

Г. Ф. ЯКОВЛЕВ

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
СТРУКТУРЫ**

РУДНЫХ ПОЛЕЙ

И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Г. Ф. ЯКОВЛЕВ

Геологические структуры рудных полей и месторождений

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
АКАДЕМИКА В. И. СМИРНОВА

*Допущено Министерством высшего и
среднего специального образования
СССР в качестве учебника для сту-
дентов геологических специальностей
вузов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1982



Яковлев Г. Ф. Геологические структуры рудных полей и месторождений.—М.: Изд-во МГУ, 1982 г. 270 с., с ил.

На основе современной классификации описываются четыре серии геологических структур рудных полей и месторождений: тектоногенная, тектоно-магматогенная, тектоно-метаморфогенная и тектоно-экзогенная. Характеристика выделенных в этих сериях групп и типов структур иллюстрируется примерами советских и зарубежных рудных полей и месторождений полезных ископаемых. Рассматриваются дорудные, внутрирудные и послерудные структуры. Охарактеризованы многочисленные методы исследования структур рудных полей и месторождений, в том числе современные — морфогенетический, палеовулканический, структурно-петрофизический, моделирования рудоносных структур и др.

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Рецензенты:

кафедра геологии месторождений полезных ископаемых и их разведки
Университета дружбы народов им. П. Лумумбы,
доктор геолого-минералогических наук Д. И. Горжевский

Я $\frac{1904050000-054}{077(02)-82}$ 172—82

© Издательство Московского университета, 1982 г.

ВВЕДЕНИЕ

Перспективы дальнейшего развития минерально-сырьевой базы Советского Союза, намеченные решениями XXVI съезда КПСС, требуют повышения эффективности поисково-разведочных работ. Увеличение запасов полезных ископаемых возможно как за счет открытия новых месторождений, так и обнаружения скрытых залежей на известных рудных полях. На различных стадиях детальных, особенно глубинных поисков, и разведки, в том числе эксплуатационной, важное значение имеет изучение рудоносных геологических структур. Геологоразведочные работы можно эффективно вести в тех случаях, когда выявлены структурные факторы, контролирующие оруденение, исследованы структуры рудных полей и месторождений, история их развития и место в ней оруденения. Важной является классификация рудоносных структур, образующихся в различных геологических обстановках, и в связи с этим сложных тем или иным комплексом горных пород, с которыми связаны определенные типы месторождений полезных ископаемых. Для установления их позиции необходимо иметь представление как о геологии земной поверхности района, так и о глубинном строении земной коры, что позволяет выявить объемную морфоструктуру рудного поля и поведение рудных тел на глубину. Кроме того, необходимо выяснить взаимосвязи структурных, гидродинамических и физико-химических условий рудоотложения в различных типах геологических структур и на разных глубинных уровнях, особенно тех условий, которые приводят к образованию крупных месторождений.

Для решения этих задач необходимо дальнейшее совершенствование как традиционных методов изучения структур рудных полей и месторождений — крупномасштабного геологического картирования, палеофациального, палеовулканологического, структурно-петрологического, петрофизического, микроструктурного, анализа трещинной тектоники и других, так и новых методов, таких как объемное картирование, структурно-петрофизический анализ, вычислительная математика с применением ЭВМ при решении структурно-геологических задач, моделирование рудных полей и месторождений и др. В прикладном отношении важной проблемой является разработка методов количественного прогнозирования для оценки перспектив рудных полей и месторождений и направления поисково-разведочных работ, что, в первую очередь, основывается на результатах изучения структур рудных объектов.

Курс «Структуры рудных полей» — часть учения о полезных ископаемых. Вместе с тем он базируется на ряде представлений, развиваемых в других курсах, в первую очередь, «Структурная геология и геологическое картирование»; как подчеркивал в свое время С. С. Смирнов (1946 г.), «прикладная геология есть, прежде всего,

структурная геология». Разнообразные комплексы как первичных горных пород, слагающих рудные поля и месторождения, так и метасоматитов, широко развитых на их площади, изучаются также в петрографическом, петрохимическом, геохимическом и других аспектах. Важное значение при исследовании рудных тел придается минералогическим методам, в первую очередь минералогическому картированию. При интерпретации геологических структур на рудных полях, перекрытых рыхлыми отложениями, и особенно на глубину, широко используются геофизические материалы. На базе этих и других отраслей знаний как геологии, так и физики и математики разработаны теоретические основы геологических структур рудных полей и месторождений, зародившиеся более 40 лет тому назад (1935—1940) благодаря трудам советских ученых: В. М. Крейтера, А. В. Королева, Ф. И. Вольфсона, А. В. Пэка, В. И. Смирнова и др. Значение этой отрасли геологических знаний в прикладном отношении заключается в том, что результаты структурных исследований завершаются локальным прогнозом обнаружения новых месторождений и рудных залежей, а также рекомендациями по направлению поисковых, разведочных и эксплуатационных работ.

Первые учебники по курсу «Структуры рудных полей» были составлены В. М. Крейтером (1940, 1956) и А. В. Королевым (1936, 1962). Имеются главы, посвященные структурам рудных полей и месторождений в других учебных пособиях и монографиях (Белевцев, 1961; Великий, 1961; Королев, Шехтман, 1965 и др.). В современном фундаментальном труде В. И. Смирнова «Геология полезных ископаемых» (1976), выдержавшем несколько изданий и переведенном на многие языки мира, на высоком научном уровне дана типизация и характеристика геологических структур месторождений полезных ископаемых, правда в объеме, недостаточном для самостоятельного курса. Учебное пособие Ф. И. Вольфсона и П. Д. Яковлева «Структуры рудных полей и месторождений» (1975) написано в соответствии с программой курса лекций и практических занятий, проводимых в МГРИ.

Настоящий учебник составлен на основе прочитанных автором в Московском университете лекций, обобщающих опыт как советских, так и зарубежных геологов в области изучения структур рудных полей и месторождений. Он состоит из трех частей: часть I — «Вводная», в которой даны основные определения, приведен исторический обзор и основы анализа деформаций горных пород; часть II — «Геологические структуры рудных полей и месторождений», посвященная классификации и характеристике тектоногенных, тектоно-магматогенных (плутонотектонических и вулканотектонических), тектоно-метаморфогенных и тектоно-экзогенных структур; часть III — «Методы исследования структур рудных полей и месторождений», в которой рассмотрены приемы геологического и специального картирования, аналитические и экспериментальные методы.

В процессе подготовки и составления рукописи вдохновителем ее был мой учитель, заведующий кафедрой полезных ископаемых МГУ академик В. И. Смирнов, которому автор приносит свою глубокую благодарность, а также Д. И. Горжевскому, А. В. Дружинину и Н. Н. Трофимову за ценные критические замечания.

ЧАСТЬ I

ВВОДНАЯ

ГЛАВА I. ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ТЕРМИНЫ

Структура — это пространственное расположение и взаимоотношение комплексов горных пород, возникшее главным образом в результате тектонических движений, изменения первичного залегания горных пород, связанного с их деформациями и другими явлениями. Тела, образованные в земной коре различными породами, называются структурными формами, которые бывают первичными (пласт, лавовые потоки, экструзивные купола, штоки, дайки и др.) или вторичными (складки, кливаж, трещины, надвиги, сдвиги, сбросы и др.). Соответственно геологическая структура рудного поля или месторождения может быть пластовой, складчатой, трещинной, вулканической, интрузивной или более сложной — комбинированной.

Под **структурным контролем оруденения** понимают закономерную приуроченность тел полезных ископаемых к определенным структурным элементам (пластовым, складчатым и др.) или к их комбинации в сочетании с благоприятными или неблагоприятными для рудоотложения породами. Такие структуры называют рудоконтролирующими, среди которых различают рудоопределяющие и рудовмещающие. Рудоопределяющие структуры, например, разломы, имеют большое протяжение и более выдержаны по сравнению со вторым типом структур (например, трещинами), но сами они обычно слабо рудоносны. Среди рудоопределяющих структур, часто представленных разрывными нарушениями, зонами трещиноватости, жерловыми и другими структурами, выделяются рудоподводящие и рудораспределяющие. Структурные геологические факторы, контролирующие оруденение, разделяются на региональные, к которым относятся складчатые зоны, крупные разломы, в том числе глубинные, и другие структуры с приуроченными к ним рудными зонами, и локальные, представляющие собой на рудных полях сочетание мелких геологических структур с месторождениями или рудными телами. Локальным структурным факторам контроля оруденения и посвящена данная книга.

Среди рудоконтролирующих структур выделяют: дорудные, внутрирудные и послерудные. Эти структуры образуются в соответствующие этапы деформации (или других геологических процессов), которые носят те же названия. Дорудные и внутрирудные структурные элементы месторождений, обеспечивающие во времени и пространстве накопление полезных ископаемых и контролирующие минерализацию, объединяют иногда в единую группу структур локализации, послерудные — выделяются под названием структур трансформации (Ермаков, 1963). Геологические структуры рудных полей и месторождений, развивающиеся длительно и при взаимодействии различных геологических процессов, называются полихрон-

ными и полигенными, так же как аналогичные месторождения (Смирнов, 1976). В случае сохранения тектонического плана развития в течение нескольких этапов такие структуры называются унаследованными; если же они не обнаруживают связи с более древними геологическими элементами, то — наложенными. В связи с развитием геологической структуры месторождения, особенно во внутрирудные этапы, следует иметь в виду также хорошо известные понятия об этапах и стадиях минералообразования.

Рудное тело представляет собой скопление промышленных руд, имеющих общий контур и определенную форму — изометрическую, плитообразную или столбообразную. Выделяют различные морфологические типы рудных тел: пластовые и пластообразные, линзы и линзовидные, штокверки и штокверковые зоны, жильные и жилообразные, штоки, гнезда, трубообразные, неправильной и сложной формы тела. Помимо промышленного контура рудного тела, который определяется кондиционным содержанием полезного компонента и нередко включает разнородные породы и элементы структуры, имеется еще структурно-геологическое понятие, согласно которому рудным телом называют скопление руд в пределах естественного контура, ограничения которого в основном совпадают со структурными элементами (Бородаевский, 1960).

В рудных телах часто выделяют рудные столбы, обычно формирующиеся в поздние стадии минералообразования и представляющие участки руд более высокого качества по сравнению с рядовыми. Они имеют разнообразную форму (линзовидную, гнездообразную и др.). Структура рудного тела — это совокупность структурных элементов и локальных деформаций, обусловивших распределение продуктивных минеральных ассоциаций внутри рудного тела и, в первую очередь, определивших позицию, залегание и форму рудных столбов, а также положение и взаимоотношение тектонически разорванных и смещенных (в послерудный этап) блоков рудного тела.

