинах и основных нарушениях, а также делаются детальные зарисовки.

Зная пространственную ориентировку и генетический тип оперяющих трещин, можно найти истинное направление перемещения в плоскости нарушения в момент их образования графическим способом. На схеме (рис. 152) показано, что широкое разрывное нарушение, падающее на север под углом 65° , сопровождается оперяющими трещинами отрыва северо-восточного простирания, падающими на северо-запад под углом 50° . Смещение северного блока происходило в западном направлении, т. е. в сторону острого угла α . Чтобы определить истинное направление перемещения (R), необходимо найти линию сопряжения оперяющей трещины со сместителем. Путем описанных выше графических построений находим эту линию сопряжения ($B-2$) и показываем на чертеже направление R , перпендикулярное линии сопряжения. Таким образом, можно сделать вывод, что при образовании

оперяющих трещин имел место взбросо-сдвиг. Висячий бок перемещался под углом β , равным 41° к горизонту.

Задача 14. Дана геологическая схема участка (рис. 153). Установлено, что рудная жила имеет апофизы, приуроченные к оперяющим трещинам скалывания.

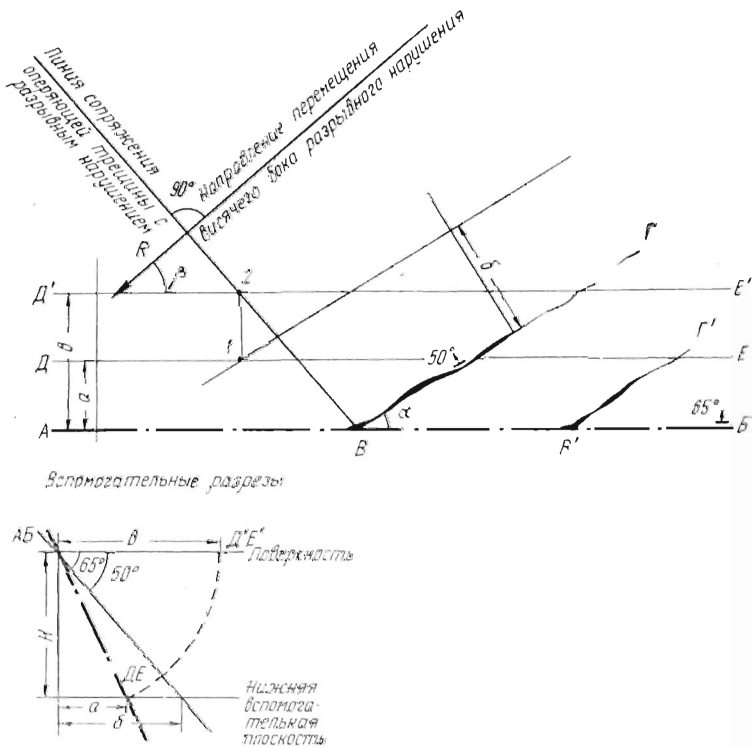


Рис. 152. Схема определения направления перемещения (R) в плоскости нарушения AB графическим способом, учитывая ориентировку оперяющих трещин отрыва $B\Gamma$ и $B'\Gamma'$

Требуется определить направление перемещения (R) в плоскости жилы перед рудоотложением.

Путем графических построений удается установить, что вдоль рудной жилы перед рудоотложением происходило сбросо-сдвиговое перемещение. Висячий бок жилы смещался под углом $\beta = 39^\circ$ к горизонту.

Задача 15. Дана геологическая схема участка (рис. 154).

Определить амплитуду смещения по трещине перед образованием баритовой жилы.

Сначала определяется направление перемещения вдоль жилы с помощью оперяющих трещин, а затем, зная положение смещенного контакта между гранитами и порфиридами, можно определить амплитуду смещения. При выполнении графических построений необходимо учитывать мощность жилы.

Задача 16. Дана геологическая схема участка (рис. 155). На участках I и II произведены массовые замеры мелких трещин и по-

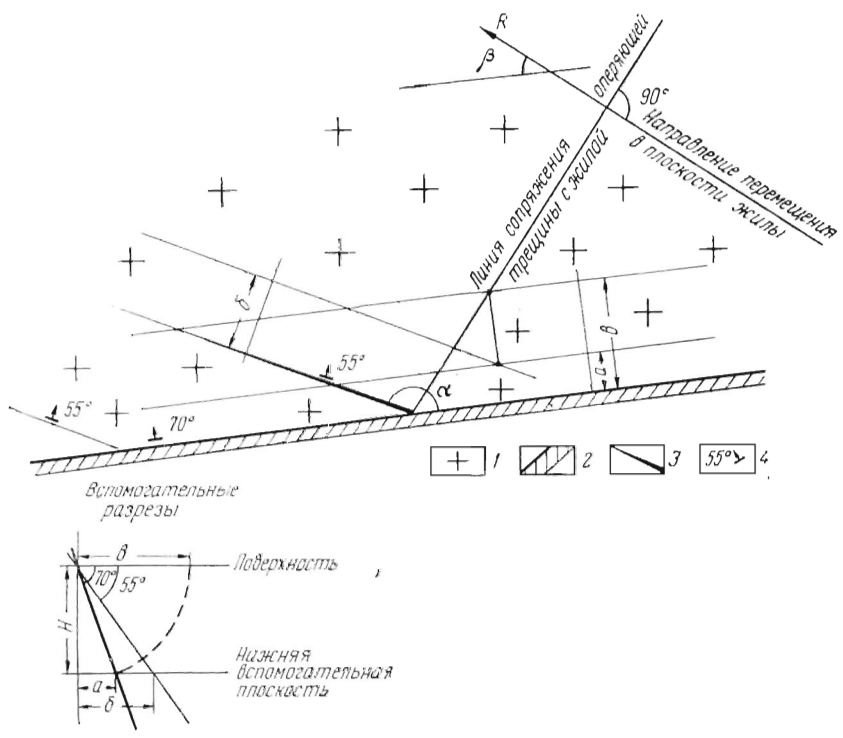


Рис. 153. Геологическая схема участка.

1 — граниты; 2 — рудная жила; 3 — рудные апофизы; 4 — элементы залегания

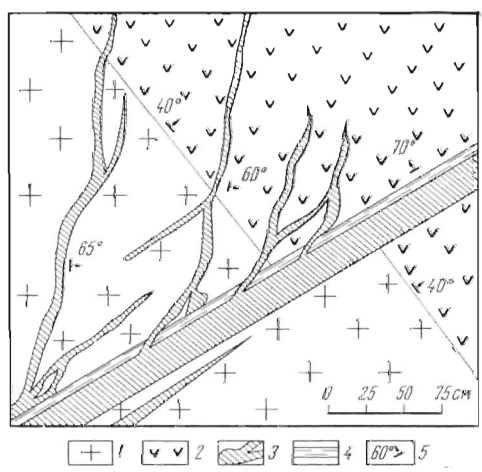


Рис. 154. Геологическая схема участка.

1 — граниты; 2 — порфириды; 3 — баритовые жилы; 4 — тектоническая глина; 5 — элементы залегания

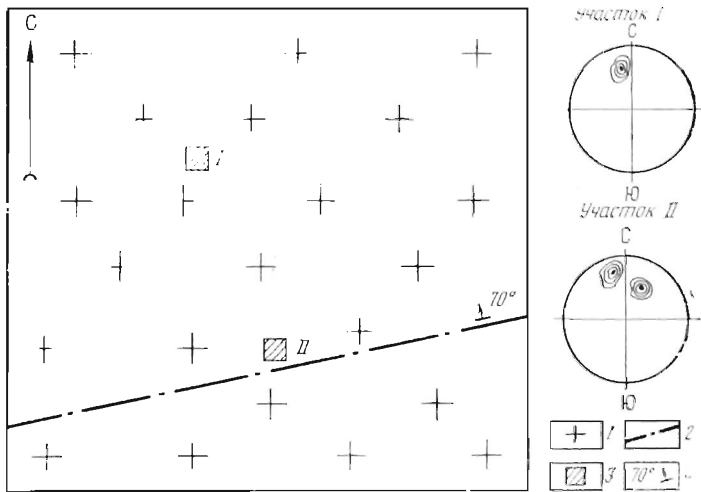


Рис. 155. Геологическая схема участка.

1 — граниты; 2 — разрывное нарушение; 3 — участки замера мелких трещин; 4 — элементы залегания

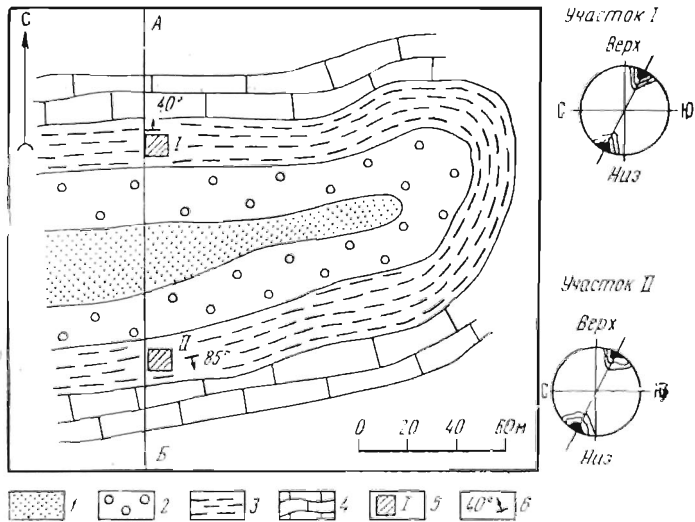


Рис. 156. Геологическая схема участка.

1 — кварциты; 2 — конгломераты со сплюсненной галькой; 3 — кристаллические сланцы; 4 — мраморизованные известняки; 5 — места взятия ориентированных образцов; 6 — элементы залегания

строены диаграммы их ориентировки. Кроме того, установлено, что трещины, оперяющие разрывное нарушение, являются трещинами скальвания.

Требуется определить направление перемещения в плоскости разрывного нарушения.

ТЕМА 4. МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Задача 17. Дана геологическая схема участка (рис. 156). На участках I и II на крыльях складки взяты ориентированные образцы, из которых изготовлены ориентированные шлифы. Пространственная ориентировка шлифов и результаты замеров оптических осей зерен кварца показаны на диаграммах.

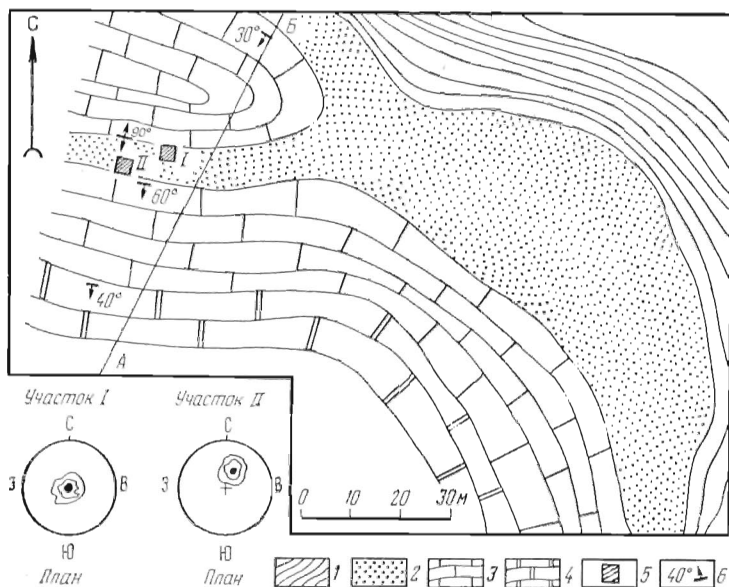


Рис. 157. Геологическая схема участка.

1 — глинистые сланцы; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — доломиты;
5 — места взятия ориентированных образцов; 6 — элементы залегания.

Требуется построить разрез по линии ВГ и определить генетический тип складки.

Задача 18. Дана геологическая схема участка (рис. 157). На участках I и II на крыльях складки взяты ориентированные образцы, из которых изготовлены ориентированные шлифы. Пространственная ориентировка шлифов и результаты замеров оптических осей зерен кварца показаны на диаграммах.

Требуется построить разрез по линии ВГ и определить генетический тип складки.

При решении задач необходимо иметь в виду, что пространственная ориентировка шлифов показана на диаграммах. В задаче 17 шлифы имеют вертикальную ориентировку, а в задаче 18 — горизонтальную.

В следующих четырех задачах рассмотрено применение микроструктурного анализа при изучении разрывных нарушений.

Задача 19. Дан схематический план участка (рис. 158). На участке I взят образец и изготовлен шлиф, ориентированный в плоскости разрывного нарушения. Построена диаграмма ориентировки оптических осей зерен кварца.

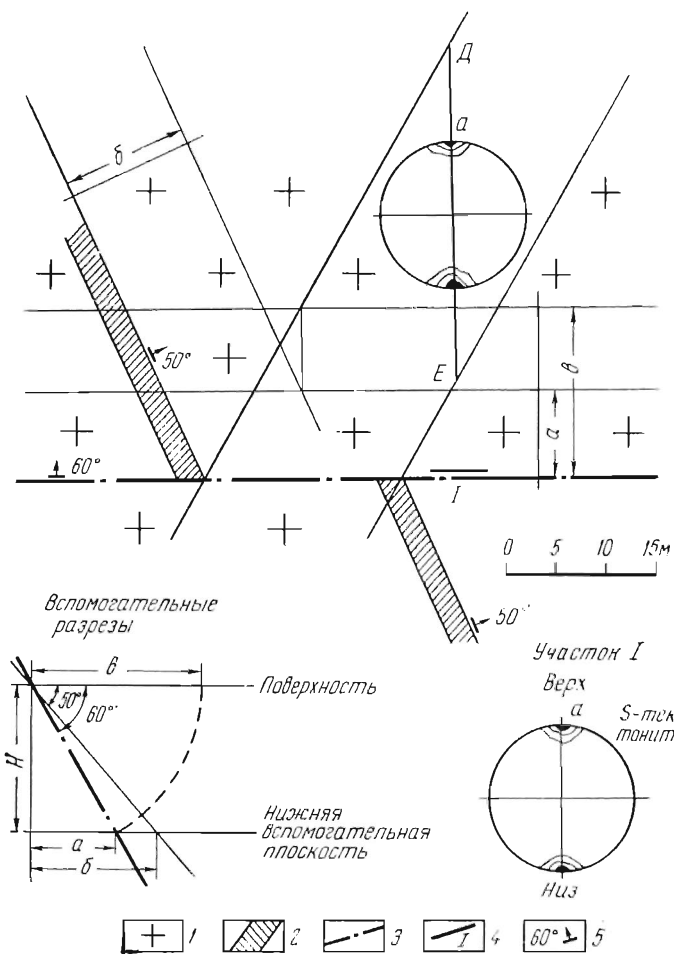
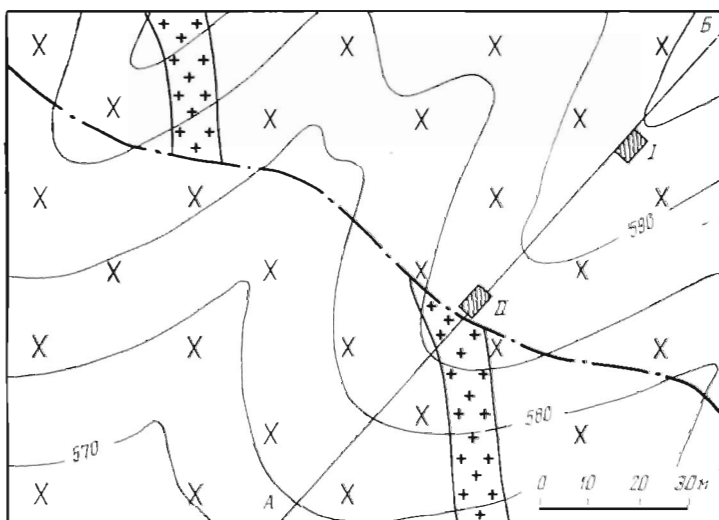


Рис. 158. Графическая схема определения амплитуды перемещения по разрывному нарушению (план).
 1 — гранит; 2 — рудная жила; 3 — разрывное нарушение; 4 — место взятия ориентированного образца для микроструктурного анализа; 5 — элементы залегания

Требуется определить направление перемещения по разрывному нарушению и амплитуду.