Месторождение представлено одним или серией сближенных рудных тел, объединенных общностью происхождения и расположенных в пределах локальной геологической структуры. Структура месторождения — это совокупность элементов геологической структуры, определяющих форму месторождения, т. е. морфологию рудных тел, и влияющих на их локализацию (Крейтер, 1956). Такими элементами могут являться пластовые и складчатые структурные формы, разрывные нарушения, трещиноватость и сланцеватость, вулканические и интрузивные формы, а также особенности состава пород и руд, обусловившие их химические и физико-механические свойства (пористость, упругость, пластичность и др.). В понятие «структура месторождения» входит сочетание в пространстве различных пород и руд, поверхностей их ограничений (слоистости, контактов и т. п.), линейных, плоскостных и других текстур. При изучении структуры месторождений особое внимание обращается на рудовмещающие структуры, так как главной задачей является установление генезиса формы (стереогенеза) месторождения со всеми его осложнениями, связанными с внутрирудными и послерудными деформациями.

Рудное поле представляет собой небольшой участок земной коры площадью от первых до десятков кв. километров. Оно включает — серию сближенных, одновременных или близких по времени и генетически родственных месторождений (Крейтер, 1956). Рудное поле приурочено

к конкретным геологическим структурам, например, к антиклиналям, интрузивам или другим геологическим телам. Границами его служат дорудные структуры (разломы, дайки). В случае трудности установления границ, обычно на начальных стадиях изучения рудоносной площади, границы поля могут быть условными. Рудные поля являются составными частями рудных районов, которые разделены друг от друга значительными площадями, часто безрудными или слабо минерализованными. Под структурно-геологическим понятием рудного поля подразумевают однообразные соотношения генетически однотипных месторождений с определенными элементами структуры или их сочетаниями (Бородаевский, 1960).

В структурно-морфологическом отношении глубоко вскрытые магматогенные рудные поля представляют собой рудно-магматические системы, в которых совокупность рудных тел, метасоматитов и магматических тел подчиняется определенным закономерностям геометрии формы, ориентировки в пространстве и зональности. Выделяются рудные поля двух типов: бескорневые (или ореольные) и корневые (Иванкин, 1970).

Структура рудного поля представляет собой совокупность структурных элементов (в исторической последовательности развития), влияющих на размещение, локализацию и характер месторождений, связанных общностью происхождения (Крейтер, 1956). Структуры рудных полей могут быть простыми или одноэтапными в тектоно-магматическом отношении, т. е. сформировавшимися в течение одной металлогенической эпохи, и сложными или многоэтапными, возникшими в последовательные металлогенические эпохи, в течение которых развивались унаследованные или наложенные геологические структуры. При изучении структуры рудного поля особое внимание обращается на рудоподводящие структуры.

Описание структурных закономерностей формирования и размещения оруденения производится примерно по такой схеме: 1) основные особенности геологической структуры рудного района, история развития и размещения рудных полей на его площади; 2) структурные особенности рудного поля, влияние рудоподводящих и рудораспределяющих структур на размещение месторождений; 3) структура месторождения, особенно рудовмещающие структуры, которые определяют генезис формы (стереогенез) месторождения и размещение рудных тел; 4) структура рудного тела, определившая залегание и форму рудных столбов, т. е. обогащенных участков, и распределение продуктивных минеральных ассоциаций. Результатом изучения геологических структур рудных полей и месторождений является выяснение формы и генезиса структур, определяющих закономерности размещения месторождений и условия локализации руд. Окончательный итог заключается в прогнозной оценке рудных полей и месторождений с целью направления поисковых, разведочных и эксплуатационных работ.

ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В старых горнорудных районах нашей страны древним рудокопам были известны некоторые структурно-морфологические предпосылки, касавшиеся прежде всего формы рудных тел, залегания их и особенно положения обогащенных участков. Разведочные выработки на древних

рудниках следовали вдоль даек, минерализованных трещин и других проводников, приводивших к обнаружению новых рудных гнезд. Этими и другими признаками также широко пользовались на Руси рудо-знатцы.

В конце XVII — первой четверти XVIII в. в России велись поиски и добыча различных видов полезных ископаемых (золото, серебро, медь и др.). В первых печатных работах В. И. Генина и В. Н. Татищева придавалось значение как составу руд, так и структурно-морфологическим критериям поисков.

В дальнейшем, во второй и третьей четверти XVIII в., М. В. Ломоносовым были заложены основы теории формирования месторождений, в которой большое внимание уделялось структурным условиям локализации жильных рудных тел, образовавшихся путем заполнения последовательно открывающихся трещин, внутрирудной тектонике (наращивание жил путем их повторного выполнения), и послерудным нарушениям; определению относительного возраста рудных жил по взаимному пересечению; дорудной тектонической глинке; морфологической изменчивости жил, в частности их расщеплению и выклиниванию; образованию рудных столбов в местах пересечения или сочленения рудных жил.

Последующий период (последняя четверть XVIII в. и первая половина XIX в.) связана с деятельностью первых русских горных инженеров — выпускников открытого в 1773 г. в Петербурге Горного института, где читал лекции первый русский профессор геологии Д. И. Соколов. Являясь знатоком геологии золотоносных россыпей, он вместе с тем уделял внимание морфологии рудных жил, показав важную роль боковых ветвей в размещении обогащенных участков. Профессор Московского университета Г. Е. Шуровский в первой половине XIX в. создал развернутое учение о происхождении полезных ископаемых, в котором отмечал, например, близость образования интрузивов и месторождений, придавая большое значение взаимоотношениям даек и рудных тел (Смирнов, 1976).

Период капитализма в России (вторая половина XIX в. — октябрь 1917 г.) характеризуется дальнейшим развитием геологии как науки. В 1882 г. создается Геологический комитет. Важное значение начинает придаваться геологической съемке как методу изучения месторождений полезных ископаемых. Н. К. Высоцкий (1900 г.) расшифровал трещинную структуру типа «конского хвоста» на Кочкарском золоторудном месторождении (Южный Урал). Е. С. Федоров выяснил сложную морфологию и условия залегания Турьинских медноскарновых месторождений (Северный Урал), на которых он впервые в России организовал службу рудничной геологии. А. Н. Заварицкий исследовал структуры платиновых и железоскарновых месторождений Урала, Л. К. Конюшевский, Е. С. Федоров — рудных месторождений Закавказья (Кедабекского и др.), В. А. Обручев — золоторудных месторождений Сибири и Алтая. Геолого-структурные особенности месторождений полезных ископаемых рассматриваются в первом учебнике «Рудные месторождения» (1912, 1913), написанном К. И. Богдановичем.

В первые годы Советской власти В. И. Ленин в важном документе «Набросок плана научно-технических работ» (1918), адресованном Академии наук, подчеркнул, что в плане ее работ должно быть учтено рациональное размещение промышленности с точки зрения близости сырья и обеспечения Российской Советской Республики всеми его глав-

нейшими видами¹. Уже после победы Октября были открыты месторождения руд КМА, апатитовых — в Хибинах, медно-никелевых — в Норильске, полиметаллических — в Средней Азии, а такие ученые, как В. А. Обручев (1923, 1929), В. К. Котульский (1922), А. Н. Заварицкий (1925, 1927), Д. И. Щербаков (1928), И. Ф. Григорьев (1934) и другие изучили геологические структуры ряда месторождений, установив многостадийность формирования рудных жил и проявление ее на фоне раскрытия трещин; роль литологии рудовмещающих толщ на образование трещин и локализации оруденения; условия локализации руд в зависимости от типа и строения трещин; эрозионный срез рудных тел и вмещающих структур; соотношение оруденения и даек.

Следующий этап исследований, охватывающий предвоенные годы, характеризовался крупными обобщениями, итоги которых были подведены на первом совещании по методике изучения структур рудных полей и месторождений, созванном в Ленинграде (1936), и изложены в курсе, который впервые начал читать в Среднеазиатском политехническом институте А. В. Королев (1936), а также в отдельных главах других курсов: «Рудные месторождения» (Обручев, 1934; Бетехтин и др., 1938), «Поиски и разведка полезных ископаемых» (Крейтер, 1940) и др. Кроме того, опубликованы монографии и отдельные статьи, посвященные различным типам структур рудных полей и месторождений, а также методам их исследования (Буров, Курек, 1937; Дербилов, 1937; Захаров, 1936; Котляр, 1936; Тетяев, 1940 и др.). А. В. Королев (1936, 1940) предложил подробную классификацию структур эндогенных месторождений; А. В. Пэк (1939) разработал методику анализа трещинной тектоники и популяризовал методику микроструктурного анализа Б. Зандера на примере изучения структур рудных месторождений, в частности титаномагнетитовых Урала; Н. А. Елисеев (1937) объяснил условия локализации магматических месторождений в дифференцированных ультраосновных и щелочных массивах Кольского полуострова. Генетическая классификация структур рудных месторождений была разработана В. М. Крейтером (1940, 1941), который выделил несколько групп структур: складчатые, разрывные нарушения с перемещением, трещинные и комбинированные, а также магматической стадии дифференциации и позднематематические структуры интрузивов.

В годы Великой Отечественной войны и в послевоенные годы не прекращались исследования по изучению структурных условий локализации руд. А. Н. Заварицким (1943) был поставлен вопрос о роли вулканических структур в локализации медноколчеданных месторождений Урала, метаморфизме и дислокации рудных залежей более поздними тектоническими движениями («Колчеданные месторождения Урала», 1950). В это время появились работы, где были описаны структуры отдельных месторождений (Пэк, 1946; Пэк, Лукин, 1947 и др.) и рудных полей (Бородаевский, Бородаевская, 1947 и др.), а также дана их типизация для определенных провинций или видов полезных ископаемых (Белевцев, 1961; Вольфсон, 1951; Семенов, 1946 и др.). В монографии В. И. Смирнова (1947) показаны геологические структуры от региональных, контролирующих планетарные рудные пояса, до локальных, которые определяют позицию и морфологию рудных столбов на рудных месторождениях. Появилась новая классификация структур рудных месторождений, основанная на структурно-морфологическом принципе (Вольфсон, 1953). Разрабатывались некоторые теоретические

¹ Ленин В. И. Полн. собр. соч., т. 36, с. 228—231.

вопросы развития рудоносных геологических структур; выделены новые их типы (Елисеев, 1953; Котляр, 1952; Котульский, 1948; Невский, 1948 и др.).