Задача 20. Дана геологическая схема участка (рис. 159). На участках I и II взяты ориентированные образцы и изготовлены ориентированные шлифы, вырезанные по линии падения разрывного нарушения. В шлифах замерены по 200 выходов оптических осей зерен кварца. Результаты измерений нанесены на равноплощадные проекции и обработаны по методу изолиний.



Часть I

Часть II



Рис. 159. Геологическая схема участка.

1 — гранодиориты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — разрывное нарушение;
4 — места взятия ориентированных образцов; 5 — горизонталь

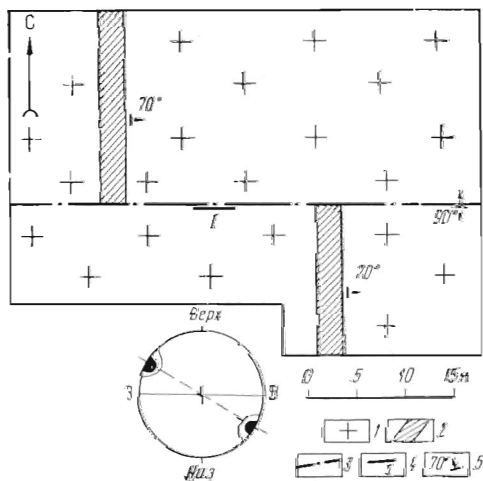


Рис. 160. Геологический план участка.

1 — гранит; 2 — рудная жила; 3 — последнее разрывное нарушение; 4 — участок взятия ориентированного образца; 5 — элементы залегания

Требуется. 1. Построить разрез по линии АБ.

2. Определить амплитуду смещения по нарушению, если ориентировка оптических осей зерен кварца в плоскости нарушения имеет вид, показанный на диаграммах (варианты 1 и 2).

Задача 21. Дан геологический план участка (рис. 160). На участке I взят ориентированный образец и изготовлен шлиф, ориентированный в плоскости послерудного нарушения. Результаты замеров ориентировки оптических осей зерен кварца представлены на диаграмме.

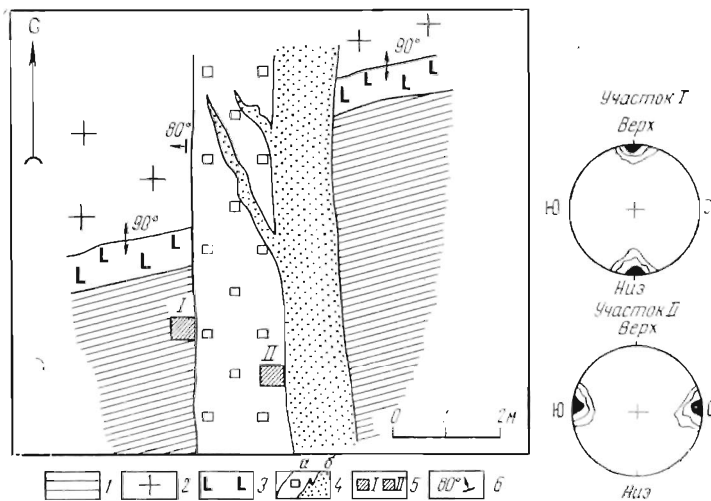


Рис. 161. Зарисовка рудной жилы (план).

1 — сланцы; 2 — гранит; 3 — дайка габбро-диабазы; 4 — рудная жила: кварц-пиритовая (а) и кварц-молибденитовая (б) минеральные ассоциации; 5 — место взятия ориентированных образцов; 6 — элементы заледания

Требуется определить амплитуду перемещения по разрывному нарушению, построив разрез в плоскости сместителя.

Задача 22. Дан план рудной жилы (рис. 161). Пространственная ориентировка шлифов и результаты замеров оптических осей зерен кварца на участках I и II показаны на диаграммах.

Требуется определить число и направление перемещений в плоскости рудной жилы.

Как уже отмечалось, шлифы, изготавливаемые из специально отобранных образцов, ориентируют в плоскости разрывного нарушения или по линии падения нарушения. Порода изучается как вблизи, так и вдали от нарушения. Получаемые диаграммы тектонитов дают возможность установить направление движения в плоскости разрывного нарушения.

В качестве примера решена задача 19. Изучение шлифа показало наличие S-тектонита с осью a , совпадающей с линией падения нарушения. Следовательно, направление движения в плоскости нарушения было вертикальным. Затем графическим способом находим линии сопряжения смещенных частей рудной жилы со сместителем, а расстояние между этими следами по направлению оси a S-тектонита и есть амплитуда DE , равная 32,5 м.

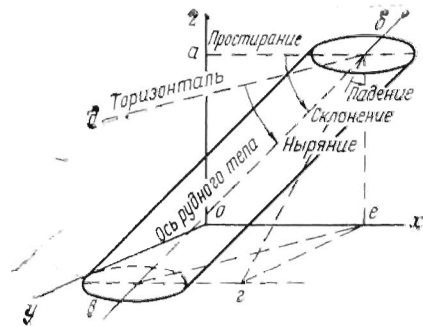


Рис. 162. Элементы залегания рудного столба

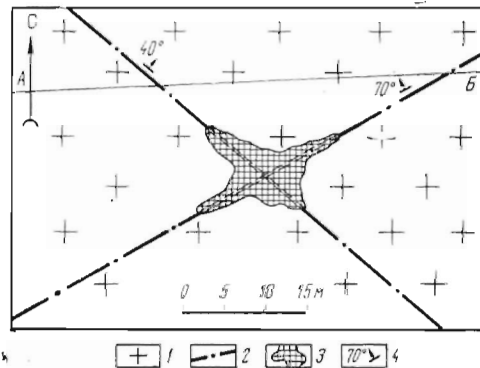


Рис. 164. Рудный столб на пересечении разрывных нарушений (план).
1 — гранит; 2 — разрывные нарушения; 3 — рудный столб;
4 — элементы залегания

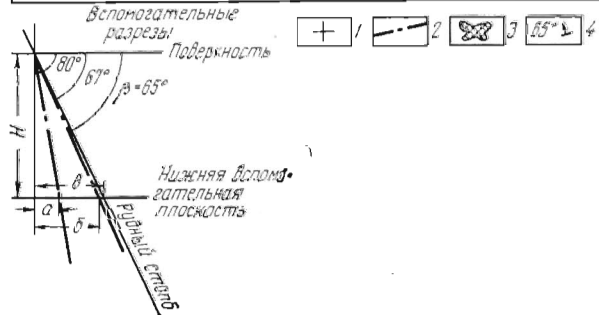
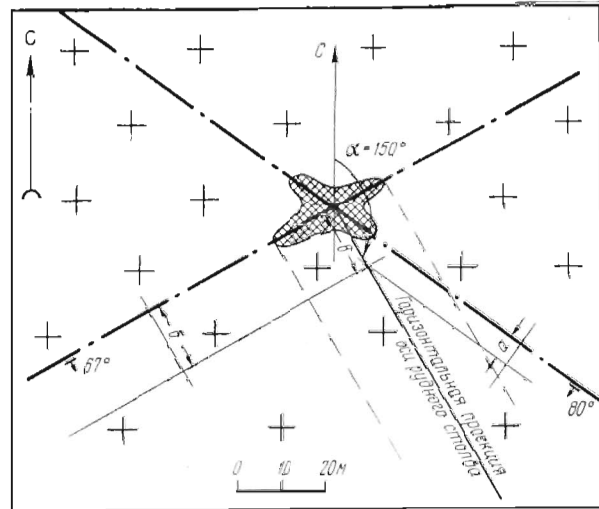


Рис. 163. Рудный столб, приуроченный к участку пересечения разрывных нарушений (план).
1 — гранит; 2 — разрывные нарушения; 3 — рудный столб;
4 — элементы залегания

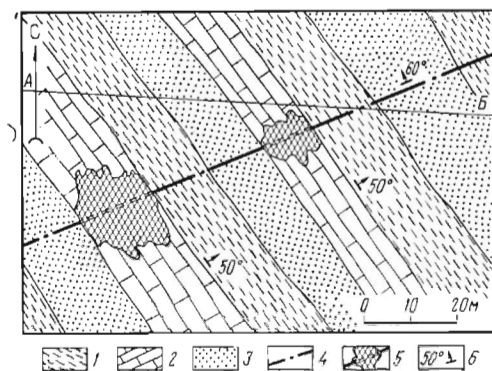


Рис. 165. Рудные столбы на пересечении пластов карбонатных пород разрывным нарушением (план).

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — песчаники; 4 — разрывное нарушение; 5 — рудные столбы; 6 — элементы залегания

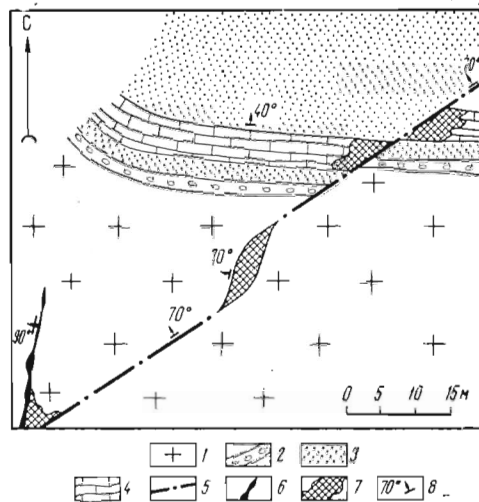


Рис. 166. Геологическая схема участка с различными структурными типами рудных столбов.

1 — граниты; 2 — базальные конгломераты; 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — разрывное нарушение; 6 — минерализованная опояривающая трещина; 7 — рудные столбы; 8 — элементы залегания

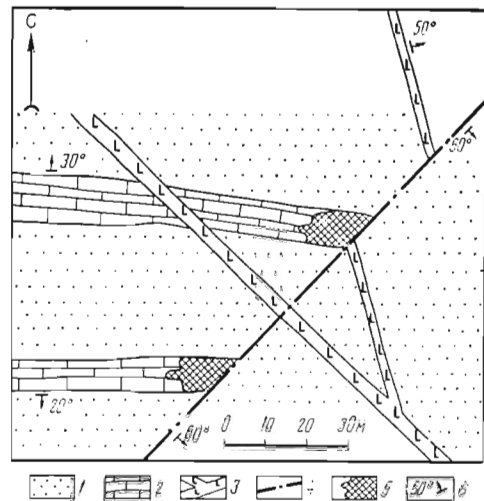


Рис. 167. Геологическая схема участка, 1 — песчаники; 2 — известняки; 3 — дорудные дайки диабазов; 4 — дорудное разрывное нарушение; 5 — рудные тела; 6 — элементы залегания

При решении задачи 20 и построении разреза элементы залегания горных пород и разрывного нарушения следует определить исходя из топографии местности. Задача 21 легко решается путем построения продольного разреза в плоскости разрывного нарушения. При решении задачи 22 необходимо определить направление внутриминерализационных подвижек.

ТЕМА 5. РУДНЫЕ СТОЛБЫ

При проведении разведочных работ часто приходится иметь дело с рудными столбами, приуроченными к участкам пересечения, сопряжения, разветвления разрывных нарушений, участкам искривления нарушений и сопряжения с ними оперяющих трещин, а также к местам пересечения пластов, благоприятных для локализации оруденения, разрывными нарушениями. Элементы залегания таких рудных столбов определяются элементами залегания разрывных нарушений и пластов горных пород.

Рудный столб с наклонной осью и слегка удлинненным в одном направлении горизонтальным сечением изображен на рис. 162. Среди элементов залегания столба различают простирание, склонение, ныряние и падение. Все они определяются по отношению к системе координат участка месторождения. Для всех структурных типов рудных столбов необходимо определить положение оси рудных столбов: азимут простирания ее горизонтальной проекции (α) и угол погружения оси (β).

Задача 23. Дан рудный столб, приуроченный к участку пересечения разрывных нарушений (рис. 163).

Требуется определить азимут простирания оси рудного столба и угол ее погружения.

Задача 24. Дан рудный столб на пересечении разрывных нарушений (рис. 164).

Определить элементы залегания рудного столба и построить разрез по линии АБ.

Задача 25. Даны рудные столбы на пересечении пластов карбонатных пород разрывным нарушением (рис. 165).

Определить элементы залегания рудных столбов и построить разрез по линии АБ.

Задача 26. Дана геологическая схема участка с различными структурными типами рудных столбов (рис. 166).

Определить: 1. Направление дорудного перемещения в плоскости нарушения и амплитуду.

2. Элементы залегания рудных столбов и показать предполагаемое продолжение их ниже поверхности.

Задача 27. Дана геологическая схема участка (рис. 167).

Требуется: 1. Определить элементы залегания столбообразных рудных тел.

2. Найти положение смещенных частей рудных тел висячем боку нарушения.

В качестве примера рассмотрим решение задачи 23. Ось рудного столба здесь является линией пересечения двух различно ориентированных плоскостей. Горизонтальная проекция оси определяется графическим способом. Азимут простирания ее $\alpha = 150^\circ$. Угол погружения столба находим методом совмещенных разрезов. На график вспомогательных разрезов переносим горизонтальное продолжение рудного

столба (*b*) для глубины *H*, взятое с плана, и определяем угол $\beta = 65^\circ$. Он всегда оказывается меньше углов падения трещин, ограничивающих рудный столб.

ТЕМА 6. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Установление истории формирования геологической структуры рудного поля, месторождения и рудного тела является необходимым как для решения генетических вопросов, так и для выяснения закономерностей локализации оруденения, что обеспечивает наиболее рациональное направление поисковых и разведочных работ.

При исследовании структуры рудного поля или месторождения обычно выделяют этапы их формирования, под которыми понимают определенные (иногда значительные) промежутки времени, в течение которых происходит образование элементов складчатой структуры, разрывных нарушений, внедрение магматических пород и отложение руд. Выделение каждого этапа должно быть обосновано достоверным фактическим материалом, основным на детальных зарисовках, в ряде случаев подкрепляемых микроскопическими исследованиями. Особенно важно определить время рудного процесса по отношению ко времени формирования тектонических элементов (складок, разрывов) и проявлениям магматических образований (интрузивных и вулканических). Обычно на каждом объекте выделяют дорудный, рудный и послерудный этапы. Всегда важно воссоздать геологическую обстановку, существовавшую к моменту рудоотложения, так как главным образом она определяет закономерности локализации оруденения и размещения рудных тел. Тектонические движения рудного этапа находят отражение в морфологии и строении рудных тел, зональном распределении минерализации различных стадий, приводят к образованию обогащенных участков. С послерудными тектоническими движениями связано усложнение формы рудных тел, метаморфизм руд.

Однако выделение лишь трех этапов (дорудного, рудного и послерудного) очень часто оказывается недостаточным. Дорудная история формирования структуры месторождений в большинстве случаев весьма сложная и многоэтапная. Особенно это касается складчатых областей со сложными магматическими (интрузивными и вулканическими) комплексами пород, а также областей тектонической и магматической активизации. Поэтому в дорудной истории выделяются этапы формирования складчатости и разрывных нарушений, внедрения магматических образований (может быть несколько этапов), а затем выявляется и собственно прорудный этап. Наиболее сложной является история формирования месторождений, приуроченных к крупным вулканическим сооружениям и отдельным жерлам вулканов. В таких случаях обязательно нужно различать следующие этапы: довулканический, вулканические (собственно вулканический и субвулканический), этапы внедрения гипабиссальных гранитоидов и даек, рудный и послерудный. Гидротермальная деятельность иногда сама оказывается многоэтапной, разделенной внедрением магматических тел.

Анализу истории формирования структуры рудных полей и месторождений в пособии отведено значительное место. Приведены задачи по месторождениям жильного (29—32) и штокверкового (33 и 34) типов, а также по месторождениям, приуроченным к вулканическим сооружениям и трубкам взрывов (35—38).

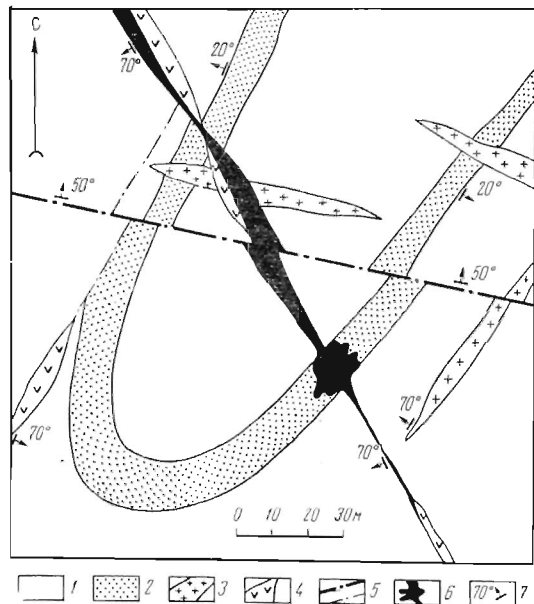


Рис. 168. Геологический план участка (по Л. И. Лукину).
 1 — сланцы; 2 — песчаники; 3 — гранит-порфиры; 4 — лампрофиры; 5 — разрывные нарушения; 6 — рудное тело; 7 — элементы залегания

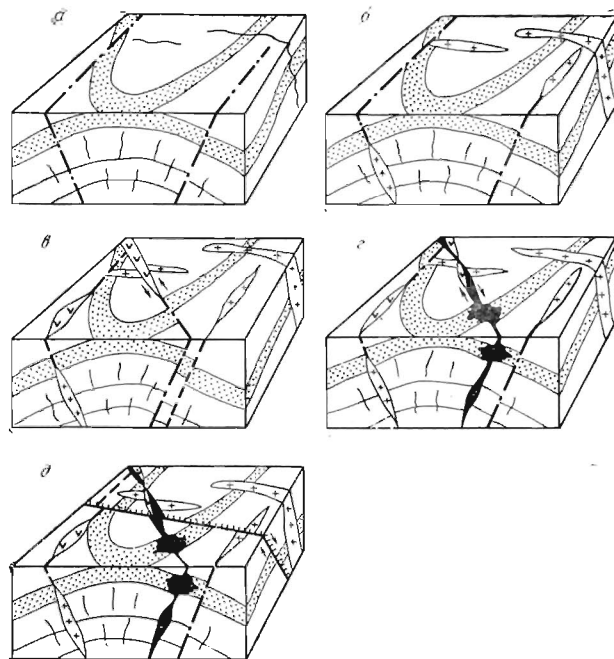


Рис. 169. Основные этапы формирования геологической структуры участка (см. рис. 168) (по Л. И. Лукину с дополнениями):

а — додайковый (образование складки и заложение разрывных нарушений, сопряженных со складкой); *б* — внедрение даек лампрофиров; *в* — внедрение даек гранит-порфиров; *г* — рудный; *д* — послерудный

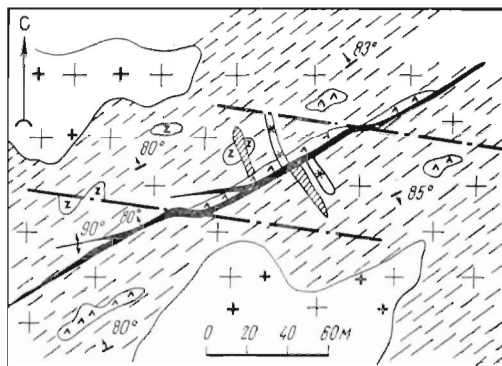


Рис. 170. Геологическая схема участка (по А. В. Дружинину, 1952 г.).

1 — гранит порфиры; 2 — граниты катаклазированные полосчатые; 3 — габбро (ксенолиты); 4 — лампрофиры; 5 — сиенит-порфиры; 6 — пегматиты; 7 — рудное тело; 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы залегания

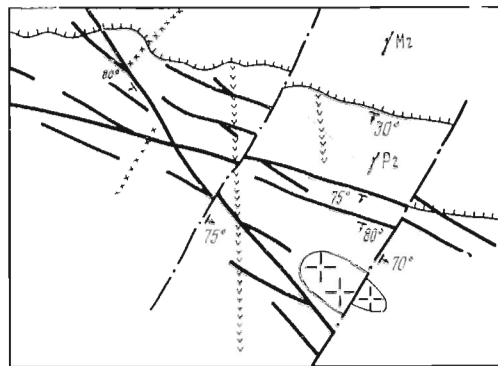


Рис. 171. Геологическая схема жилчатого вольфрамового месторождения.

1 — ксенолит нижнепалеозойского кварцевого диорита; 2 — контакт между мезозойскими и палеозойскими гранитоидами; 3 — дайки графитов; 4 — дайки кварцевых порфиров; 5 — кварц-вольфрамитовые жилы; 6 — разрывные нарушения; 7 — элементы залегания

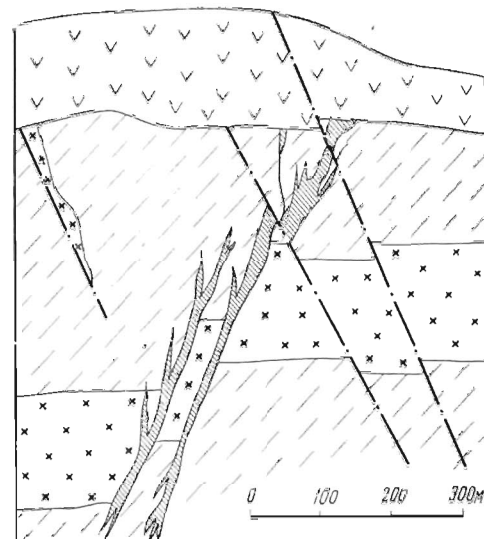
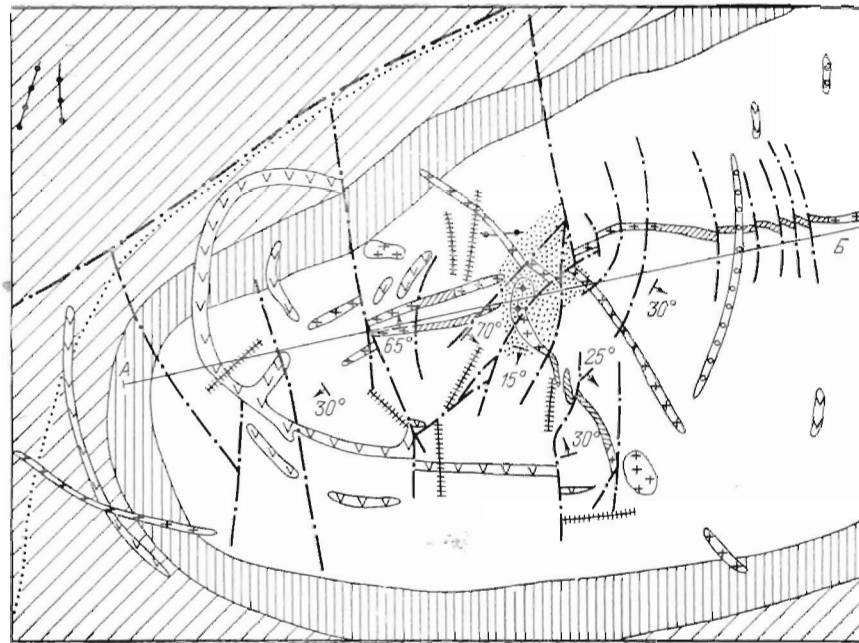


Рис. 172. Разрез полиметаллического месторождения.

1 — сланцы; 2 — роговообманковые порфиры; 3 — склад кварцевых диоритов; 4 — рудные тела; 5 — разрывные нарушения



Разрез по АБ

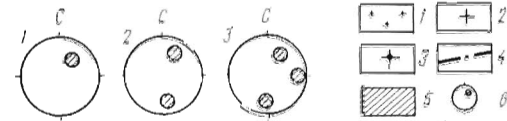
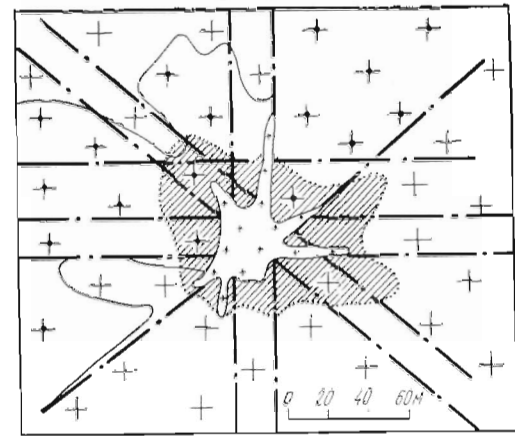
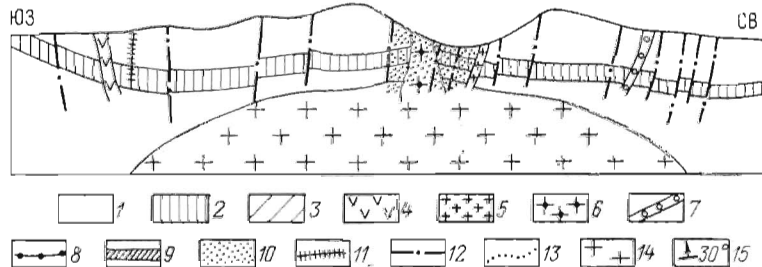


Рис. 174. Структурная схема штокверкового молибденового месторождения.

1 — гранит-порфиры (Ja); 2 — мелкозернистые плагиограниты (П); 3 — порфириформные биотитовые граниты (Т); 4 — разрывные нарушения; 5 — рудносымый штоквер; 6 — диаграммы элементов залегания прожилков: 1 — кварц-молибденитовых, 2 — кварц-пиритовых, 3 — кварц-карбонатных

Рис. 173. Геолого-структурная схема Экутского оловорудного месторождения, Чукотка (по В. Д. Нартикову и М. Н. Лелешову, 1972 г.).

1-3 — верхний отдел триаса: 1 — алевролиты с редкими прослоями весчанников (верхний горизонт); 2 — алевролиты и сланцы (средний горизонт), 3 — песчаники с ишломощными прослоями глинистых сланцев (нижняя толща); 4 — дайки лампрофиров; 5 — дайки и штоки кварцевых морфиров; 6 — гранит-порфиры; 7 — дайки фельзитов; 8 — дайки диоритовых порфиров; 9 — минерализованные зоны даек; 10 — окварцованные породы; 11 — касситерит-кварцевые жилы; 12 — разрывные нарушения; 13 — контур интенсивного ороговичивания; 14 — предполагаемый гранитоидный массив; 15 — элементы залегания

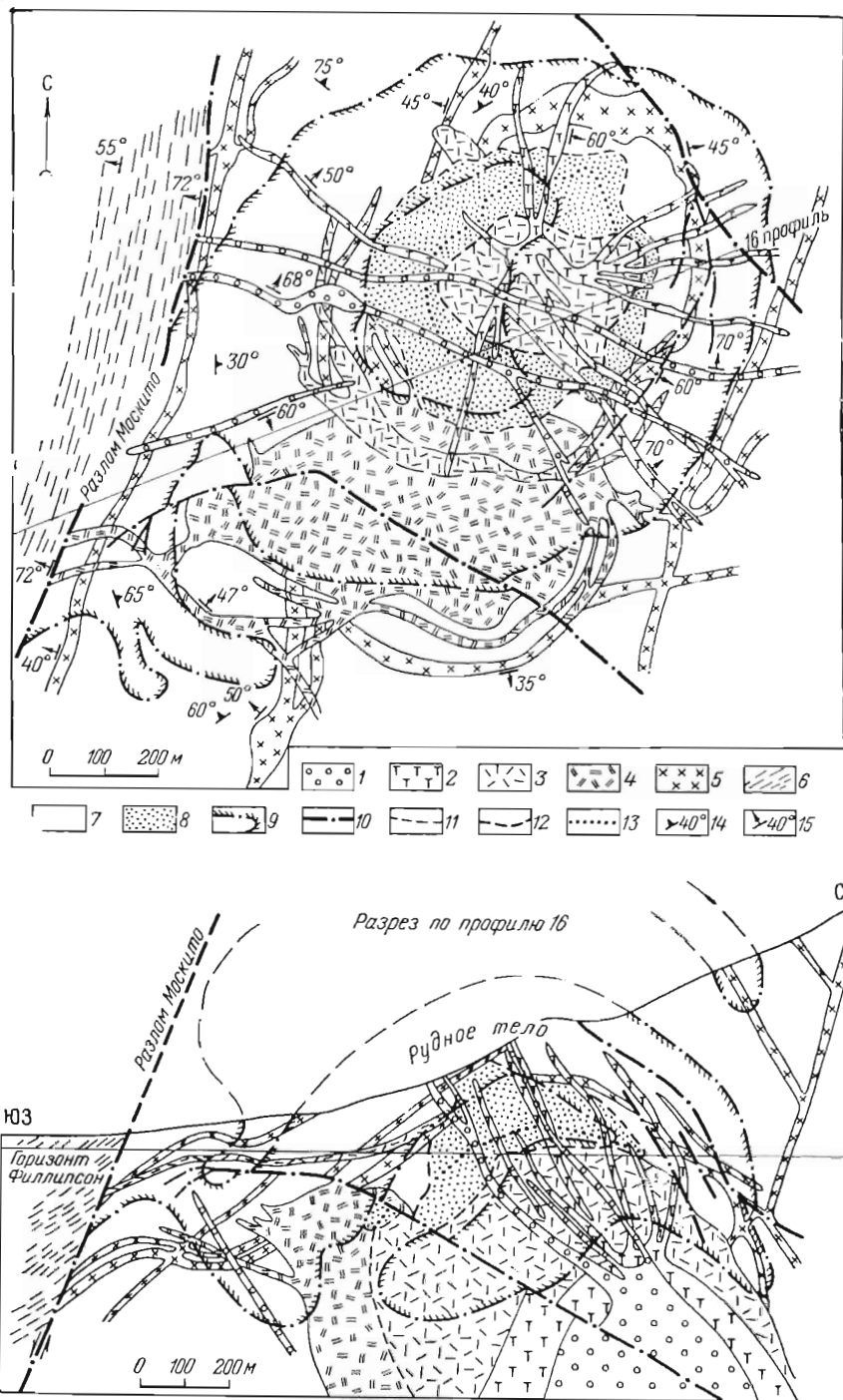


Рис. 175. Схематизированный геологический план (горизонт штольни Филлипсон) и разрез месторождения Клаймакс (по С. Р. Уоллесу и др., 1973). (легенду см. на стр. 249)

Рис. 176. Геологическая схема рудоносной палеовулканической кальдеры.