Следующий этап (вторая половина 50-х и 60-е годы) характеризовался всесторонними исследованиями структур рудных полей и месторождений. В этот этап наметилось четыре основных направления исследований (Пэк и др., 1960). Первое из них характеризуется выявлением закономерностей размещения рудных полей в пределах рудных районов (металлогения рудных районов), их позиции по отношению к региональным геологическим структурам, особенно глубокого заложения (Радкевич, 1959; Фаворская, Томсон, 1969; Шаталов, 1958 и др.).

Второе направление — это выяснение закономерностей размещения месторождений и рудных тел на площади рудных полей, а также изучение структур месторождений различных генетических типов не только эндогенной, но отчасти экзогенной и метаморфогенной серий (Белевцев, 1961; Гинзбург, 1961; Карякин, 1970). Появляются крупные обобщения и учебные пособия по структурам рудных полей и месторождений (Крейтер, 1956; Королев, 1962; Королев, Шехтман, 1965), а также книги Я. Н. Белевцева, (1961), А. С. Великого (1961) и др. Созданы новые классификации геологических структур рудных полей и месторождений, в которых рассматриваются тектоногенные и тектоно-магматогенные структуры (Дружинин, 1968; Смирнов, 1965; Яковлев, 1968 и др.). В. И. Смирнов (1969) выделяет следующие группы структур рудных полей: массивов ультраосновных, основных и щелочных пород, периферических частей гранитоидных массивов, внутренних и периферических частей массивов аляскитовых гранитов, малых интрузий и даек субвулканического и вулканического происхождения, зон расщепления и кливважа течения, крупных разломов, жильных полей трещинного типа, складчатых районов и структур напластования.

В этот этап исследований были выявлены новые типы рудных полей и месторождений, в первую очередь связанных с тектоно-магматогенными структурами, особенно вулкано-тектоническими, которые изучались и классифицировались В. Н. Котляром (1965), Н. П. Лавёровым и др. (1962), Л. И. Лукиным (1960), Г. Н. Щербой (1968), Г. Ф. Яковлевым (1968) и др. Производилось углубленное изучение структур рудных полей и месторождений для отдельных видов сырья и генетических групп полезных ископаемых: железорудных месторождений (Белевцев, 1961), арсенипиритовых (Вировлянский, 1960), свинцово-цинковых (Вольфсон, Некрасов, 1968; Горжевский, 1978), медноколчеданных (Бородаевская, 1964; Сопко, 1961 и др.); золоторудных (Бородаевский, 1960), редкометалльных (Дружинин, 1968), оптического сырья — (Ермаков, 1963) и др. В это время выявляются закономерности размещения рудных полей в различных геотектонических обстановках и разных стадий тектоно-магматического развития и соответственно в образованиях различных структурных этажей (Особенности структур гидротермальных рудных месторождений, 1968 и др.); создаются классификации структур рудных полей и месторождений отдельных металлогенических провинций, например, Криворожской железорудной (Белевцев, 1961), Среднеазиатской ртутной (Никифоров, 1969), Алтайской полиметаллической (Яковлев, 1968), Уральской медноколчеданной (Бородаевская и др., 1965), Забайкальской редкометалльной (Дружинин, 1968), Казахстанской провинции месторождений цветных металлов («Структуры рудных полей...», 1969) и др.

Третье направление посвящено разработке картировочных и специальных методов изучения рудных полей и месторождений: детальной геологической съемке с использованием геофизики, подземному картированию горных выработок и документации буровых скважин, анализу трещинной тектоники и микроструктурному анализу; выдвинулось рудно-петрофизическое направление изучения эндогенных месторождений, развивались методики изучения физических и механических свойств горных пород, влияющих на развитие деформации, образование различных рудоносных структур и рудоотложение (Королев и др., 1965; Розанов, 1961, Старостин, 1968; Тохтуев, 1967). М. В. Гзовским (1959) был разработан тектоно-физический метод исследования геологических структур, который начал использоваться при изучении структур рудных полей и месторождений (Барышев, 1963; Белевцев, 1961; Яковлев, Старостин, 1968 и др.). В это время были опубликованы методические руководства: «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений» (1960), «К методике геологической съемки при поисках и разведках месторождений полезных ископаемых» (1955), «Комплексные геолого-геофизические исследования рудных районов» (Аристов и др., 1969), «Геологические обстановки и особенности их изучения с применением геофизических методов при проведении геологоразведочных работ» («Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых», 1968), «Микроструктурный анализ» (Лукин, Чернышев, Кушнарев, 1965), и др., а также учебные пособия по структурной геологии: Г. Д. Ажгирея (1956), В. В. Белоусова (1961), Н. А. Елисеева (1967), А. Е. Михайлова (1967) и др.

Четвертое направление связано со специальными структурными исследованиями с целью выяснения закономерностей общего порядка: унаследованное развитие рудоносных нарушений и рудных жил; проявление структурной зональности; тектоническая обстановка интрузий и рудообразование (соотношение даек и оруденение); тектоническая глинка трения и ее роль в локализации оруденения; внутреннее строение рудоконтролирующих и рудовмещающих разломов; приоткрывание боковых трещин, опирающихся крупных разломы, при движении последних во время рудоотложения; блоковое строение некоторых рудных полей; глубина формирования структур и связанных с ними месторождений.

Современный этап изучения структурных рудных полей и месторождений в СССР характеризуется принципиально новым научным уровнем: разработаны такие методы исследования, как объемное картирование и морфоструктурный анализ рудных полей (Иванкин, 1970), структурно-петрофизический анализ структур рудных полей и месторождений (Старостин, 1979), применение ЭВМ для обработки геолого-структурных данных (Старостин, 1979; Сандомирский и др., 1976) и методы физического (статического, динамического) и математического моделирования рудных полей и месторождений («Эксперимент и моделирование...», 1976). Характерен комплексный анализ геолого-структурных и физико-химических условий формирования рудных тел, сопровождающихся экспериментами (Барсуков, 1972; «Проблема образования...», 1972; «Эксперимент и моделирование...», 1976 др.). Кроме того, при изучении структур рудных полей и месторождений широко внедряются такие методы, как анализ фаций и мощностей рудовмещающих осадочных комплексов, палеовулканологический анализ рудоносных

вулканогенных комплексов («Вулканогенные...», 1978; Лучицкий, 1971; Лаверов, Толкунов, 1978; «Методическое руководство...», 1974; Фремд, 1971 и др.); структурно-петрологический анализ рудоносных интрузивных комплексов (Елисеев, 1967; Лаумулин, 1977; Осипов, 1974 и др.); парагенетический анализ минеральных ассоциаций древних метаморфических комплексов (Казанский, 1972; «Основные вопросы...», 1960; «Эндогенное оруденение», 1978); морфоструктурный анализ рудных районов (Волчанская, 1975; Диденко, 1973; Орлова, 1968; Томсон и др., 1970).

Более углубленной разработке подверглись другие методы: рудно-петрофизический анализ горных пород и руд («Роль физико-механических свойств...», 1973; Старостин, 1979 и др.), тектоно-физический анализ рудоносных геологических структур (Старостин, 1979; Яковлев, 1972). Сделаны обобщения и разработаны новые классификации различных групп структур рудных полей, месторождений и рудных тел (Акбаров, 1975; Бородаевская и др., 1979; «Геологические структуры...», 1978; Лаумулин, 1977; Кривцов, 1976; «Структура медноколчеданных месторождений», 1971; «Проблемы образования...», 1972; Скрипченко, 1972; Щерба, 1978; Яковлев, 1979). Все эти геолого-структурные данные используются для локального прогнозирования обнаружения новых месторождений и скрытых рудных тел, для которого разрабатываются количественные методы («Детальные структурно-прогнозные...», 1979). Вышли в свет новые учебные пособия (Вольфсон, Яковлев, 1975; Пэк, 1977, и др.). Итоги исследований и задачи на будущее были подведены на совещании «Геологические структуры эндогенных месторождений» (Москва, 1977).

Таким образом, сейчас значительно расширена структурно-генетическая классификация рудных полей и месторождений за счет новых типов структур тектоно-магматогенных (вулканогенных, плутоногенных), метаморфогенных и экзогенных, для которых установлены специфические особенности, полигенность и полихронность. На базе развития современных методов (тектоно-физического, структурно-петрофизического и др.) разрабатывается новая классификация рудных полей и месторождений — геодинамическая. Исследуются взаимосвязи геологических структур с гидродинамическими и физико-химическими условиями рудообразования на различных глубинных уровнях.

Основные особенности структурных исследований на рудных полях и месторождениях в Советском Союзе следующие: проведение их на различных стадиях разведочных работ и даже при эксплуатации месторождений; рассмотрение истории формирования структуры рудного поля и месторождения на фоне эволюции крупных структур района; детальное изучение структур месторождений различных типов и видов полезных ископаемых, разнообразных типов рудоносных структур; применение в зависимости от геологической обстановки наиболее рационального комплекса методов их исследования, использование полученных данных для прогнозирования обнаружения новых месторождений и скрытых рудных залежей, а также направления поисково-разведочных работ.

Структурные исследования на рудных полях и месторождениях усиленно развиваются в социалистических странах, причем они проводятся по комплексным программам СЭВа при активном участии советских специалистов. Так, в Болгарии на свинцово-цинковых месторождениях жильного типа, меднопорфировых и медноколчеданных также

исследования были проведены Б. Богдановым, А. Атанасовым, Д. Докковым и П. Поповым; в Венгрии — Г. Понто, в Чехословакии М. Машка, в Румынии А. Гурзу, в ГДР Л. Бауманом, в Югославии С. Янковичем и др. Итоги этих исследований были подведены на симпозиуме Jagod в Болгарии (Варна, 1974).

В капиталистических странах наиболее обстоятельно изучением геологических структур рудных месторождений занимаются геологи американской рудной школы. В этих работах уделяется большое внимание анализу структур, контролирующих локализацию руд, пространственному положению и морфологии рудных тел («Deposits as Related to structural features», 1942; «Структурная геология рудных месторождений Канады», 1948; «Рудные месторождения Австралии», 1953; «Рудные месторождения США», 1973; Grundmann, 1977; Hulin, 1948; Kisvarsanyi, 1977; Mackey, 1946; McKinstry, 1968; Laing, Marjoribanks, Rutland, 1978; Sharp, 1978 и др.). Исследования детальны, направлены на изучение некоторых специфических типов структур (тектоно-метаморфических, экзогенных), в ходе этих исследований впервые были применены принципы механики для объяснения генезиса структур, проведены эксперименты с целью моделирования процессов формирования тектонических структур и руд; однако эти исследования часто носят описательный характер, недостаточно учитывающий историческое развитие структурных рудных полей и месторождений, а также их связи с региональными структурами.

В Западной Европе (Англии, Франции, Португалии, Финляндии и др.) проводятся интересные исследования структур различного типа: трещинных — на жильных месторождениях, экзогенных с приуроченными к ним стратиформными залежами и тектоно-метаморфогенных структур, для которых выявляется их генезис и реставрация различных этапов развития (Gaal, 1975; «Ores and Structures», 1977; Routhier, 1963).

Японская школа рудной геологии характеризуется содержательными работами по структурам вулканогенных месторождений («Вулканизм и рудообразование», 1973; «Geology...», 1974; Imai, 1966 и др.). В других странах Азии, а также на Африканском континенте также начинают проводиться исследования в области структур рудных полей и месторождений.

ГЛАВА 2. АНАЛИЗ МЕХАНИЗМА ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД

Под действием внешних (тектонических) усилий горные породы изменяют свою форму, т. е. испытывают деформацию, которая может происходить без изменения или с изменением объема (дилатация). Деформация и дилатация могут возникать также благодаря происходящим в горных породах другим процессам — физическим или химическим (пьезоэлектрическому, магнитно-стрикционному, изменению температуры, фазовым превращениям, диффузии, рекристаллизации и др.). Внутренние силы, возникающие в теле и стремящиеся уравновесить действие внешних сил, называются силами упругости. Величина силы упругости, приходящейся на единицу сечения, называется напряжением. Различают два типа деформации горных пород — упругую и пластическую, которые, если усилия превышают предел прочности

горных пород, приводят к ее разрушению, именуемому разрывной или хрупкой деформацией. Упругой (обратимой) называется такая деформация, которая быстро исчезает при снятии усилий (напряжений). Пластическая (необратимая, остаточная) деформация, наоборот, сохраняется после снятия сил (напряжений), которые не приводят к существенному разрушению материала.

Физический механизм деформаций. Частицы твердого тела испытывают тепловые колебания вокруг центров тяжести кристаллической решетки, которая обладает определенной потенциальной энергией. Изменение расстояний между частицами вызывает увеличение этой энергии и приводит к возникновению напряжений в кристаллической решетке

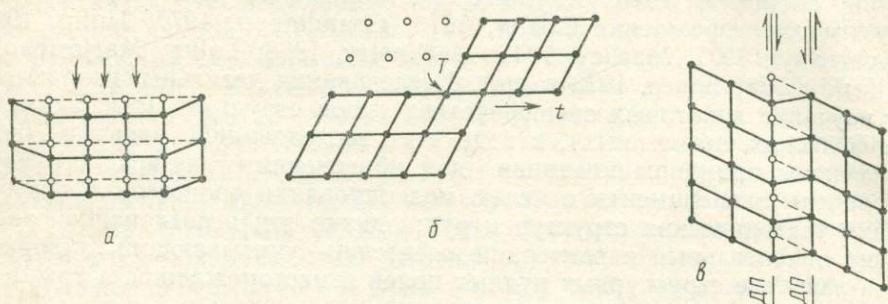


Рис. 1. Схема различных видов деформации (по Г. Д. Ажгирею) а — упругая деформация кубической кристаллической решетки; б — трансляционное скольжение в ромбоэдрической решетке (по Х. Ферберну); Т — след плоскости трансляции, t — направление трансляции, не обязательно совпадающее с плоскостью чертежа; в — двойниковое скольжение в ромбоэдрической решетке; ДП — след двойниковой плоскости. Стрелками показано направление движения при двойниковании

(рис. 1, а). При упругой деформации происходит искажение решетки и небольшое смещение центров тяжести частиц с мест устойчивого равновесия. При снятии силы частицы вновь занимают прежнее положение. При пластической деформации частицы перемещаются на полную величину расстояния между центрами кристаллической решетки и оказываются в новой позиции устойчивого равновесия, при этом напряжения в решетке исчезают. Примером этого может являться трансляция (также двойникование кристаллов), представляющая скольжение одного слоя кристаллической решетки относительно другого на длину, кратную расстоянию между центрами тяжести колебания частиц (рис. 1, б). Новое положение устойчивого равновесия происходит после прохождения стадии нарушения этого равновесия, т. е. пластическая деформация осуществляется через упругую деформацию, что повторяется неоднократно. Пластическая деформация (течение вещества в твердом состоянии) может осуществляться и другими способами: при вращении зерен, новообразовании минералов вдоль плоскостей ламинарного скольжения, грануляции зерен и последующей ориентировке частиц (например, кварца). Пластическими деформациями занимается реология — наука о течении твердого вещества.

Увеличение пластической деформации приводит к искривлению кристаллических решеток, частичному их разрушению, которое осуществляется через упругую, а в горных породах часто через пластическую деформацию. При отрыве происходит нарушение межатомных или

межмолекулярных связей (сцепления) и разрушение кристаллической решетки (рис. 2). В соответствии с этим в горных породах наблюдается несколько генетических типов трещин: отрыва (растяжения, разрыва), характерных для хрупких пород, а также скола и расщеливания, которые формируются благодаря пластической деформации.

Скорость пластической деформации зависит от вязкости (коэффициент вязкости η), которая характеризует внутреннее трение, т. е. способность отдельных частиц вещества оказывать сопротивление при перемещении их друг относительно друга. При пластической деформации происходит явление релаксации (лат. *relaxatio* — ослабление), при котором эта деформация держится на постоянном уровне, несмотря

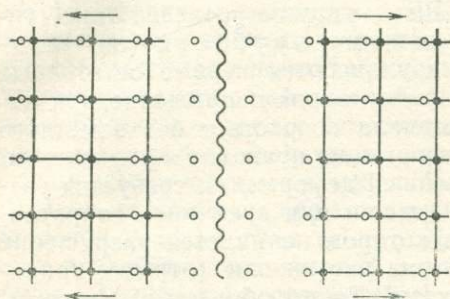


Рис. 2. Схема разрывной деформации (отрыв) кристаллической решетки (по Г. Д. Ажгирею)

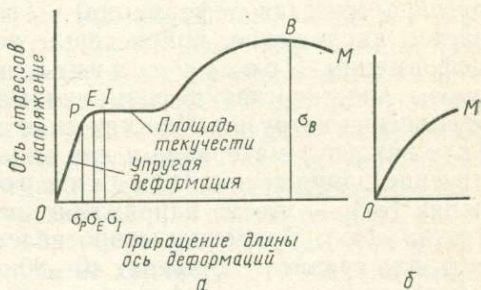


Рис. 3. Диаграммы напряжений и деформаций:

а — при растяжении стержня из мягкой стали; б — при сжатии брусков горных пород

на уменьшение напряжения. Время, в течение которого деформация упругого последствия достигает 0,63 своей предельной величины, называется периодом релаксации. Релаксация объясняется тем, что частицы кристаллического вещества, перемещаясь при пластической деформации, занимают новые устойчивые положения и при этом, естественно, напряжения падают. Релаксация приводит к постепенному превращению упругой деформации в пластическую. Ползучесть (крип) материала представляет собой проявление пластической деформации при постоянных напряжениях, не превышающих предела упругости. При этом явлении происходит перегруппировка частиц под влиянием постоянного напряжения и непрерывный переход части упругой деформации в пластическую. В геологических условиях, когда напряжения действуют длительно, даже небольшие нагрузки могут привести к значительным пластическим деформациям, развивающимся медленно, но весьма длительно и без признаков разрушения горных пород. Поэтому с явлениями ползучести связывают возникновение складок (Михайлов, 1967).

Факторы, влияющие на деформацию горных пород: способы деформации, время, температура, всестороннее сжатие или растяжение, растворы и др. К способам деформации относятся: растяжение, сжатие, срез, изгиб и кручение.

Между напряжением и деформацией существует определенная зависимость, что хорошо иллюстрируется диаграммой «напряжение — деформация» на примере растяжения металлического стержня

(рис. 3, а). При упругой деформации эта зависимость прямо пропорциональная, согласно закона Гука, $-\Delta l = \frac{Pl}{ES}$, где Δl — приращение длины или абсолютное удлинение стержня от силы P (кгс); E — коэффициент пропорциональности (модуль продольной упругости или модуль Юнга, кгс/см²); S — поперечное сечение стержня, см²; относительное удлинение $\varepsilon = \frac{\Delta l}{l}$. Если напряжение σ (кгс/см²), то закон Гука

для одноосного растяжения: $\varepsilon = \frac{\sigma}{E}$ или $\sigma = E\varepsilon$; ОР — мгновенно-упругая деформация, происходящая по закону Гука. Предел пропорциональности (σ_p) — напряжение, ниже которого не наблюдается заметных отклонений от закона Гука. РЕ — упругое последствие (упругопластическая деформация). Пределом упругости (σ_E) называется напряжение, при котором обнаруживаются первые остаточные деформации. Предел текучести (σ_j) — это то напряжение, при котором пластическая деформация материала возрастает без заметного увеличения нагрузки. Пластическая деформация приводит к упрочнению (или наклепу) материала и для дальнейшей деформации требуется увеличение напряжений. Предел прочности или временное сопротивление (σ_b) — это то напряжение, при котором начинается разрушение (точка «М»). Временное сопротивление на растяжение (отрыв), например, для гранита составляет 40—80 кгс/см². Таким образом из диаграммы «напряжение — деформация» (см. рис. 3, а) следует, что за пределом упругости или при продолжающемся воздействии сил начинаются пластические деформации, а где-то близко к пределу прочности лежит область разрывных деформаций с образованием трещин отрыва и скалывания. Упругим гистерезисом (от греч. *hystéresis* — отставание) называют физическое явление, при котором одни и те же деформации при нагрузке (в пределах упругости) и разгрузке образуются при не вполне одинаковых напряжениях.

При растяжении или сжатии происходят также поперечные деформации, фиксируемые коэффициентом Пуассона $\mu = \frac{\varepsilon_1}{\varepsilon}$, где ε_1 — относительная поперечная деформация, ε — относительная продольная деформация.

При растяжении или сжатии происходят также поперечные деформации, фиксируемые коэффициентом Пуассона $\mu = \frac{\varepsilon_1}{\varepsilon}$, где ε_1 — относительная поперечная деформация, ε — относительная продольная деформация.