1 — отложения нижних структурных ярусов (на схеме не заштриховано); 2 — вулканогенные породы; 3-4 — субвулканическая фация; 3 — гранит-порфиры; 4 — липаритовые, липарито-дацитовые порфиры и другие породы; 5 — вулканические жерла и трубки порфиров; 6 — месторождения сульфидных руд; 7 — дайки основного и среднего состава; 8 — дайки диабазов; 9 — гипабиссальные граниты; 10 — разрывные нарушения

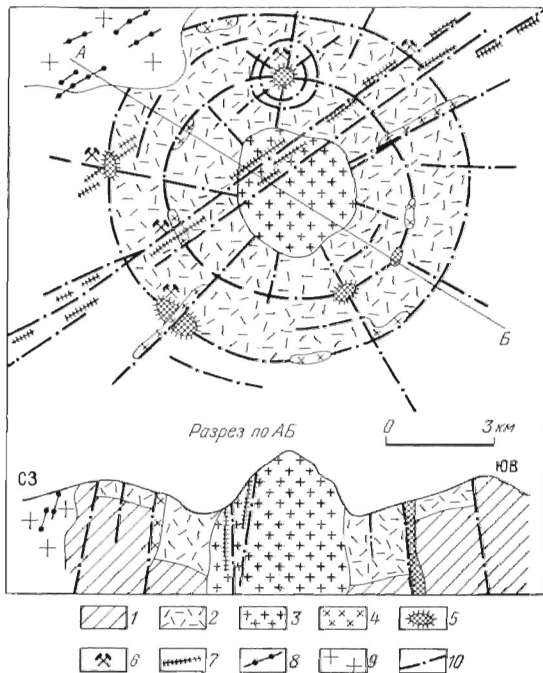
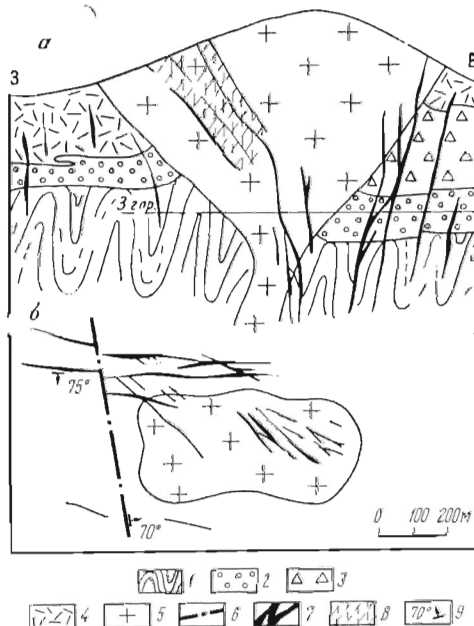


Рис. 177. Геологический разрез (а) и план горизонта 3 (б) оловянно-серебряного месторождения.

1 — палеозойские сланцы; 2 — конгломераты; 3 — лавобрекчии; 4 — туфы; 5 — экструзивные липаритовые порфиры; 6 — разрывные нарушения; 7 — рудные жилы; 8 — рудный штокверк; 9 — элементы залегания



Породы третичного магматического комплекса: 1-4 — порфировые породы группы Клаймакс: 1 — поздние дайки риодит-порфиров; 2 — внутрирудные порфировые дайки; 3 — Центральный массив порфирировых пород штока Клаймакс; 4 — Юго-Западный массив порфирировых пород штока Клаймакс; 5 — кварц-монцитовые порфиры; 6 — формация Миллери пенсильванского возраста (P₂), содержащая около 40% силлов кварцевых монцитов третичного возраста; 7 — докембрийские породы, граниты и кристаллические сланцы, нерасчлененные; 8 — сильно окварцованные породы; 9 — контур молибденового оруденения с содержанием 0,2% Mo; 10 — разрывные нарушения; 11 — контакты горных пород предполагаемые; 12 — граница сильно окварцованных пород (постепенная); 13 — предполагаемое положение контактной пород в зоне окварцования; 14 — элементы залегания полосчатости докембрийских пород; 15 — элементы залегания палеозойских пород, даек и разрывных нарушений

Задача 28. Дан геологический план участка (рис. 168).

Требуется: 1. Выявить основные этапы формирования геологической структуры участка и изобразить каждый этап отдельной схемой.

2. Определить генетический тип разрывных нарушений, выполненных дайками и рудой.

Формирование структуры месторождения, приуроченного к антиклинальной складке, осложненной несколькими системами разновозрастных разрывных нарушений происходило не менее чем в пять последовательных этапов (рис. 169).

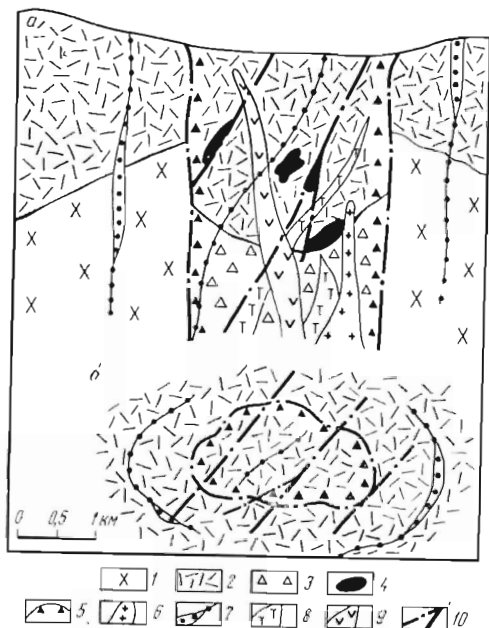


Рис. 178. Геологические разрез (а) и план (б) медного месторождения, приуроченного к вулканическому жерлу с кальдерой оседания.

1 — кварцевые диориты; 2 — туфы; 3 — лавобрекчии; 4 — рудные тела; 5 — кольцевые брекчии оседания (оруденелые); 6 — кварцевые порфиры; 7 — лампрофилы; 8 — липарито-дациты; 9 — андезитовые порфириты; 10 — разрывные нарушения

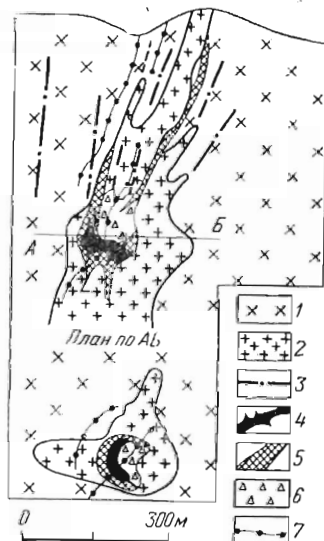


Рис. 179. Разрез полиметаллического месторождения, приуроченного к трубке взрыва.

1 — интрузивные породы; 2 — гипабиссальные гранит-порфиры; 3 — тектонические трещины; 4 — массивные сульфидные руды; 5 — вкрапленные сульфидные руды; 6 — брекчии взрыва; 7 — дайки порфиритов

Задача 29. Дана геологическая схема участка (рис. 170).

Требуется определить: 1. Историю формирования структуры участка.

2. Генетический тип рудовмещающих трещин.

3. Амплитуды перемещений вдоль трещин в каждом этапе формирования структуры.

4. Время заложения мелкой трещиноватости в гранитах.

Задача 30. Дана геологическая схема жильного вольфрамового месторождения (рис. 171).

Определить: 1. Этапы формирования структуры месторождения.

2. Генетические типы трещин, вмещающих рудные жилы и дайки.

3. Относительный возраст разрывных нарушений.

Задача 31. Дан разрез полиметаллического месторождения (рис. 172).

Требуется: 1. Выявить основные этапы формирования структуры месторождения и изобразить каждый этап отдельной схемой.

2. Определить генетический тип разрывных нарушений каждого этапа и направление перемещения по ним.

Задача 32. Дана геолого-структурная схема Эжугского оловорудного месторождения (рис. 173).

Определить: 1. Последовательность геологических событий на площади месторождения и возможные генетические типы разрывных нарушений.

2. Основные этапы формирования структуры месторождения.

Задача 33. Дана структурная схема штокверкового молибденового месторождения (рис. 174).

Определить: 1. Структурно-геологическую позицию месторождения.

2. Последовательность формирования штокверка.

Задача 34. Дан схематизированный геологический план и разрез месторождения Клаймакс (рис. 175).

Требуется: 1. Определить основные этапы формирования структуры месторождения.

2. Предусмотреть мероприятия для дополнительного изучения структуры месторождения.

Задача 35. Дана геологическая схема рудоносной палеовулканической кальдеры (рис. 176).

Требуется 1. Выявить основные этапы формирования кальдеры и представить их в виде ряда схем.

2. Наметить порядки разрывных нарушений (первого, второго, третьего и более высоких), разработать для них условные обозначения и представить в виде структурной схемы.

Задача 36. Дан геологический разрез и план горизонта 3 оловянно-серебряного месторождения (рис. 177).

Требуется: 1. Выявить основные этапы формирования структуры месторождения и представить их в виде схем.

2. Показать на разрезе предполагаемую эродированную часть экструзива липаритовых порфиров.

Задача 37. Дан геологический разрез и план медного месторождения (рис. 178).

Требуется выявить основные этапы формирования структуры месторождения.

Задача 38. Дан разрез полиметаллического месторождения, приуроченного к трубке взрыва (рис. 179).

Требуется выявить основные этапы формирования структуры месторождения.

ТЕМА 7. ТЕКТНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

В рудных полях и месторождениях геолог наблюдает результаты деформаций горных пород (складчатые формы и разрывные нарушения). На основании этих наблюдений можно восстановить поля тектонических напряжений, которые существовали на определенных этапах формирования структуры месторождений и породили эти деформации.

При анализе геологической структуры можно пытаться выяснить

лишь ориентировку главных осей напряжений, считая их совпадающими с главными осями деформации (Белюсов, 1971). При определении главных осей деформации в складчатых районах необходимо детально изучать разлннизование и будинаж относительно более хрупких слоев, заключенных среди более пластичных, изучать складки волочения и мелкую трещиноватость (кливаж).

При восстановлении полей деформации и напряжений по разрывам главное значение имеет выяснение генетического типа трещин (скол или отрыв) и направления перемещений по сколовым нарушениям. Трещины отрыва всегда располагаются нормальнo к оси *A* — максимального растяжения и удлинения (см. рис. 9). Трещины скальвания совпадают с плоскостями максимальных касательных напряжений. И если на месторождении имеются две системы трещин скола, расположенных под углом 90° , то линия пересечения этих систем соответствует средней оси деформации и напряжению *B*. Ось максимального сжатия *C* перпендикулярна к осям *A* и *B*.

В природных условиях деформация является объемной. Растяжение происходит по двум осям — *A* и *B*. Число систем возникающих трещин в подавляющем большинстве случаев не соответствует теоретически возможному. Отдельные системы отсутствуют. И поэтому восстановление полей деформаций оказывается задачей достаточно сложной. На рис. 180 приведена схема участка, на котором одни и те же дайки диоритовых порфириров приурочены к двум системам трещин: меридионального и северо-восточного простирания. Дайки обеих систем являются одновозрастными, так как наблюдается непосредственный переход даек из трещин одной системы в другую. Кроме того, детальное изучение формы даек показало,

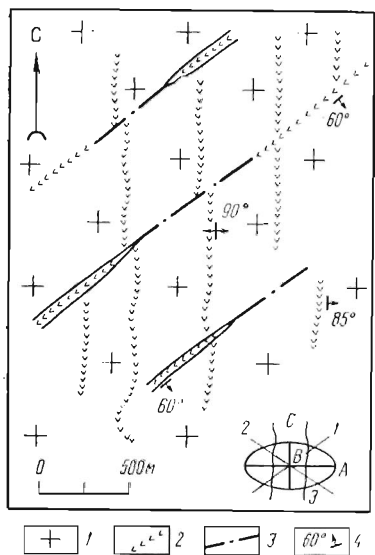


Рис. 180. Геологическая схема участка.

1 — граниты; 2 — дайки диоритовых порфириров; 3 — тектонические трещины; 4 — элементы залегания

что меридиональные приурочены к трещинам отрыва, а северо-восточные — к трещинам скальвания, так как вдоль них имеются смещения пород. Изложенное дает возможность восстановить ориентировку осей деформации для этапа внедрения даек. Ось *A* имеет широтное направление и является горизонтальной, так как дайки меридионального направления имеют углы падения $85-90^\circ$. Средняя ось — *B*, перпендикулярная к оси *A*, занимает наклонное положение и погружается в южном направлении. Точную ориентировку оси *B* установить в рассматриваемом случае невозможно, так как отсутствует вторая система трещин скальвания. Ось максимального сжатия *C* имеет меридиональное направление и погружается на север.

Задача 39. Даны схематические план и разрез жильного арсенипиритового месторождения (рис. 181).

Требуется: 1. Определить пространственную ориентировку главных осей деформации и показать их на плане и разрезе.

2. Ответить на вопрос — какие жилы можно еще обнаружить на месторождении, учитывая ориентировку осей деформации.

Задача 40. Дана геологическая схема участка (рис. 182).

Требуется: 1. Выяснить основные этапы формирования геологической структуры участка.

2. Определить пространственную ориентировку главных осей деформации и показать ее на геологическом плане.