Диаграмма сжатия упругого материала аналогична рассмотренной диаграмме растяжения при других характеристиках. Так, горные породы имеют низкий предел пропорциональности (рис. 3, б). Их прочность на сжатие примерно в 20—30 раз больше прочности пород на растяжение (для гранитов 800—2800 кгс/см²) и раз в 5—10 больше прочности пород на срез или скалывание (для гранита 150—300 кгс/см²). Поэтому в горных породах даже при небольших напряжениях развиваются трещины отрыва, тогда как при сжимающих усилиях образуются трещины скалывания и в меньшей степени — отрыва.

Срез (скалывание, чистый сдвиг) имеет широкое распространение при деформациях горных пород. Прочность на срез теоретически должна быть в 2 раза меньше прочности на сжатие, но в действительности почти в 10 раз меньше. Деформация изгиба бывает двух видов: поперечный изгиб, который вызывается силами, направленными перпендикулярно к длинной оси балки или линии простирания слоев, и продольный изгиб, который происходит благодаря сжимающим усилиям, действующим вдоль длинной оси балки или линии простирания

слоев. Деформацией путем изгиба объясняют происхождение в слоистых толщах складок поперечного изгиба или продольного изгиба со скольжением. Однако при складкообразовании следует учитывать большую роль и пластических деформаций. Деформация кручения происходит в том случае, когда действующие усилия образуют вращающуюся пару сил вокруг длинной оси деформируемой пластины или пласта. Эта деформация является сложной, но она может быть разложена на простые деформации — сжатие и растяжение.

5284
Время течения деформации является фактором, играющим важную роль при геологических процессах, особенно в связи с явлениями релаксации. Благодаря этому явлению относительно хрупкие породы (граниты, лавы, массивные известняки) в течение длительного геологического времени деформируются как пластичные вещества. Упругость материала повышается, а его хрупкость увеличивается при возрастании скорости деформации. Чем выше эта скорость, тем ниже предел упругости одного и того же материала. Вещества, которые обычно принято считать пластичными, например вар, обладающий свойствами вязкой жидкости, или влажные глины, деформируются как упругие — хрупкие материалы с образованием трещин, если на них действует быстро возрастающая сила (удар). Даже в воде при определенных скоростях воздействующих усилий могут образоваться трещины. Для выяснения влияния скорости деформации на ее характер Д. Григгсом была проделана серия опытов с гипсом, который при кратковременной нагрузке в 520 кгс/см^2 очень быстро деформировался, изменяя свой объем на $0,35\%$, и разрушался; при опыте, в ходе которого нагрузка постепенно увеличивалась в течение 2,5 дней, деформация была более значительной ($0,89\%$), и разрушение произошло при нагрузке 300 кгс/см^2 , а при воздействии усилий в течение 308 суток деформация была большой ($3,8\%$) и для разрушения гипса потребовалось напряжение всего в 125 кгс/см^2 .

Температура — ее повышение увеличивает амплитуды колебания частиц, в связи с чем оно эквивалентно увеличению длительности деформации и в более короткий срок приводит к тем же результатам без изменения напряжений. Этим обстоятельством пользуются для сокращения времени проведения опытов. В присутствии жидкостей или газов в породах под действием тектонических напряжений особенно энергично происходит перекристаллизация одних минералов и образование новых минералов, сопровождающее деформацию всей породы в целом. Растворы и газы понижают прочность пород; например, прочность на сжатие алебаstra в обычных условиях — 520 кгс/см^2 , в водном растворе — 92 кгс/см^2 . Всестороннее (гидростатическое) сжатие сильно повышает прочность пород, увеличивает их способность деформироваться пластически, а всестороннее растяжение, наоборот, делает горную породу более хрупкой. Опыты Григгса с известняком показывают, что прочность последнего на сжатие при всестороннем давлении в $10\,000 \text{ атм}$ увеличивается с 2600 до $13\,000 \text{ кгс/см}^2$; повышается также прочность на растяжение. Причина такого влияния всестороннего давления на физико-механические свойства различных веществ заключается в том, что оно удерживает частицы кристаллической решетки во взаимной близости, препятствуя ее разрушению и образованию разрывов.

Существует несколько способов приложения внешних сил: всестороннее (гидростатическое) сжатие или растяжение и направление (диф-



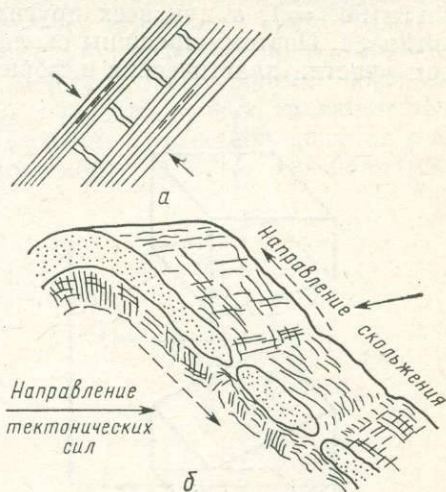
ференциальные) внешние силы. Косо действующее на тело напряжение можно разложить на нормальное напряжение (σ), направленное по нормали к произвольно выбранной площадке, и касательное (тангенциальное) напряжение (τ), действующее в плоскости этой площадки. Если породы под действием сил испытывают растяжение, то нормальные напряжения считаются положительными ($+\sigma$); если сжатие — отрицательными ($-\sigma$). При первом способе — всестороннем сжатии (растяжении) силы воздействуют на тело со всех сторон: они направлены нормально к любой произвольно ориентированной площадке в теле. До момента разрушения они вызывают только изменение объема деформируемого тела. Среди направленных (дифференциальных) внешних сил и связанных с ними девиаторных напряжений различают невращательные (осевое сжатие, осевое растяжение и чистый сдвиг) и вращательные. С последними связаны деформации путем скалывания или сдвига, характерной особенностью которых является непрерывное изменение угловых отношений между направлением действующих сил и главными осями деформации. Обычно при геологических наблюдениях трудно, а иногда и невозможно, отличить деформации, вызванные невращательными силами, от деформаций, образованных вращательными силами. Ориентировка тектонических структур, например, сопряженной системы трещин скалывания, обычно не дает возможности установить ориентировку внешних сил, вызвавших деформацию, т. е. не всегда бывает ясна геодинамическая обстановка. Более или менее точно определяется только ориентировка главных осей напряжений и плоскостей скалывающих напряжений, вызвавших разрывные деформации в виде трещин скалывания. Таким образом устанавливается кинематика, а не динамика процессов формирования структур.

Анализируя влияние различных факторов на физико-механические свойства горных пород, можно сделать следующие выводы. Горные породы могут деформироваться упруго или пластично, а также разрушаться в зависимости от условий, при которых происходит деформация. Одни и те же породы (граниты, конгломераты, песчаники, известняки, аргиллиты) проявляют себя то как хрупкие, то как пластичные вещества. Таким образом, нельзя говорить об упругом, пластичном или хрупком веществе вообще, а необходимо учитывать, при каких условиях оно имеет соответствующие свойства. Упругий материал в обычных условиях имеет большой коэффициент пропорциональности, поэтому после снятия больших нагрузок он восстанавливает свою форму. Хрупким является то вещество, у которого точка предела пропорциональности и разрушения расположена очень близко; весьма хрупкий материал разрушается почти немедленно после предела пропорциональности. У пластичного материала указанные точки расположены далеко.

Однородная и неоднородная деформация. При однородной деформации различные части одного и того же тела деформируются одинаково или однородно; она не сопровождается искривлением первоначальных прямых линий, проведенных в любом направлении в деформированном теле. Так, например, при ламинарном послойном скольжении вдоль параллельных плоскостей перемещение каждой пластины или слоя происходит без их искривления.

Неоднородной является такая деформация, при которой разные части одного и того же тела деформируются неодинаково или неод-

нородно, в связи с чем первоначально прямые линии становятся кривыми, а параллельные — теряют параллельность. Неоднородные деформации, широко распространенные в геологической природе, подразделяются на эндогенно-неоднородные и экзогенно-неоднородные. Эндогенно-неоднородные деформации связаны с гетерогенностью горных пород, неоднородностью строения комплексов; например, слоистостью осадочных толщ. Все горные породы в той или иной мере гетерогенны и анизотропны. Примерами эндогенно-неоднородной деформации являются: тектоническое разлинзование в структуре будинаж относительно хрупких пород (с образованием в них трещин отрыва), заключенных среди пластичных пород, в которых развиваются трещины расплющивания (рис. 4), или деформации расслоенных пород с образованием складок продольного изгиба со скольжением. Экзогенно-неоднородная деформация обусловлена неоднородностью внешнего силового поля, обычно тектонического. В этом случае от точки к точке наблюдается изменение амплитуды и направления относительно



перемещения вещества, например, вдоль плоскостей скольжения, что является следствием различной скорости ламинарного скольжения. Эти изменения, как правило, ритмичны и поэтому вызывают образование различных волновых поверхностей в деформируемом теле. Примером экзогенно-неоднородной деформации являются складки скальвания.

Рис. 4. Неоднородная деформация при складкообразовании (по Э. Клоосу): а — образование трещин, отрыва в слое относительно жестких пород, заключенном между пластичными породами; б — разлинзование пласта хрупких пород с образованием структуры будинаж

Анализ механизма однородной деформации применим в принципе к однородным упругим деформациям. Однако в природе нет в чистом виде упругих и пластических деформаций, поэтому приведенные ниже выводы в какой-то мере применимы при анализе упругопластических деформаций. Нормальное напряжение действует на площадку, перпендикулярно к оси растягиваемого или сжимающего стержня (или бруска); касательное или скальвающее напряжение — в плоскости, выбранной нами площадки (рис. 5). При линейном напряженном состоянии, образуемом благодаря сжатию стержня изотропного материала, происходит линейная (или одноосная) деформация. Если на стержень с площадью поперечного сечения S действуют силы, равнодействующая которых P , то нормальное напряжение $\sigma = \frac{P}{S}$. В сечении, проведенном под углом α (к поперечному сечению), и площадью $S = \frac{S}{\cos \alpha}$ действуют: нормальное усилие $P_n = p \cdot \cos \alpha$ и скальвающее $P_\tau = p \cdot \sin \alpha$. Скальвающее напряжение $\tau = \frac{P(\tau)}{S_1} = \frac{P}{S} \sin \alpha \cos \alpha$ при $\alpha = 45^\circ$, $\tau_{\text{макс}} = \frac{1}{2} S$. Таким образом при сжатии изотропного тела мак-

симальное касательное (скалывающее) напряжение, составляющее половину нормального, действует в сечениях, расположенных под углом $\alpha=45^\circ$ к сжимающей силе, потому, что при таком положении $\sin 2\alpha(90^\circ)=1$, а при всех других значениях α (между 0° и 90°) $\sin 2\alpha < 1$. Поэтому трещины скола в хрупких породах при незначительном участии пластических деформаций образуются под углом, близким

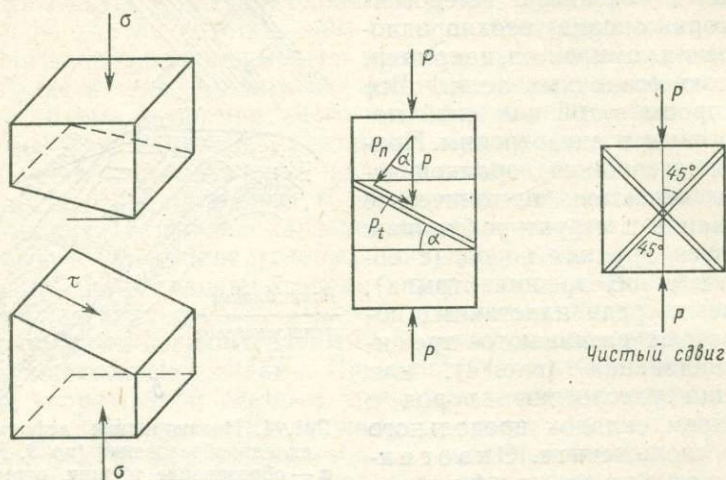


Рис. 5. Чистый сдвиг

к 45° , к направлению действия тектонических сил. Нормальное напряжение $\sigma = \frac{P_n}{S_1} = \frac{P}{S} \cos \alpha \cos \alpha = \sigma \cos^2 \alpha$, а $\sigma_{\max} = \sigma$ при $\alpha = 0^\circ$.

Наибольшее нормальное напряжение действует в сечении, перпендикулярном по отношению к сжимающим усилиям, так как $\cos^2 \alpha = 1$ при $\alpha = 0^\circ$, при всех других значениях α (от 0° до 90°) $\cos^2 \alpha < 1$.

Приведенный анализ линейного напряженного состояния тел действителен и для случая растяжения, при котором наибольшие скалывающие напряжения будут развиваться в сечениях, наклоненных под углом 45° к растягивающей силе, а наибольшие нормальные напряжения — в сечениях, перпендикулярных к действующей силе. Известно, что в металлах, имеющих большую прочность на отрыв, при растяжении, например, стального стержня образуются поверхности скольжения (линии Людерса—Чернова) под углом 45° к растягивающей силе. В горных породах, значительно лучше противостоящих скалыванию, чем отрыву, при растяжении образуются трещины отрыва, ориентированные перпендикулярно к действующей силе, т. е. совпадающие с сечением, в котором нормальные сечения максимальны.

Плоское напряженное состояние характерно для тела, например, кубической формы, подвергнутого сжатию по двум взаимно перпендикулярным направлениям или по одному направлению — сжатию, а по другому — растяжению. При этом наблюдается плоская (или двухосная) деформация, при которой перемещение всех точек, т. е. изменение формы, происходит в одной плоскости, которая называется плоскостью деформации. Главные оси напряжений и деформации изображаются в двухосной системе координат (рис. 6).

Объемное напряженное состояние вызывается внешними силами, действующими на тело со всех сторон. Через бесконечно малую частицу такого тела можно провести три взаимно перпендикулярные плоскости, в которых будут действовать только нормальные напряжения. Линии пересечения этих плоскостей образуют прямоугольную систему координат. Напряженное состояние в точке полностью определяется величинами и направлениями действия трех главных нормальных напряжений, обозначаемых σ_1 , σ_2 и σ_3 . Два из них являются предельными: σ_1 — алгебраически максимальное, т. е. наибольшее из растягивающих или наименьшее из сжимающих, а σ_3 — алгебраически

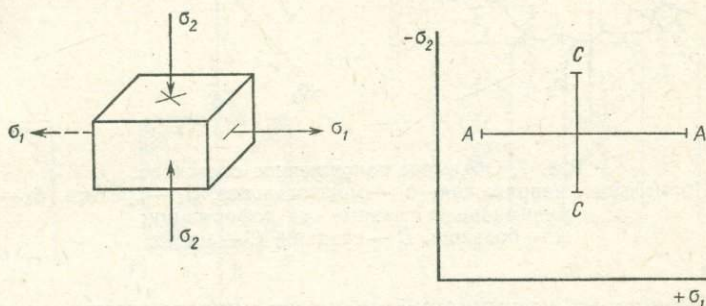


Рис. 6. Плоское напряженное состояние.
 Нормальные напряжения: δ_1 — максимальное; δ_2 — среднее;
 главные оси деформации: A — большая, C — малая

минимальное, т. е. наименьшее из растягивающих или наибольшее из сжимающих. Величина третьего (σ_2) промежуточного в частном случае при плоском напряженном состоянии, может быть равна нулю.

В сечениях, перпендикулярных осям напряжения σ_1 , σ_2 , σ_3 , касательные напряжения равны 0. Они достигают максимального значения в сечениях, расположенных под углом 45° к осям σ_1 , σ_2 , σ_3 , причем, если σ_1 — максимальное сжимающее усилие, а σ_3 — минимальное, то самое большое касательное напряжение развивается в сечении зоны σ_2 , т. е. в сечениях, пересекающихся в оси, по которой действует напряжение σ_2 . При всестороннем (гидростатическом) сжатии, когда $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, касательные напряжения отсутствуют в любом сечении тела. Объемное напряженное состояние вызывает и объемную (трехосную) деформацию, при которой происходит перемещение точек, т. е. изменение формы тела, во всех направлениях. Ее можно изобразить в трехосной системе координат в виде трех отрезков главных осей деформации: A — большой, B — средней и C — малой главной оси деформации (рис. 7).

Эллипсоид напряжений. Напряжения в теле, состоящем из бесконечного множества элементарных площадок, в которых действуют нормальные и касательные напряжения, могут быть выражены математически в виде уравнения поверхности второго порядка, которая представляет собой эллипсоид. Главные оси эллипсоида параллельны направлениям главных напряжений. Они являются нормальными к площадкам, на которых проявляются главные нормальные напряжения σ_1 , σ_2 , σ_3 . Скальвающие напряжения для главных площадок равны нулю. Математически также выводится и строится эллипсоид деформации. Под эллипсоидом деформаций понимают тот эллипсоид, в который превра-

щается в результате однородной упругой деформации шар, мысленно вписанный в данное тело до деформации. Упругие деформации прямо пропорциональны напряжениям, и поэтому их эллипсоиды гомологичны

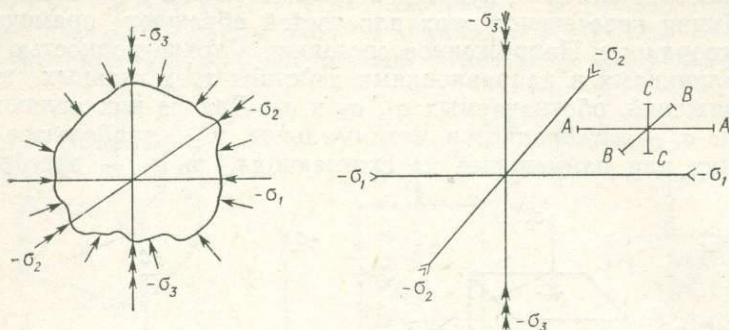


Рис. 7. Объемное напряженное состояние. Нормальные напряжения: δ_1 — максимальное, δ_2 — среднее, δ_3 — минимальное; главные оси деформации: A — большая, B — средняя, C — малая

(рис. 8). Эллипсоид напряжений не имеет универсального применения, потому что деформации горных пород представлены не упругим, а упругопластическим видом, который преобладает при геологических явлениях. В этих случаях эллипсоиды напряжений и деформаций негомологичны.

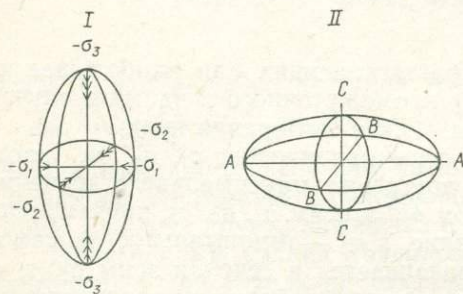


Рис. 8. Гомологичные эллипсоиды: I — напряжения, II — деформации. Нормальные напряжения: δ_1 — максимальное, δ_2 — среднее, δ_3 — минимальное; оси эллипсоида деформации: A — большая, B — средняя, C — малая

Гипотеза Г. Беккера. На основании того, что два главных круговых сечения эллипсоида деформации при бесконечно малой упругой деформации располагаются под углом 45° к главным его осям (например, A и C) и что в этих же сечениях действуют и максимальные скалывающие усилия, Г. Беккер предположил, что круговые сечения эллипсоида и при значительных деформациях представляют реальные плоскости скола. Он ограничил свой анализ также еще одним условием — дефор-

мация является плоской или двухосной, т. е. средняя ось B не изменяется, оставаясь равной радиусу первоначальной сферы. Такая деформация графически изображается в виде эллипса. Эллипсоид деформации (для плоской — эллипс) рисуют для наглядности очень удлиненным, а на самом деле для хрупких тел упругая деформация (до разрушения) очень ничтожна, и поэтому фигура мало отличается от шара (круга). При сжатии образца в нем образуются трещины примерно под углом 45° к оси сжатия и пересекаются в средней оси деформации B (рис. 9; 10, $a, б$). По своему положению эти плоскости очень близки к положению круговых сечений эллипсоида. В свое время Г. Беккер при-

давал этому большое значение. Помимо трещин скола в образце при сжатии появляются трещины отрыва, параллельные сжимающему усилию. Такие системы трещин скола и отрыва иногда наблюдаются в природе при чистом сдвиге. Однако гипотеза Г. Беккера подверглась критике со стороны советских геологов, изучающих тектонические трещины. В ней наблюдаются противоречия с природными геологическими условиями: деформации горных пород часто являются неоднородными и объемными; горные породы обычно анизотропные тела; при деформациях они изменяют свой объем; деформации в них носят упруго-

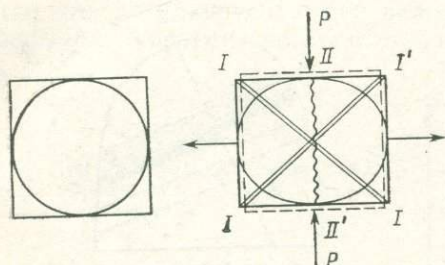


Рис. 9. Трещины скола (I, I') и отрыва (II, II')

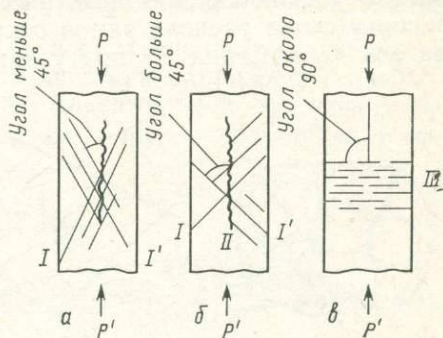


Рис. 10. Образование трещин скола (I), отрыва (II), расплющивания (III):

а — в хрупком веществе; б — в веществе, обладающем значительной пластичностью; в — в абсолютно пластичном веществе

пластический характер, и поэтому при значительной упругой составляющей возникают трещины расплющивания (рис. 10, в); часто происходит сдвиг, при котором под действием пары сил образуются односистемные трещины скола.