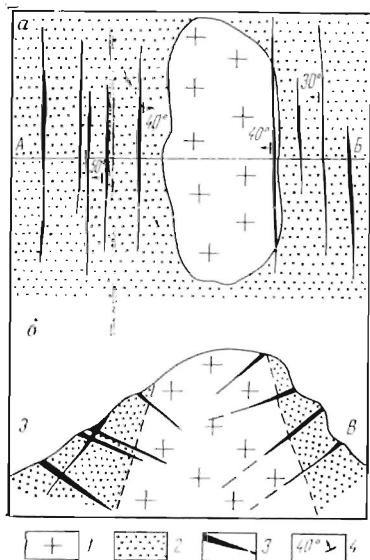


Рис. 181. Схематические план (а) и разрез по линии АБ (б) жильного арсенипиритового месторождения.

1 — граниты; 2 — осадочные породы; 3 — рудные жилы; 4 — элементы залегания

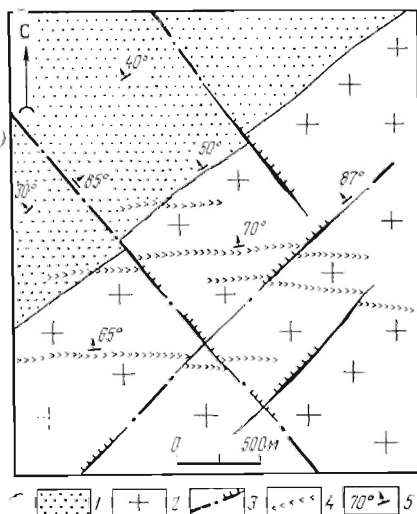


Рис. 182. Геологическая схема участка.

1 — ороговикованные осадочные породы; 2 — граниты; 3 — разрывные нарушения с приуроченными к ним золото-кварцевыми жилами; 4 — дайки лампрофиров весьма сложной формы; 5 — элементы залегания

Задача 41. Дана геолого-структурная схема золоторудного месторождения (рис. 183).

Требуется определить основные этапы формирования геологической структуры месторождения, а также пространственную ориентировку главных осей деформации в каждом этапе.

Чтобы решить задачи по рассматриваемой теме, необходимо иметь в виду, что ориентировка осей деформации должна выявляться для каждого этапа раздельно. Нужно выявить тектонические трещины, возникшие одновременно, определить генетический тип трещин и направление перемещений по сколовым нарушениям. Лишь после этого следует решать главную задачу.

Знание ориентировки главных осей деформации на различных этапах формирования геологической структуры рудного поля или месторождения имеет не только теоретическое значение, но и позволяет предсказывать ориентировку и генетический тип трещин, которые пока не обнаружены, но могли проявиться. А это имеет важное практическое значение.

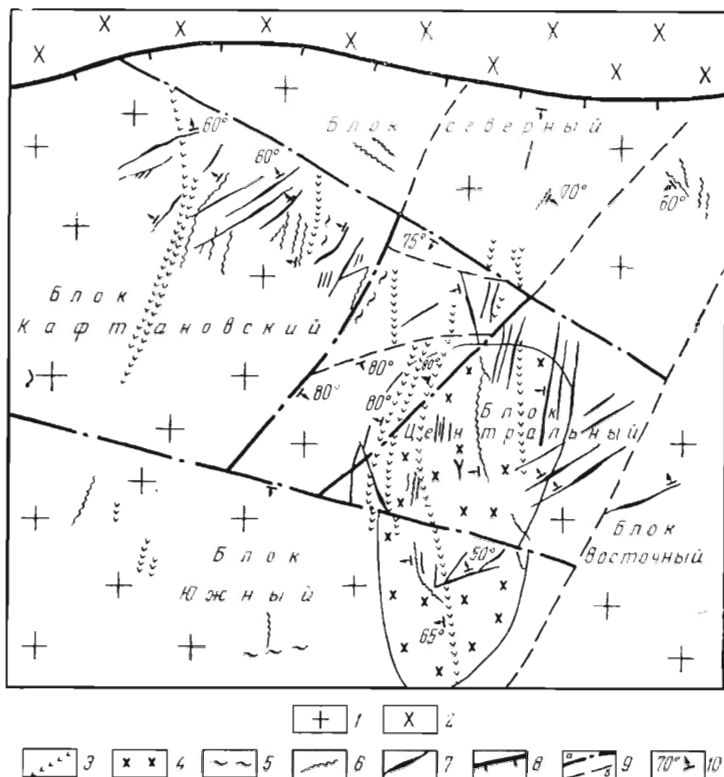


Рис. 183. Геолого-структурная схема золоторудного месторождения (по В. Е. Тулякову, О. И. Широкому, 1972).

1 — биотитовые плагиограниты (C_2); 2 — гранодиориты (C_2); 3 — дайки диоритовых порфиритов, гибридных лампрофиров и гранодиорит-порфиритов (J_3); 4 — шток кварцевых диоритов (J_2); 5 — жилы кальцедоновидного кварца с кальцитом, флюоритом и цеолитами; 6 — кварц-турмалин-сульфидные жилы; 7 — рудные жилы; 8 — глубинный разлом; 9 — разрывные нарушения дорудные (а) и послерудные (б); 10 — элементы залегания

ТЕМА 8. ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ В ИЗУЧЕНИИ СТРУКТУР МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖИЛЬНЫХ, ШТОКВЕРКОВЫХ И ПРИУРОЧЕННЫХ К ВУЛКАНИЧЕСКИМ СООРУЖЕНИЯМ

Основные методы изучения структур эндогенных рудных месторождений рассмотрены ранее. Однако следует отметить, что изучение месторождений различных структурных типов имеет свои специфические особенности.

Жильные месторождения находятся в самой различной геологической обстановке, залегая в интрузивных, осадочных, вулканогенно-осадочных и интенсивно дислоцированных метаморфических породах. Они приурочены к одной, двум и более системам прямолинейных трещин скалывания и редко отрыва, а также к кольцевым, дуговым и радиальным разрывным нарушениям. Масштаб жил весьма разнообразный. Протяженность их по простиранию измеряется от нескольких десятков и сотен метров до нескольких километров. По падению они отрабатываются на интервалах от нескольких сотен метров до 1,5—2,0 км и более при мощности от 1—2 до 10 м и более в раздувах

с образованием рудных столбов. В рудных полях и месторождениях обычно формируются системы многочисленных жил и реже образуются и обрабатываются единичные жильные рудные тела. Как правило, жильные месторождения приурочены к дайковым полям, узлам пересечения и сопряжения крупных разрывных нарушений. Поэтому кроме жил в рассматриваемых месторождениях проявляются крупные разрывы различного направления. Независимо от структурного типа жильных месторождений и геологической обстановки, в которой они находятся, всегда приходится выяснить и изучить:

1. Генетический тип разрывных нарушений и трещин, выполненных дайками и рудными жилами, направление предрудных подвижек по сколовым трещинам. Соотношение разрывных нарушений со складчатой структурой.

2. Последовательность внедрения даек и возрастные соотношения их с рудными телами.

3. Возрастные соотношения между различными системами жил, а также между жилами и крупными разрывными нарушениями (особенно поперечными).

4. Морфологию жил, наличие пережимов, изгибов и искривлений по простиранию и падению. Наличие апофиз в оперяющих трещинах и генетический тип этих трещин.

5. Внутреннее строение жил, стадийность минерализации и направление внутриминерализационных подвижек.

6. Физико-механические свойства вмещающих пород, особенно в тех случаях, когда площадь сложена разнородной слоистой толщей. Особенности морфологии жил в различных породах.

7. Околорудные изменения вмещающих пород и способы отложения минерального вещества (метасоматоз и выполнение открытых полостей).

8. Рудные столбы и обогащенные участки и условия, благоприятные для их возникновения. Склонение рудных столбов.

9. Зональность оруденения на площади рудных полей, месторождений и в отдельных жилах по простиранию и падению.

10. Строение жил в вертикальном разрезе, а также способы и причины их выклинивания.

Задача 42. Дана структурная схема Букукинского вольфрамового месторождения (рис. 184).

Требуется составить программу изучения структуры этого месторождения, наметить основные вопросы, подлежащие разрешению, и рекомендовать необходимые для этого методы исследования.

Штокверковые месторождения формируются, так же как и жильные, в разнообразной геологической обстановке и размещаются в интрузивных, осадочных, метаморфических и других породах в узлах пересечения крупных разрывных нарушений различного направления. Эти месторождения часто приурочены к куполам гранитоидов и породам кровли над куполами. Ряд штокверковых месторождений приурочен также к апикальным частям небольших штокообразных интрузивов и трубкам взрывов, а также к жерлам древних вулканов, особенно с кальдерой оседания.

На многих месторождениях встречаются разнообразные и многочисленные дайки. На значительной площади вмещающие породы подверглись гидротермальному изменению. Площадь рудоносных штоквер-

ков достигает нескольких квадратных километров, а глубина распространения оруденения 500—700 м.

Независимо от масштаба штокверков и их структурно-геологической позиции на всех месторождениях необходимо выяснить и изучить:

1. Последовательность внедрения и форму интрузивных массивов и особенно даек.

2. Форму и строение тел эруптивных брекчий.

3. Внутреннее строение штокверка и возрастные соотношения между крупными разрывными нарушениями различного направления, а также между нарушениями и дайками.

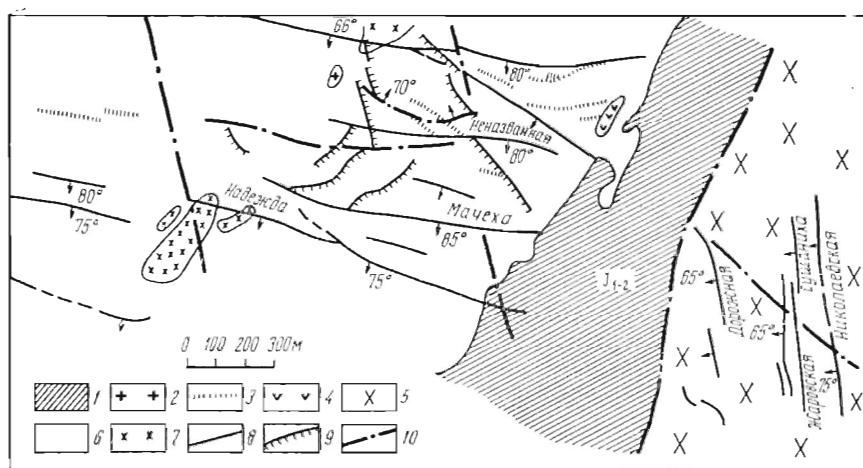


Рис. 184. Структурная схема Букуинского вольфрамового месторождения (по А. В. Дружинину, 1960 г.).

1 — песчаники и сланцы (J₁₋₂); 2 — гранит-порфиры; 3 — дайки гранодиорит-порфира и лампрофиров; 4 — кварц-диоритовые порфириты; 5 — роговообманковые гранодиориты; 6 — гранодиориты (букуинские); 7 — кварцевые диориты и лампрофиты; 8 — кварцевые жилы крутопадающие; 9 — кварцевые жилы пологопадающие (цифрами даны номера жил); 10 — разрывные нарушения

4. Возрастные соотношения между дайками и оруденением. Этапы и стадии минерализации.

5. Ориентировку прожилков различных стадий минерализации и закономерности пространственного сочетания их с крупными разрывными нарушениями.

6. Вертикальную структурную зональность.

7. Гидротермальные метасоматиты, их фаціальную зональность, связь с крупными разрывными нарушениями и мелкой трещиноватостью, а также зависимость от петрографического состава пород.

8. Зональность оруденения и закономерности образования обогащенных участков.

Задача 43. Дана схематическая геологическая карта Жирекенского молибденового месторождения (рис. 185). Площадь его сложена интрузивными породами. Широко развиты дайки гранит-порфиров и подчиненно-диоритовых порфиритов. Крупные разрывные нарушения группируются не менее, чем в три системы.

Требуется составить программу изучения структуры этого типичного штокверкового месторождения.

Месторождения, приуроченные к вулканическим сооружениям, характеризуются, как правило, весьма сложным геологическим строением. Разнообразные по форме рудные тела при-

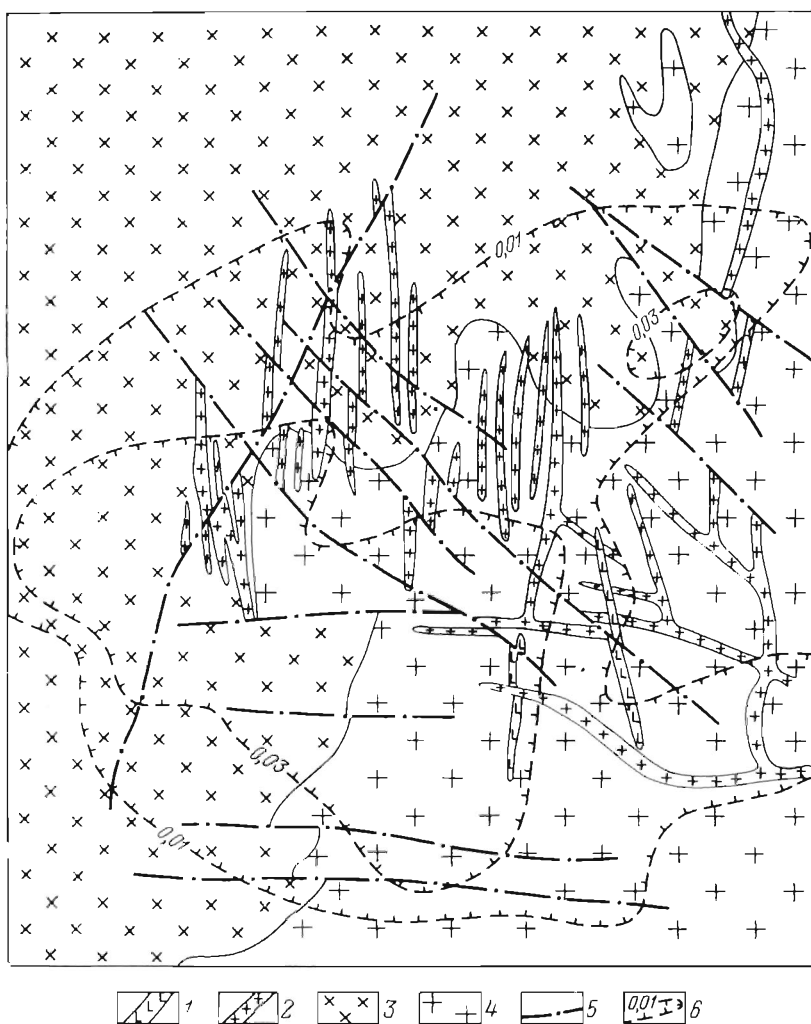


Рис. 185. Схематическая геологическая карта Жирекенского молибденового месторождения (по В. Т. Покалову, 1972).

1 — дайки диоритовых порфиров; 2 — дайки гранит-порфиров; 3 — мелкозернистые порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 4 — средне- и крупнозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; 5 — разрывные нарушения; 6 — изолинии содержания молибдена

урочены к вулканическим жерлам, субвулканическим телам, разрывным нарушениям и горизонтам благоприятных пород среди вулканических покровов. Широко развитые гидротермальные метасоматиты и оруденение формируются в течение нескольких этапов.

При изучении описываемых месторождений необходимо:

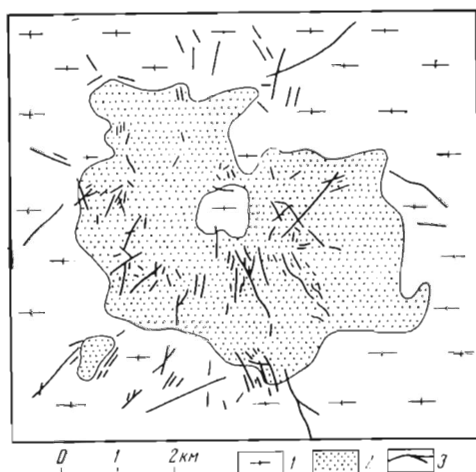


Рис. 186. Схематический план вулканической депрессии с богатым золото-серебряным оруденением, Колорадо, США.

1 — докембрийский фундамент (кристаллические сланцы, гнейсы, граниты); 2 — вулканические породы нерасчлененные; 3 — рудные жилы, дайки и разрывные нарушения

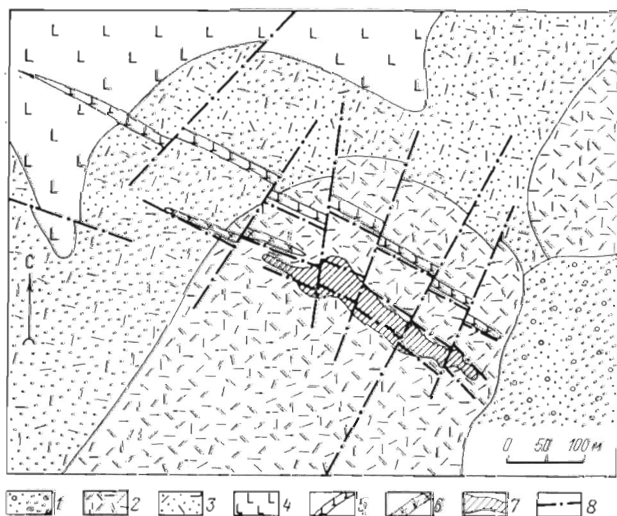


Рис. 187. Схематический план полиметаллического месторождения.

1 — конгломераты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — туфы; 4 — габбро; 5 — диабазовые порфиры; 6 — сиенит-порфиры; 7 — рудное тело; 8 — разрывные нарушения

1. Проводить фаціальний аналіз магматических образований і виділяти вулканіческія покровы, жерловую і субвулканіческую фации, гіпабіссальніе і дайковіе образования.

2. Виявляти рудоносніе магматическіе комплексы і закономірності їх формування.

3. Изучать не только вулканіческіе, но і довулканіческіе і послевулканіческіе разрывніе нарушения как на площади вулканіческіх сооруже́ний, так і в их периферії среди пород фундамента.

4. Определить структурный тип вулканіческого сооруже́ния (вулканокупольный, кальдерный и др.).

5. Изучать форму и строение вулканіческіх аппаратов, трубок взрывов и субвулканіческіх тел, обращая при этом особое внимание на участки с кольцевыми и радиальными разрывными нарушениями.

6. Внимательно изучать участки распространения брекчий, генезис которых бывает весьма разнообразным (вулканіческіе покровы, жерловая фация, автомагматическіе брекчии, брекчии трубок взрывов и др.).

7. Изучать гидротермальніе метасоматиты и оруденение, этапность и стадийность их образования, связь с вулканіческіми структурами и более поздними разрывными нарушениями, а также зональность по отношению к вулканіческім аппаратам и трубкам взрывов.

8. Изучать физико-механическіе свойства пород и гидротермальних метасоматитов и выявляти участки и площади, благоприятные для локализации оруденения.

Задача 44. *Дана упрощенная геологическая схема рудоносного палеовулканіческого сооруже́ния, имеющего весьма сложное геологическое строение (рис. 186).*

Составить программу планомерного изучения его структуры с целью выявления закономерностей локализации золото-серебряного оруденения.

Задача 45. *Дан геологический план полиметаллического месторождения (рис. 187).*

Наметить программу изучения его геологической структуры.

ТЕМА 9. ПОСТРОЕНИЕ БЛОК-ДИАГРАММ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наглядное графическое изображение горно-геологических объектов производят с помощью изолиний и способом разрезов. Изолиниями можно показать рельеф земной поверхности, поверхность почвы и кровли тела полезного ископаемого, поверхности контактов горных пород, изменение мощности рудного тела и т. п. Способ изолиний применяется главным образом в проекции на горизонтальную плоскость, а также на вертикальную или наклонную плоскости. Две последние плоскости используются при изображении сложных замкнутых поверхностей рудных залежей и в других случаях.

Сущность способа разрезов заключается в том, что структура месторождения изображается при помощи характерных геологических разрезов, построенных по ряду разведочных линий. Таким способом можно хорошо отразить внутреннее строение рудной залежи, а также строение вмещающих пород. Однако получить правильное представление о пространственной форме сложной залежи по отдельным разрезам весьма трудно. Применяемые в практике способы изолиний и разрезов не всегда удовлетворяют требованию наглядности при

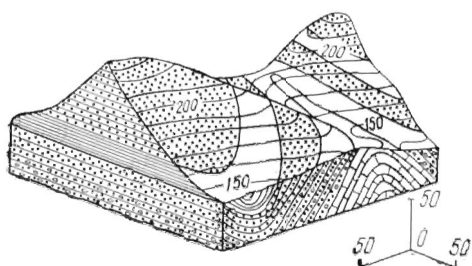


Рис. 188. Блок-диаграмма, составленная из горизонтальных сечений (по И. Д. Гольдину, 1967)

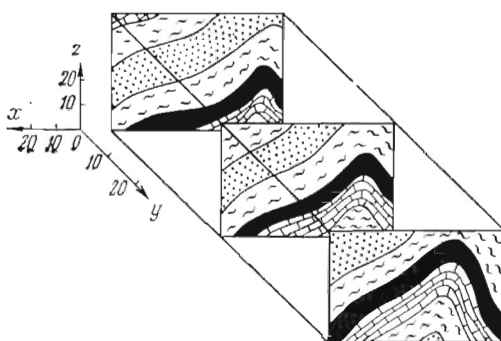


Рис. 189. Блок-диаграмма, составленная из неискаженных разрезов (по И. Д. Гольдину, 1967)

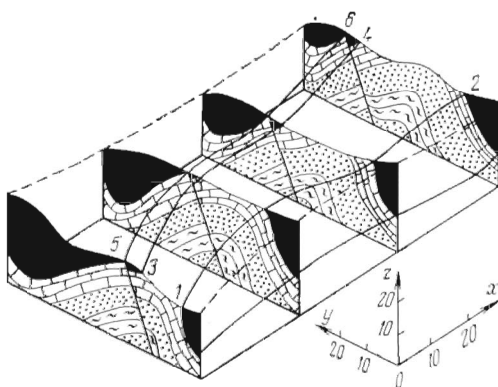


Рис. 190. Блок-диаграмма из вертикальных разрезов, дополненная линиями связи горных пород (по И. Д. Гольдину, 1967)

геометризации сложных форм тел полезных ископаемых. Поэтому применяются блок-диаграммы, которые представляют собой аксонометрическое (или перспективное) изображение характерного участка (блока) месторождения. Построение блок-диаграмм сводится к наглядному изображению каркаса поверхности геологических тел. Этот каркас состоит из линий, полученных в результате сечения поверхностей этих тел различными плоскостями. На исходных чертежах линии каркаса обычно заданы горизонталями кровли и почвы залежи, линия-

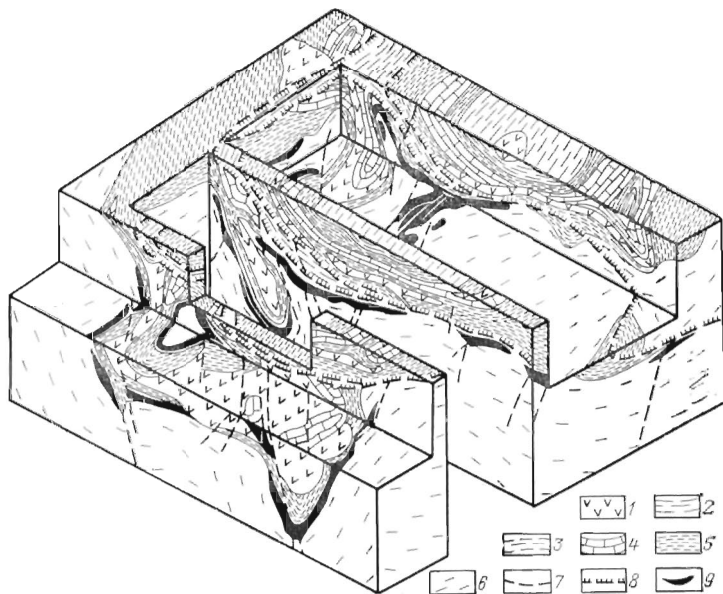


Рис. 191. Блок-диаграмма с многоступенчатыми вырезами, показывающая условия локализации и форму рудных тел на урановом месторождении (по В. А. Крупенинскому, 1969 г.).

- 1 — диабазы; 2 — глинистые и известняково-глинистые сланцы девона; 3 — углисто-глинистые сланцы силура; 4 — известняки силура; 5 — углисто-кремнистые сланцы силура; 6 — слюдисто-глинистые сланцы ордовика; 7 — после складчатые разрывные нарушения; 8 — чешуйчатые надвижки с тектоническими пластинами девонских пород; 9 — рудные тела

ми контуров геологических разрезов и характерных горизонтальных сечений месторождения.

В зависимости от геометрического каркаса блок-диаграммы можно подразделить на составленные: 1) из горизонтальных сечений, 2) из вертикальных разрезов, 3) из горизонтальных сечений и вертикальных разрезов (Гольдин, 1967). Выбор вида блок-диаграмм зависит от наличия исходных горно-геологических материалов. Для большей наглядности блок-диаграммы можно изобразить с преднамеренным растяжением или сжатием их по одному из главных направлений. Если изобразить отдельные участки раздвинутыми, то блок-диаграмма будет разборной. Для вскрытия внутренней структуры применяются вырезы отдельных участков блок-диаграмм. Вырезы ограничивают различными горизонтальными сечениями и вертикальными разрезами, выбор которых определяется решаемыми задачами, формой рудной залежи и наличием исходных данных.

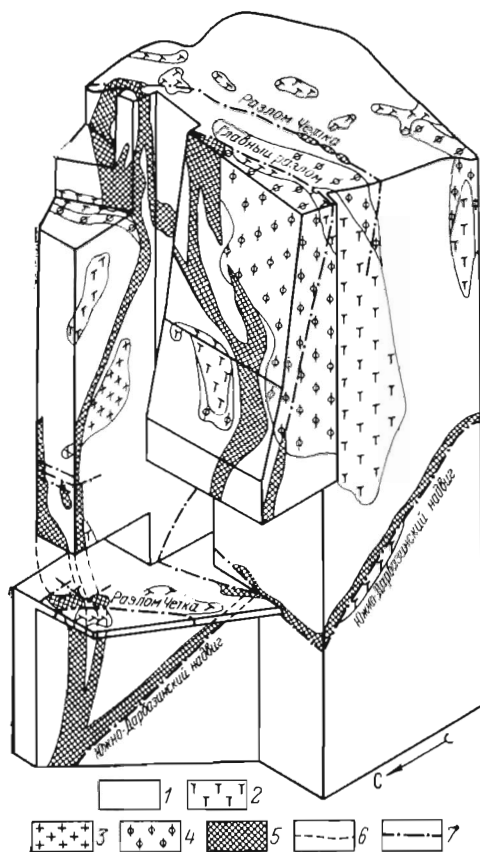


Рис. 192. Блок-диаграмма с многоступенчатыми вырезами Кансайского скарново-полиметаллического месторождения (по В. Н. Титову, 1965 г.).

1 — известняки; 2 — сиениты; 3 — гранодиорит-порфиры; 4 — флогопитовые скарны; 5 — сульфидные руды; 6 — след рудных тел в пространстве; 7 — разрывные нарушения

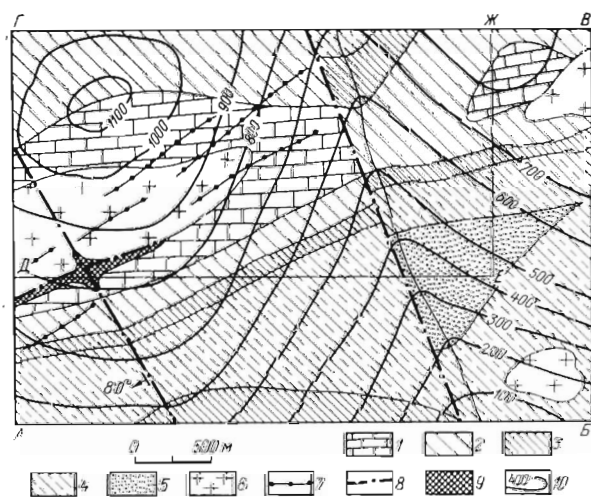


Рис. 193. Схематическая геологическая карта участка.

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — сланцы; 4 — известняковые песчаники; 5 — песчаники; 6 — граниты; 7 — дайки диоритов; 8 — разрывные нарушения; 9 — скарны; 10 — оphiолиты

Блок-диаграмма, составленная из горизонтальных сечений и изображающая топографическую поверхность, представлена на рис. 188. Кроме того, эта блок-диаграмма дополнена линиями выходов пластов горных пород на поверхность и боковыми разрезами. Исходным чертежом для построения такой блок-диаграммы является геологическая карта с топографической основой.

Блок-диаграммы, составленные из вертикальных разрезов, представлены на рис. 189 и 190. Параллельные друг другу разрезы проводятся вкрест простирания месторождения. Такие блок-диаграммы целесообразны для складчатых месторождений. Для пространственной увязки отдельных разрезов и улучшения наглядности каркас блок-диаграммы дополняется линиями контуров горных пород. Для пластовых месторождений иногда применяются блок-диаграммы, составленные из нескольких рядов взаимно перпендикулярных разрезов. Для наглядного изображения сложных геологических тел применяются блок-диаграммы, составленные из горизонтальных сечений и вертикальных разрезов.

Разборные блок-диаграммы могут быть различными: вертикально раздвинутыми по поверхности контактов горных пород, вертикально раздвинутыми по горизонтальным сечениям, а также раздвинутыми по характерным геологическим разрезам.

Блок-диаграммы с вырезами применяются при весьма сложной морфологии рудных тел. Вырезы дают возможность более наглядно показать геологическую структуру месторождения и форму рудных тел. Примеры таких блок-диаграмм приведены на рис. 191 и 192.

Задача 46. *Дана схематическая геологическая карта участка (рис. 193).*

Требуется построить блок-диаграмму в изометрической проекции методом горизонтальных сечений для участка ДЕЖГ.