При изучении трещин и крупных разрывов следует использовать не гипотезу Г. Беккера, а комплекс представлений, отражающих сложные деформации горных пород. Следует отказаться не от правильного представления об эллипсоиде деформаций, а от способа сопоставления трещин скола с круговыми сечениями эллипсоида деформации. Вместе с тем наглядное графическое обобщение данных фактического изучения трещин какого-либо участка и представление о вероятном характере плана деформации показывают при помощи главных осей деформации, которые являются лишь показателем движения материала (расширения, сжатия), а не действия определенных сил. Этот способ, также как и эллипсоид деформаций, отражает необходимость сосуществования и взаимной обусловленности расширения и сжатия, т. е. общую тектоническую обстановку. Для определения ориентировки главных осей деформации (A, B, C) необходимо знать тип трещин, их пространственное расположение и смещение вдоль трещин хотя бы одного направления. Трещины отрыва (рис. 11, A) невыдержанные, искривленные, стенки неровные, рваные (они зависят от физико-механических свойств пород, имеют малую протяженность по падению и простиранию); часто зияющие (открытые) и поэтому выполняются минеральным веществом;

нет смещений вдоль стенок трещин отрыва, образованных разрывными усилиями; эти трещины перпендикулярны главной оси деформации А.

Трещины скола часто бывают прямолинейными на большом протяжении; изгибаются они плавно по простиранию и падению; стенки трещин обычно ровные, притертые, очень характерна независимость от гетерогенности рассекаемых толщ пород. Трещины скола для жильных месторождений считаются значительно более перспективными, чем трещины отрыва. Плоскости скола, образованные тектоническими силами, ориентированы по отношению к ним нормально: они называются трещинами расплющивания (см. рис. 4; 10, в). Обычно же сопряженные трещины скола располагаются относительно сжимающих усилий (главная ось деформации С) под углом больше 45° в пластичных породах

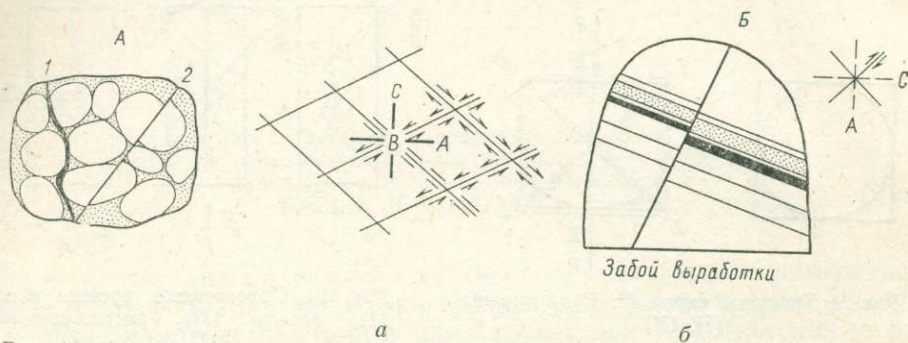


Рис. 11. А — трещины отрыва (1) и скола (2) в конгломерате, Б — квадранты сжатия и расширения (по Г. Д. Ажгирею): а — квадранты сжатия и расширения в системе сопряженных трещин скола; б — определение положения квадрантов сжатия и расширения в забое выработки по смещению пород вдоль трещины скола

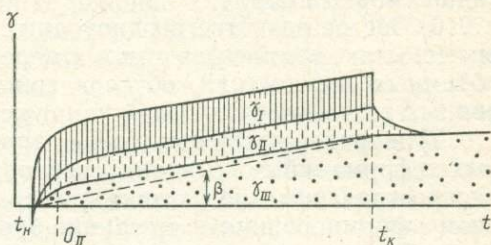
и меньше 45° в хрупких породах (см. рис. 10, а, б); они пересекаются к оси В. Квадрант, образуемый пересекающимися трещинами, где относительное перемещение вдоль трещин скола направлено внутрь и биссектрисой угла является меньшая главная ось деформации С, называется квадрантом сжатия (Ажгирей, 1966). Квадрант, в котором относительное перемещение направлено наружу, называется квадрантом расширения, и биссектрисой угла в нем является ось деформации А (рис. 11, Б). Практически в поле, чтобы определить ориентировку осей деформации, следует установить направление перемещения хотя бы по одной системе трещин скола; тогда можно определить и направление перемещения по трещинам другого направления. Установлению ориентировок главных осей деформации помогают и трещины отрыва, располагающиеся перпендикулярно большой главной оси деформации А и параллельно малой оси С.

Устанавливаются определенные закономерности кинетики деформации и горных пород (Гзовский, 1975). В любой момент действия напряжений общая деформация (γ_i) состоит из суммы условно-мгновенной упругой деформации (γ_I), упругого последствия (γ_{II}), исчезающего по истечении некоторого времени, и пластической (остаточной) деформации (γ_{III}):

$$\gamma_i = \gamma_I + \gamma_{II} + \gamma_{III} = \frac{\tau_i}{2G_I} + \frac{\tau_i}{2G_{II}} (1 - e^{-t/\theta_{II}}) + \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} t,$$

где γ_i — интенсивность общей деформации; τ_i — интенсивность касательных напряжений; G_I — модуль условно-мгновенной упругости или коэффициент пропорциональности между величиной действующего касательного напряжения или создаваемой им условно-мгновенной деформацией сдвига γ_I ($G_I = \frac{\tau}{\gamma_I}$); G_{II} — модуль упругого последействия или коэффициент пропорциональности между величиной касательного напряжения и максимальной равновесной величиной упругого последействия ($G_{II} = \frac{\tau}{\gamma_{II}}$); t — время действия напряжений; l — основание натуральных логарифмов. θ_{II} — время (период) релаксации упругого последействия, т. е. продолжительность действия напряжений, необходимая для возникновения 0,63 величины максимальной (равновесной) деформации упругого последействия ($\gamma_{II\max}$); η_{III} — коэффициент эф-

Рис. 12. Схема кинетики деформации горной породы (по М. В. Гзовскому)



фективной вязкости или коэффициент пропорциональности между интенсивностью касательных напряжений (τ_i) и скоростью пластической деформации сдвига ($\eta_{III} = \frac{\tau}{d\gamma_{III}/dt} = \frac{\tau}{\text{tg } \beta}$). Скорость пластической деформации приближенно считается равной тангенсу угла наклона прямолинейной части кривой кинетики деформации $d\gamma_{III}/dt = \text{tg } \beta$. Величины γ_I , γ_{II} и γ_{III} для любого момента времени определяются по схеме кинетики деформации (рис. 12), обобщающей серию кривых кинетики деформации, которые отличаются друг от друга временем снятия напряжений.

Если объединить упругие составляющие ($\gamma_I + \gamma_{II}$), то

$$\frac{d\gamma_i}{dt} = \frac{1}{2\sigma} \cdot \frac{d\tau_i}{dt} + \frac{\tau_i}{2\eta_{III}} \quad (\text{формула Максвелла}).$$

Из рассмотрения опытов по релаксации напряжений вытекает, что условно-мгновенная деформация превращается в упругое последействие, а обе переходят в остаточную (пластическую) деформацию. Таким образом, поля напряжений в горных породах приводят к возникновению упругих составляющих (γ_I и γ_{II}), которые после снятия нагрузки (поля напряжений) исчезают. Они являются причиной возникновения упругих свойств, связанных с воздействием внешнего поля напряжений на горные породы. С третьей составляющей (остаточной γ_{III} общей деформации, сменяющейся на заключительной стадии деформирования разрушением породы) связана деформационная анизотропия (Старостин, 1979).

Особенности деформации горных пород:

1) комплексность, которая состоит в том, что кроме упруго-пластических деформаций, как правило, наблюдается разрушение горной породы (разрывная деформация) по многочисленным трещинам;

2) чрезвычайно широко изменяющиеся отношения между упругими и пластическими деформациями. Так, многие горные породы деформируются как высокопластичные материалы, поэтому только немногие случаи можно анализировать при помощи законов теории упругости;

3) образование систем трещин, которые могут иметь различную ориентировку относительно трех главных осей деформации. В случае упругого тела трещины скола располагаются примерно под углом 45° по отношению к главному нормальному напряжению, но по мере увеличения значения пластической деформации в общей деформации горной породы этот угол увеличивается до 90° и происходит встречное вращение сопряженных систем трещин скола;

4) благодаря указанной и другим причинам (например, действию пары сил) развитие односистемных трещин скола;

5) существенное изменение в ряде случаев объемов деформированных горных пород;

6) частое развитие неоднородных деформаций, обусловленных гетерогенностью комплексов горных пород (эндогенная неоднородность), и объемных деформаций, обусловленных действием объемных и неоднородных тектонических полей напряжений (экзогенная неоднородность);

7) широкое распространение гармонических, ритмически неоднородных деформаций скалывания, связанных, очевидно, с волновой природой распространения многих тектонических напряжений. Волновой механизм формирования трещинно-брекчиевых структур рассмотрен В. В. Богацким на примере Илимской группы магнетитовых месторождений Сибири. С целью выяснения природы рудолокализирующих структур здесь был впервые проведен их анализ на основе интерференционно-резонансных явлений, возникающих при волновых напряжениях в земной коре. Периодичность и дискретность пространственного проявления зон сжатия (расслаивания, смятия) и растяжения (отрыв, брекчирование) объясняются чередованием резонансных зон сжатия и растяжения при наложении волн различной длины. Этим, вероятно, объясняется дискретно-периодическая локализация разрывных нарушений, даек и рудных жил.