Список литературы

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та, 1966, 348 с.
- Альжанов И. Т., Сидоренко П. П., Гриненко В. В. Тектонические и метасоматические процессы, определившие условия формирования Миргалмсайского свинцово-баритового месторождения. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 8, с. 50—62.
- Баранов В. Д. Структурно-геологическая позиция рудных полей в Зырянском районе на Алтае. — «Докл. АН СССР», 1960, т. 132, № 6, с. 1378—1381.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954, 606 с.
- Белоусов В. В. Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та, 1971, 277 с.
- Бетехтин А. Г. К вопросу об изучении рудных месторождений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1939, № 2, с. 101—108.
- Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. — В кн.: Проблемы изучения магматогенных м-ний. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 453—475.
- Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1951, ч. 80, № 2, с. 81—87.
- Биллингс М. П. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1949, 431 с.
- Вахромеев С. А. Конспект лекций по разделу курса месторождений полезных ископаемых «Учение о структурах рудных полей и месторождений». Изд. Иркутск. политехн. ин-та, 1973, 103 с.
- Великий А. С. Структура рудных полей (в складчатых областях). Изд-во Ленингр. ун-та, 1961, 276 с.
- Вировлянский Г. М. Выявление характера и плана деформаций при анализе структуры рудных полей. В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 122—133.
- Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных м-ниях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 521—616.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. К вопросу о зональности эндогенного оруденения. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, Изд-во АН ЧССР, 1963, с. 274—276.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Структурно-геологическая позиция рудных полей эндогенных месторождений. — В кн.: Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М., «Недра», 1964, с. 156—213.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Особенности локализации оруденения в различных структурных этажах и ярусах. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 10, с. 28—37.
- Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М. Опыт систематики рудных столбов месторождений Кансайской группы, различных свинцово-цинковых месторождений Карамазара и других районов. — В кн.: Геология свинцово-цинковых м-ний Кансайского рудного поля. М., «Наука», 1965, с. 154—201.
- Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Особенности локализации гидротермального оруденения цветных и редких металлов. — В кн.: Особенности структур гидротермальных рудных м-ний. М., «Наука», 1968, с. 7—25.
- Газизова К. С. Медное месторождение Коунрад. М., Госгеолтехиздат, 1957, 130 с.
- Геологические факторы контроля слодоносных пегматитов. Л., «Недра», 1972, 336 с. (Всесоюз. геол. ин-т. Труды. Нов. сер., т. 187). Авт.: Рыцк Ю. Е., Никаноров А. С., Смирнова В. С. и др.
- Геология постмагматических ториево-редкометалльных месторождений. М., Атомиздат, 1972, 407 с. Авт.: Невский В. А., Гинзбург А. И., Козлова П. С. и др.

Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов. — В кн.: Проблемы тектонофизики, М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 78—94.

Гинзбург А. И. О некоторых закономерностях размещения редкометалльных пегматитовых полей. — В кн.: Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. М., 1961, с. 37—47. (Ин-т геологии рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР. Труды, вып. 41).

Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 1, с. 45—55.

Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных м-ний. М., «Недра», 1968, с. 7—82.

Головков Г. С. Некоторые закономерности распределения сульфидной минерализации в оловорудных месторождениях Комсомольского района. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1967, № 8, с. 57—63.

Гольдин И. Д. Механизация построения наглядных изображений при разведке и разработке недр. М., «Недра», 1967, 183 с.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968, 352 с.

Горжевский Д. И. О геотектонической позиции промышленно-генетических типов свинцово-цинковых месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 3, с. 41—50.

Горлов Н. В. Структурный контроль пегматитов Беломорья. Л., «Наука», 1973, 95 с.

Гросс С. О. Титаномагнетитовые месторождения округа Санфорд-Лейк, штат Нью-Йорк. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. II. М., «Мир», 1973, с. 131—144.

Дворцова К. И. К методике изучения и картирования рудоносной липаритовой формации. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965, с. 226—232.

Деформационные свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М., «Недра», 1968, 358 с. Авт.: Шрейнер Л. А., Байдок Б. В., Павлова Н. Н. и др.

Доков Р. Д., Попов Ат. Г., Георгиев Г. И. Л., Михайлов Ив. Особенности морфологии метасоматических залежей некоторых свинцово-цинковых месторождений Маданского рудного района. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 4, с. 29—46.

Дружинин А. В. О генезисе форм некоторых типов даек. — В кн.: Геология и горное дело, № 21. М., Metallurgizdat, 1952, с. 29—38.

Дружинин А. В. История развития структуры на примере изучения одного жильного редкометалльного месторождения. — В кн.: Геология и горное дело, № 28. М., Metallurgizdat, 1958, с. 38—48.

Дружинин А. В. Структурно-геологические позиции рудных полей и месторождений вольфрама, олова и молибдена Восточного Забайкалья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. М., Изд. Ун-та Дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1968, с. 164—192.

Дружинин А. В. Сборник задач по структурам рудных полей и месторождений. М., изд. Ун-та Дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1972, 70 с.

Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л., «Наука», 1967, 258 с.

Елисеев Н. А. Петрология и металлогения ультраосновных, основных и щелочных интрузий Кольского полуострова. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 391—394.

Ершов А. Д. Тектоника рудных полей жильного типа. — «Советская геология», 1941, № 4, с. 115—120.

Жабин А. Г., Сурина Н. П. Петрология даек, силлов и трубок взрывов Маймеч-Котуйской провинции. М., «Наука», 1970, 204 с.

Зонтов Н. С. Геологическая структура жильного медно-никелевого месторождения Северного мыса горы Рудной (Норильский район). — «Геология рудных месторождений», 1959, № 5, с. 3—20.

Иванкин П. Ф. Морфология глубокозакрываемых магматогенных рудных полей. М., «Недра», 1970, 288 с.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972, 240 с.

Казанский В. И. Рудоносные разломы активизированных областей. — В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации. (Тезисы докл. VII Всесоюз. металл. совещ.). Иркутск, 1973, с. 50—52.

Кашин С. А. Медно-титановое оруденение в основных интрузивных породах Урала. — «Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. рудных м-ний», 1948, вып. 91, 129 с.

Каюпов А. К., Казанин Ю. И. Крутопогружающиеся складки и их рудо-контролирующее значение. — В кн.: Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1969, с. 3—16.

Карякин А. Е. Структуры рудных полей магматических месторождений. М., «Недра», 1970, 176 с.

Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения (на примере краснокаменно-измененных вулканогенных пород Казахстана). М., «Недра», 1967, 321 с.

Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 1, с. 66—78.

Королев А. В. Эндогенное рудообразование в развитии Земли. — «Труды Среднеаз. политехн. ин-та», 1959, вып. 6. Нов. сер., с. 5—46.

Королев А. В. Структура рудных полей и месторождений. (Учебн. пособие для геол.-разв. фак.) Ташкент, 1962, 187 с.

Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., «Недра», 1965, 507 с.

Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных м-ний. М., «Недра», 1968, с. 490—543.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970, 463 с.

Крейтер В. М. Некоторые основные вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. — В кн.: Геология и горное дело, № 13. М., Металлургиздат, 1947, с. 49—63.

Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956, 272 с.

Кравченко Г. Г. Сравнительная характеристика структурных условий формирования хромитовых месторождений платформенных и геосинклинальных областей. — В кн.: Структурные условия формирования эндогенных рудных м-ний. М., «Наука», 1973, с. 27—57.

Кушнарев И. П. Определение направления и амплитуд перемещений по разрывам. — В кн.: Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и м-ний. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 171—239.

Кушнарев И. П., Дружинин А. В. Полузабытые структуры локализации эндогенных руд. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 6, с. 46—58.

Лаверов Н. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В. Геологическая структура урановых гидротермальных месторождений, приуроченных к жерловым фациям эффузивов и субвулканическим интрузивам. — В кн.: Вопросы изучения структур рудных полей и м-ний. (Ин-т геологии рудных м-ний, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР. Труды. Вып. 82). М., 1962, с. 116—135.

Левецкий О. Д., Смирнов В. И. Значение первичной зональности для поисков рудных тел гидротермального происхождения, не выходящих на поверхность. — «Советская геология», 1959, № 2, с. 118—131.

Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., «Наука», 1965, 124 с.

Мак-Кинстри Г. И. Структуры гидротермальных рудных месторождений. — В кн.: Проблемы рудных м-ний. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 164—213.

Малиновский Е. П., Игнатович В. И. Структура Инкурского вольфрамозного штокверка. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 2, с. 79—89.

Методические указания при геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 2. Геологическая съемка вулканогенных образований. Л., «Недра», 1971, 399 с. Авт.: Донских В. В., Зелепугин В. Н., Николаев В. Ф., Прияткин А. А.

Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., «Недра», 1973, 432 с.

Многократная интрузия и минерализация месторождения Клаймакс в штате Колорадо. — В кн.: Рудные месторождения США, Т. II. М., «Мир», 1973, с. 217—260. Авт.: Уоллес С. Р., Мункастер Н. К., Джонсон Д. С. и др.

Мясников В. С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма. — «Геология рудных месторождений» 1959, № 2, с. 49—52.

Наумов Г. Б., Мировано О. Ф. Влияние режима углекислоты и кислотности раствора на формирование настуран-карбонатных жил. — В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971, с. 61—77.

Невский В. А. Складчатые формы южного склона хребта Ишме. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 4, с. 57—68.

Невский В. А. О некоторых закономерностях размещения гидротермальной ми-

нерализации в крупных разломах и более мелких разрывных нарушениях. — «Труды Ин-та геол. наук». Вып. 162. Сер. рудных м-ний (№ 17), 1955, с. 120—129.

Невский В. А. Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их формирования. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 5, с. 47—60.

Невский В. А. Трещины различных генетических типов в горных породах. — «Советская геология», 1973, № 8, с. 58—67.

Невский В. А. Кольцевые разрывы и их роль в процессе формирования эндогенных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 5, с. 3—18.

Некрасов Е. М. Структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения в месторождениях Садонского рудного пояса. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 2, с. 20—41.

Основные черты структуры апатитовых месторождений Хибинского массива. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1970, № 5, с. 77—84. Авт.: Титов В. Н., Козловский А. Д., Красильщиков Я. С., Кузнецов Ж. М.

Пакулина Л. Г. Камаганское медноколчеданное месторождение Сибайского рудного поля (Южный Урал). — В кн.: Геологическое строение некоторых медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических м-ний Южного Урала, Кавказа и Забайкалья. М., «Недра», 1967, с. 92—118. (Труды ЦНИГРИ).

Петровская Н. В., Андреева М. Г. Ключевское месторождение как представитель золото-турмалинового оруденения (Восточное Забайкалье). — В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока. М., «Недра» 1969, с. 36—60.

Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибденово-вольфрамового месторождения. М., Изд-во АН СССР, 1960, 167 с.

Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972, 271 с.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939, 152 с.

Пэк А. В. Некоторые элементы структурной геологии. — В кн.: Структуры рудных полей и м-ний. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 15—40.

Пэк А. В., Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Об изучении структур эндогенных рудных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 4, с. 3—30.

Радкевич Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. — «Советская геология», 1959, № 9, с. 70—85.

Розанов Ю. А., Тимченко И. П. Изменения упругих свойств горных пород под влиянием постагматических процессов. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 6, с. 91—94.

Розанова Н. А. Об особенностях формирования структуры Центрального рудного поля. — «Труды Центр. научн.-исслед. геол.-разв. ин-та», 1963, вып. 56, с. 79—90.

Родионов Г. Г. Механизм образования пегматитовых тел. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 7. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 35—57.

Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. Отв. ред. В. И. Смирнов. М., «Наука», 1973, 240 с.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М., «Недра», 1971, 328 с.

Рыцк Ю. Е. Влияние дизъюнктивных нарушений на распределение пегматитов в Северо-Западном Беломорье. — «Труды Всесоюз. научн.-исслед. геол. ин-та», 1962, т. 83, с. 49—69.

Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М., «Недра», 1973, 184 с.

Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. М., Изд-во Моск. ун-та, 1954, 546 с.

Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957, № 3, с. 15—26.

Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. — В кн.: Генетические проблемы руд. М., 1960, с. 5—15.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969, 687 с.

Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1944, 91 с.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Избр. труды. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 134—143.

Слайдер Ф. Г., Гердеман А. Э. Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М., «Мир», 1972, с. 42—79.

Сонюшкин Е. П., Рыбалов Б. Л., Хорошилов Л. В. Выявление дизъюнктивных нарушений и определение их возраста. — В кн.: Структуры рудных полей и м-ний. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 114—171.

Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений М., «Наука», 1973, 163 с.

Токурское месторождение — представитель золото-кварцевой малосульфидной формации. — В кн.: Золоторудные формации Дальнего Востока, М., «Наука», 1969, с. 61—73. Авт.: Радкевич Е. А., Моисеенко В. Г., Молчанов П. Я. и др.

Толок А. А. Оловорудные месторождения. Октябрьской группы в Приморье. М.-Л., «Наука», 1964, 171 с.

Трофимов А. А. Основы маркшейдерского дела и геометризации недр. М., «Недра», 1970, 363 с.

Туговик Г. И. Эксплозии и рудный процесс. М., «Недра», 1974, 207 с.

Тупяков В. К., Широкий О. И. Особенности распределения золотой минерализации на Средне-Голготайском месторождении (Восточное Забайкалье). — В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 92—97.

Фролов А. А. Некоторые вопросы детального геолого-структурного изучения карбонатитов — «Геология рудных месторождений», 1960, № 5, с. 82—93.

Фролов А. А. К проблеме вертикальной зональности оруденения (на примере формации ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 9, с. 52—61.

Фролов А. А., Волженкова А. Я., Нечаева Е. А. Малоэродированный массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов в Сибири. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 1, с. 27—39.

Хилс Е. Элементы структурной геологии. М., «Мир», 1967, 479 с.

Чернышев В. Ф., Корин И. З. Особенности строения и закономерности размещения эндогенных месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области. — В кн.: Структурные условия формирования эндогенных рудных м-ний. М., «Наука», с. 58—94.

Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., «Наука», 1964, 221 с.

Шипулин Ф. К., Казанский В. И. Оловянный пояс Боливийских Кордильер. — «Геология рудных месторождений», 1972, № 3, с. 3—18.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968, 179 с.

Яковлев Г. Ф. Тектоно-вулканические структуры рудных полей и месторождений. — «Вестник Моск. ун-та. Геология», 1968, № 1, с. 41—61.

Яковлев Г. Ф. Тектонические и тектоно-магматогенные структуры рудных полей и месторождений. — «Советская геология», 1968, № 3, с. 5—22.

Яковлев П. Д. Структура Анкаванского (Мисханского) медно-молибденового штокверкового месторождения. — «Советская геология», 1960, № 12, с. 76—85.

Яковлев П. Д. Структурные типы рудоносных палеовулканических кальдер. — «Советская геология», 1967, № 9, с. 49—60.

Яковлев П. Д. Структурные типы рудных месторождений, связанных с трубами взрывов. — «Советская геология», 1966, № 10, с. 13—25.

Яковлев П. Д. Структурные типы месторождений, приуроченных к вулканическим жерлам. — «Советская геология», 1967, № 7, с. 16—26.

Яковлев П. Д. Структурные типы рудных полей и месторождений, связанных с вулканогенными формациями. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 9, с. 32—53.

Яковлева Е. Б. Автомагматические брекчии Казахстана. — «Советская геология», 1963, № 8, с. 119—123.

УКАЗАТЕЛЬ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Аберфойл (Sn; Австралия) 53
 Агаракское (Mo, Cu; Армения) 44, 109
 Агуачиле (Be; Мексика) 111, 146
 Адрасман (Cu Bi; Средняя Азия) 99, 101
 Акташское (Hg; Горный Алтай) 109, 130
 Актюз (Pb, Zn; Средняя Азия) 72, 111, 150, 151
 Акчатау (W, Mo; Центральный Казахстан) 108
 Алапаевское (Fe; Южный Урал) 180
 Алмалык (Cu, Mo; Средняя Азия) 109
 Альмаден (Hg; Испания) 108
 Альнё (Nb, TR; Швеция) 110, 141, 142
 Алтын-Топкан (Pb—Zn—Ag; Средняя Азия) 99, 101, 219
 Альтенберг (Sn; ГДР) 110
 Ангаро-Илимское (Fe; Западная Сибирь) 111, 144
 Андреевское (Fe; Северный Урал) 138
 Анкаванское (Cu, Mo; Армения) 32, 44, 55, 109
 Аннаберг (Co, Ag; ГДР) 129
 Аурахматское (флюорит; Средняя Азия) 108, 118
 Ауэрбах-Турьинское (Cu, Fe; Северный Урал) 111, 153
 Ауэрбаховское (Fe; Северный Урал) 156
 Аучайское (Pb—Zn—Ag; Южный Казахстан) 176
- Баймурзинское (Sn; Алтай) 102
 Байназар (Mo, W; Центральный Казахстан) 110
 Балахчинское (Au; Хакасия) 39
 Балларат (Au; Австралия) 108
 Барун-Цогто (Sn; МНР) 53
 Бая-Сприя (Au; Румыния) 144
 Белуха (W; Восточное Забайкалье) 108
 Бендиго (Au; Австралия) 21, 22, 108, 113
 Березовское (Au; Средний Урал) 109, 129
 Благодатское (Pb—Zn—Ag; Восточное Забайкалье) 35
 Блеквуд (Au; Австралия) 108
 Богатыревское (Pb—Zn—Ag; Рудный Алтай) 100
 Богословское (Cu; Северный Урал) 156
 Бошекуль (Cu, Mo; Центральный Казахстан) 109, 134, 179
 Браден (Cu; Чили) 69, 111, 146, 180
 Брич-Мулла (As; Средняя Азия) 108, 120
 Брокен-Хилл (Pb—Zn—Ag; Австралия) 24, 108, 122
- Бугданское (Mo; Восточное Забайкалье) 150
 Букукинское (W, Восточное Забайкалье) 37, 109, 256
 Булуктай (W, Mo; Бурятия) 153
 Бушвельдская группа (Cr, Ti, V, Ni, Pt, Pd; ЮАР) 48, 96, 110, 138, 140, 161
 Бьютт (Cu, As; США) 13
 Бэица (Au; Румыния) 144
- Вадимо-Александровское (Cu; Северный Урал) 156
 Васильевское (Cu; Северный Урал) 156
 Великая Дайка (Cr; Южная Родезия) 48, 161
 Верхнее Озеро (Cu; США) 13
 Верхний Згид (Pb—Zn—Ag; Северный Кавказ) 109
 Верхубинское (Pb—Zn—Ag; Рудный Алтай) 117
 Вершинка район (Cu, флюорит; Хакасия) 108
 Вест-Шафта (Cu; США) 143
 Воронцовское (Fe; Северный Урал) 156
 Восточно-Коунрадское (Mo; Центральный Казахстан) 108, 125
 Выйское (Fe; Северный Урал) 138
 Вырли-Бряг (Cu; Болгария) 200
 Высокогорское (Fe; Северный Урал) 108, 120
- Гайское (Cu; Южный Урал) 111, 143
 Гейер (Sn; ГДР) 110
 Гореловское (Fe; Северный Урал) 138
 Греховское (Pb—Zn—Ag; Рудный Алтай) 100
 Гудини (Nb, TR; ЮАР) 144
 Гулинский массив (апатит; Западная Сибирь) 52
 Гумбейское (W; Урал) 171
 Гумешевское (Cu; Северный Урал) 110
 Гурдаринское (Hg, Sb; Средняя Азия) 108, 115
- Давендинское (Mo; Восточное Забайкалье) 28, 55, 108, 124
 Даралагез (Cu; Армения) 199
 Дарасун (Au, As; Восточное Забайкалье) 150, 153
 Дастакертское (Cu, Mo; Армения) 44, 109
 Деалул Круче (Au; Румыния) 144
 Депутатское (Sn; Якутия) 56, 109
 Джеккаганское (Cu; Центральный Казахстан) 108

- Джепта (Pb; США) 146
 Джидинское (W, Mo; Бурятия) 111, 153, 156
 Джижикрутское (Sb, Hg; Средняя Азия) 82, 108, 116
 Джос (Nb, Sn; Нигерия) 50, 110, 112, 142
 Дурулгуйское (Sn, W; Восточное Забайкалье) 103, 104
 Елизаровское (Fe; Северный Урал) 138
 Жирекенское (Mo; Восточное Забайкалье) 44, 109, 257
 Замбаракское (Pb—Zn—Ag; Средняя Азия) 109
 Змеиногоorskое (Pb—Zn—Ag; Рудный Алтай) 56, 108, 117
 Зырянское (Pb—Zn—Ag; Рудный Алтай) 99, 100, 108, 197
 Инагли (флогопит; Якутия) 50
 Инкурское (W; Бурятия) 158, 168
 Ирдейл (U; США) 150, 153
 Итанинское (Au; Восточное Забайкалье) 109
 Иультинское (Sn; Чукотка) 109, 128
 Кадаинское (Pb—Zn—Ag; Восточное Забайкалье) 182
 Кадамджайское (Sb; Средняя Азия) 108, 114
 Каджаранское (Cu, Mo; Армения) 44, 109, 135
 Какадур-Хоникомское (Pb—Zn—Ag; Северный Кавказ) 109, 132
 Кананеа (Cu; Мексика) 150
 Кансайское (Pb, Zn; Средняя Азия) 101, 109, 132, 170, 262
 Карагоинское (Sn; Алтай) 102
 Карасукское (Pb—Zn—Ag; Хакассия) 145
 Кастлмайн (Au; Австралия) 108
 Каула (Cu, Ni, Co; Кольский полуостров) 164
 Кафанское (Cu; Армения) 111
 Качарское (Fe; Северный Казахстан) 111, 153
 Кемпирсайская группа (Cr; Южный Урал) 95
 Кирунавара (Fe; Швеция) 109
 Клаймакс (Mo; США) 13, 44, 110, 141, 248
 Ключевское (Au; Восточное Забайкалье) 111, 150, 153
 Кноб (Pb, Zn; США) 146
 Ковдорское (Fe; Кольский полуостров) 110, 141, 142
 Колар (Au; Индия) 108, 194
 Комсомольский район (Sn; Приамурье) 109, 133
 Корнуэлл (Sn; Англия) 29
 Коунрад (Cu, Mo; Центральный Казахстан) 44, 150, 179
 Кочкарское (Au, As; Южный Урал) 109
 Кракинский массив (Cr; Южный Урал) 162
 Крипп-Крик (Au, Ag; США) 64, 68, 69, 111, 146
 Кусинское (Fe, Ti; Южный Урал) 95
 Кузльпор (апатиты; Кольский полуостров) 141
 Ла-Колорадо (Cu, Mo; Мексика) 72, 111, 150, 151
 Лениногорское (Pb—Zn—Ag; Рудный Алтай) 22, 108, 117, 118
 Ленинское (Sn; Алтай) 102
 Ллаллагуа (Sn, Ag; Боливия) 70
 Ловозеро (Nb, TR; Кольский полуостров) 48, 50, 110, 138
 Локупой (Nb, TR; Уганда) 145
 Луеш (Nb, TR; Заир) 144
 Лянгарское (W, Mo; Средняя Азия) 110, 137, 170
 Магианское (Sb; Средняя Азия) 108
 Магнитогорское (Fe; Южный Урал) 108, 114
 Маданское (Pb—Zn—Ag; Болгария) 109, 185, 194
 Маднеули (Cu; Грузия) 143
 Майхура (W, Sn; Средняя Азия) 110
 Малевское (Pb—Zn—Ag; Рудный Алтай) 100, 198
 Материнская жила (Au; США) 109
 Мбея (Nb, TR; Танзания) 145
 Миргалымсайское (Pb—Zn—Ag; Южный Казахстан) 108
 Миссисипи-Миссури район (Pb, Zn; США) 172, 202
 Молодежное (Cu; Южный Урал) 143
 Мончегорское (Cu, Ni, Co; Кольский полуостров) 36, 39, 48, 49, 108, 110, 138, 164
 Морро-Вельо (Au; Бразилия) 108, 123
 Мурунтау (Au; Средняя Азия) 135
 Нагиаг (Au, Ag; Венгрия) 70
 Нерчинский Завод (Pb—Zn—Ag; Восточное Забайкалье) 35, 109
 Никитовское (Hg; Донбасс) 108, 119
 Никитовское (Cu; Северный Урал) 156
 Норильское (Cu, Ni, Co, Pt, Pd; Красноярский край) 48, 96, 110, 138
 Октябрьское (Sn; Приморье) 134
 Октябрьское (Cu, Ni, Co, Pt, Pd; Красноярский край) 48
 Олений Остров (мусковит; Карелия) 165
 Ононское (Sn; Восточное Забайкалье) 103, 104
 Осочишинское (Pb—Zn—Ag; Рудный Алтай) 100
 Парыгинское (Pb—Zn—Ag; Рудный Алтай) 100
 Первомайское (Mo; Бурятия) 156
 Пехтельсгрюн (Sn; ГДР) 110
 Печенга (Cu, Ni; Кольский полуостров) 96, 165
 Пиларес (Cu, Ag; Мексика) 69, 146, 180
 Потоси (Sn, Ag; Боливия) 111, 180

- Путинцевское (Pb—Zn—Ag; Рудный Алтай) 100
 Пяотан (W, Sn; Юго-Восточный Китай) 53
 Рангве (Nb, TR; Кения) 145
 Рифы Меренского (Cu, Ni, Pt, Pd; ЮАР) 48, 138
 Росен (Cu; Болгария) 200
 Садбери (Cu, Ni, Co, Pt, Pd; Канада) 13, 48
 Садонское (Pb—Zn—Ag; Северный Кавказ) 109, 131, 175
 Сан-Рафаэль (Au, Ag; Мексика) 109
 Сарбайское (Fe; Северный Кавказ) 109, 136
 Сарылахское (Sb; Якутия) 109
 Саякское (Cu; Центральный Казахстан) 111, 113, 153
 Серро-де-Паско (Pb—Zn—Ag, Cu, Bi; Перу) 180
 Сибайское (Cu; Южный Урал) 111, 143
 Сильвертон (Au, Ag; США) 68, 69, 111, 146, 147
 Сихуашань (W, Sn; Юго-Восточный Китай) 53
 Смирновское (Sn; Приморье) 176
 Сорское (Mo, Cu; Хакассия) 44, 109
 Спокойнинское (Sn, W; Восточное Забайкалье) 103, 104
 Талнахское (Cu, Ni, Co, Pt, Pd; Красноярский край) 48
 Тарызканское (Pb—Zn—Ag; Средняя Азия) 101
 Токепала (Cu, Mo; Перу) 150
 Токурское (Au; Приамурье) 108, 126
 Трансильванский район (Au, Ag; Румыния) 143
 Трещка (Pb—Zn—Ag; Югославия) 143
 Троицкое (Fe; Северный Урал) 156
 Тырнауз (Mo, W; Северный Кавказ) 119, 172
 Тую-Муюн (барит; Средняя Азия) 181
 Улахан-Эгеляхское (Sn; Якутия) 108
 Успенское (Cu; Северный Урал) 156
 Фрейберг (Pb—Zn—Ag; ГДР) 29, 109
 Фроловское (Cu; Северный Урал) 156
 Хайдарканское (Hg, Sb; Средняя Азия) 108, 118, 174
 Халчеранга (Sn; Восточное Забайкалье) 93, 103, 104, 108
 Хибны (апатит; Кольский полуостров) 50, 110, 141
 Хик (Pb, Zn; США) 146
 Хинганское (Sn; Хабаровский край) 111, 150, 151
 Холтасон (W; Восточное Забайкалье) 156
 Хопи Навахо район (U; США) 68
 Хоумстейк (Au; США) 108, 121
 Хоч-Маунтин (Au; США) 109, 129
 Хребет Томас (U, Be, флюорит; США) 68, 111, 143, 149, 150, 180
 Хрустальное (Sn; Приморье) 93, 108
 Хуанкавелика (Hg; Перу) 108
 Ценское (As; Кавказ) 91
 Центральное (Au; Кузнецкий Алатау) 108, 126
 Центральное (W; Восточное Забайкалье) 188
 Цзянси (W, Sn; Юго-Восточный Китай) 109
 Циновец (Sn; Чехословакия) 53, 110, 139, 188
 Цумеб (Pb—Zn—Ag, Cu, Ge; Намибия) 72, 151
 Чаган-Узунское (Hg; Горный Алтай) 109, 130
 Чакуракское (As; Средняя Азия) 108, 119, 174
 Чалата (Pb—Zn—Ag; Средняя Азия) 101
 Чердоякское (Sn, W; Алтай) 102
 Чилла (Nb, TR; Малави) 145
 Чулулунгау (W; Юго-Восточный Китай) 53
 Чонкойское (Hg; Средняя Азия) 109
 Чукикамата (Cu, Mo; Чили) 109, 134
 Чукур-Джилга (Pb—Zn—Ag; Средняя Азия) 200
 Шалымское (Fe; Горная Шория) 108
 Шахтама (Mo; Восточное Забайкалье) 108
 Шерловая Гора (Sn, W; Восточное Забайкалье) 103, 104, 144
 Шорджинское (Cr; Закавказье) 162
 Шунк-Канский район (Hg, Sb; Средняя Азия) 132
 Экугское (Sn; Чукотка) 247
 Эль-Сальвадор (Cu, Mo; Чили) 150
 Этыка (Sn, W; Восточное Забайкалье) 108
 Югодзырское (W, Mo; МНР) 110, 139
 Южная Кайта (мусковит; Карелия) 167
 Южно-Песчанское (Fe; Северный Урал) 156
 Юкспор (апатит; Кольский полуостров) 141

ФАЙТЕЛЬ ИОСИФОВИЧ ВОЛЬФСОН,
ПАВЕЛ ДАНИЛОВИЧ ЯКОВЛЕВ

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редактор издательства З. И. Башмакова
Переплет художника А. Е. Чучканова
Художественный редактор В. В. Евдокимов
Техн. редактор Л. Г. Лаврентьева
Корректор Э. И. Капульская

Сдано в набор 23/IV 1975 г.
Подписано в печать 5/IX 1975 г. Т-15058
Формат 70×100^{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 17.
Усл. п. л. 22,1. Уч.-изд. л. 22,38
Тираж 8000 экз. Зак. № 2043/4940-4 Цена 1 р. 13 к.

Издательство «Недра», 103633.
Москва К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета
Министров СССР по делам издательства,
полиграфии и книжной торговли.
Москва, 113105, Нагатинская ул., д.1