В связи с особыми условиями деформации горных пород при тектонических процессах, которые во многом не соответствуют условиям лабораторных испытаний твердых материалов, теории упругости и пластичности не дают полной характеристики деформаций горных пород, происходящих в земной коре. Закономерности развития в породах многочисленных разрывов (трещин), представляющих конечный результат упругой и пластической деформаций, особенно важны в геологии. Поэтому теория деформации горных пород в тектонофизике разрабатывается с учетом теорий упругости, пластичности и особенно прочности.

ЧАСТЬ II

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящее время имеется много различных классификаций геологических структур локальных рудоносных площадей, главным образом эндогенного оруденения: рудных районов (Шаталов, 1958; Радкевич, 1959 и др.); рудных полей (Крейтер, 1956; Смирнов, 1969, 1976; Вольфсон, Яковлев, 1975; Яковлев, 1968 и др.); рудных тел и месторождений (Крейтер, 1956; Королев, 1962; Смирнов, 1976; Вольфсон, 1953; Белевцев, 1961; Великий, 1961 и др.) и рудных столбов (Крейтер, 1956 и др.). Структуры экзогенных месторождений изучены слабее, и поэтому лишь в некоторых работах имеются о них сведения (Крейтер, 1956; Ермаков, 1962 и др.). Это же относится к специфическим структурам месторождений метаморфогенного происхождения (Семененко, 1946; Белевцев, 1961 и др.). Известны также различные классификации геологических структур рудных полей и месторождений тех или иных видов полезных ископаемых и различных их генетических типов, размещенных в разных металлогенических провинциях. Из этих частных систематик вытекает общая классификация структур рудных полей и месторождений различных генетических типов и видов полезных ископаемых. Несмотря на то что существует много вариантов таких классификаций, намечаются два направления их разработки: структурно-генетическое и структурно-морфологическое.

Структурно-генетическая классификация рудных полей и месторождений заложена более 40 лет тому назад трудами В. М. Крейтера, А. В. Королева, В. И. Смирнова и других геологов. В основу этих классификаций, имеющих некоторые отличия друг от друга, положены генетические типы рудоносных структур (складчатые, разрывные с перемещением, трещинные, кливажные и другие), которые определяют структурно-морфологические особенности месторождений и рудных тел, закономерности их размещения на площади рудных полей.

Структурно-морфологическая классификация рудных месторождений разработана Ф. И. Вольфсоном (1953). В ней для каждой генетической группы эндогенных месторождений (магматической, пегматитовой, скарновой, грейзеновой и гидротермальной) рассматриваются морфологические типы рудных тел, определяемые особенностями геологических структур различного генезиса; например, жиллообразные залежи пегматитов в трещинах скола.

Каждая из указанных классификаций имеет свои достоинства и недостатки. Классификация Ф. И. Вольфсона, обладая рядом положительных черт, как, например, взаимосвязью структурно-морфологических особенностей месторождений с их генетическим типом, характеризуется тем, что типы рудоносных структур стоят на втором плане и поэтому не являются ведущим признаком, что, естественно, усложняет

классификацию. В классификациях В. М. Крейтера, А. В. Королева и В. И. Смирнова хорошо вскрывается роль различных генетических типов структур в локализации оруденения, легко увязываются между собой структуры рудных полей и месторождений; это делает данную классификацию достаточно выдержанной и поэтому она взята нами за основу. В предлагаемой классификации структур рудных полей и месторождений выделяются серии геологических структур рудных полей и месторождений — в первую очередь, тектоногенная и тектоно-магматогенная, а также тектоно-метаморфогенная и тектоно-экзогенная. Каждая серия состоит из групп (и подгрупп) рудоносных структур, которые в свою очередь подразделяются на классы (иногда подклассы) или типы.

До недавнего времени в литературе, посвященной структурам рудных полей и месторождений, описывались главным образом тектонические структуры — складчатые, разрывные перемещения и трещинные. Значительно меньше уделялось внимания рудоносным структурам, формирование которых связано с магматическими процессами. Наиболее подробная классификация структур рудных полей, учитывающая помимо тектонических и магматических структуры, приведена В. И. Смирновым (1976), а также другими геологами.

Понятие «геологическая структура» более широкое, чем «тектоническая структура»; оно включает в себя структуры тектоногенного, магматогенного, экзогенного и метаморфогенного происхождения. Геологические структуры часто бывают комбинированными по своему генезису, формируются в ходе сложных геологических процессов и представляют собой тектоно-магматогенные, тектоно-метаморфогенные и другие структурные образования.

Ниже подробно рассматриваются дорудные структуры рудных полей и месторождений, описываются внутрирудные структуры, которые играют важную роль в локализации рудных столбов, а также отмечаются главнейшие послерудные структуры, осложняющие целостность рудных тел. При этом для дорудных структур каждой серии или группы приводится типизация структур сначала для рудных полей, а затем для месторождений.

Дорудные геологические структуры

ТЕКТОНОГЕННАЯ СЕРИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Тектоногенная серия структур рудных полей и месторождений наиболее хорошо изучена, и поэтому с небольшими уточнениями их классификация, разработанная В. М. Крейтером (1956) и другими учеными, положена в основу систематики, изложенной в данном учебнике (табл. 1).

ГЛАВА 3. ТЕКТОНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

В этой серии выделяются четыре группы структур рудных полей: 1) слабо дислоцированных зон, 2) складчатых зон, 3) зон разломов и 4) трещинных и кливажных зон.

Тектоногенная серия рудных полей и месторождений

Структуры рудных полей		Структуры месторождений	
группы, подгруппы	примеры	типы, подтипы	примеры
I. Зоны слабо дислоцированные	Сумсар (Средняя Азия)	I. Пластовые структуры: 1) напластования; 2) внутриформационного расслоения; 3) экранирования	Седмочисленницы (Болгария) Адыркоу (Средняя Азия) Феррис-Хаггарти (США)
II. Зоны складчатости А. Общего смятия	Брич-Мулла (Средняя Азия)	II. Складчатые структуры: 1) складки продольного изгиба со скольжением: а) полости отслаивания в шарнирах, б) складки волочения, в) пластообразные зоны трещиноватости, г) межформационные зоны срывов и дробления на крыльях;	Акжал (Казахстан) Бендиго (Австралия) Елизабет (США) Брич-Мулла (Средняя Азия) Джизикрут (Средняя Азия)
Б. Глыбовой	Корбалиха (Алтай)	2) складки поперечного изгиба; 3) блокированные складки; 4) диапировые складки	Баджансай (Казахстан) Благодатненское (Приморье) Аурахмат (Средняя Азия)
III. Зоны разломов А. Сжатия (надвиги, взбросы, сдвиги)	Амадор (США) Нерчинско-Заводское (Забайкалье)	III. Разрывные структуры перемещения А. Сжатия 1) взбросы; 2) сдвиги;	Кугитанг (Средняя Азия) Кадая (Забайкалье)
Б. Растяжение (сбросы, раздвиги)	Любавинское (Забайкалье) Архон (Кавказ)	Б. Растяжения 3) сбросы; 4) раздвиги	Беганьское (Карпаты) Эльбрус (Кавказ)
IV. Зоны трещинные и кливажные	Фрайберг (ГДР)	IV. Трещинные и кливажные структуры: 1) скола; 2) отрыва; 3) многосистемные; 4) оперения; 5) кливажные зоны; 6) кливажные штокверки	Антоновогорское (Забайкалье) Онон (Забайкалье) Аннаберг (ГДР) Бьютт (США) Богуты (Казахстан) Мурунтау (Средняя Азия)

СТРУКТУРЫ СЛАБО ДИСЛОЦИРОВАННЫХ ЗОН

В слабо дислоцированных зонах развиты пластовые структуры, которые характерны для рудных полей со стратиформными месторождениями руд главным образом цветных (свинца, цинка, меди), радиоактивных и других металлов, иногда — нерудного сырья (флюоритовые и др.). Эти месторождения приурочены к осадочным и вулканогенно-осадочным комплексам; чаще всего они залегают среди стратифицированных слоистых толщ карбонатных пород, песчаников и сланцев. Структуры слабо дислоцированных зон широко развиты в чехле платформ и верхних ярусах срединных массивов; встречаются также в миогеосинклинальных и посторогенных областях. Рудные тела стратиформных месторождений, характеризующиеся обычно простым составом руд, имеют пластообразную и пластовую формы, приурочены к определенным стратиграфическим пачкам или горизонтам таких толщ, очень слабо дислоцированным, хотя и нарушенным разломами, которые могли являться рудоподводящими каналами. На их площади отсутствуют изверженные породы и поэтому месторождения относятся к телетермальным, некоторые исследователи считают их первично-осадочными, но в последующем преобразованными благодаря гидротермальным и метаморфическим процессам; не исключено их полигенное происхождение (Смирнов, 1976).

Рудные тела стратиформных месторождений на рудных полях, приуроченных к пластовым структурам, обладают обычно большим площадным распространением (от нескольких километров — до десятков километров) и выдержанной мощностью (десятки метров), иногда они повторяются в разрезе, образуя многоярусные залежи. Такие структуры характерны для рудных полей свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах Казахстана (Каратау), Средней Азии (Сумсар), Южного Алтая, США (долины рек Миссисипи, Миссури), Европы (Австрии, Бельгии, Польши) и Северной Африки, месторождений медистых песчаников Центрального Казахстана (Джезказган) и реже сурьмяно-ртутных, например Китая (Вань-Шаньский тип).

Среди рудоносных пластовых структур различают региональные структуры, которые характерны для рудных районов и полей, и локальные пластовые структуры, к которым приурочены отдельные месторождения или рудные тела. Это подразделение учитывает масштабы пластовых структур, которые, правда, имеют иногда и качественные различия. Локальные пластовые структуры разного типа (напластования, внутрiformационного расслоения, экранирования) на рудных полях встречаются обычно совместно, отдельно же их нахождение более характерно для месторождений, поэтому их следует описать при характеристике последних.

СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

Классификации складок и складчатости (комплекса складок) бывают морфологические, геометрические, кинематические, физико-генетические, геолого-генетические и др. Наиболее разработаны геометрические, отчасти морфологические классификации. Более сложно обстоит дело с генетическими классификациями складчатости и складок, которых существует большое количество (Ажгирей, 1966; Белоусов, 1971; Гзовский, 1975; Михайлов, 1967; и др.). При изучении структур рудных

полей и месторождений целесообразно использовать как основу кинематическую классификацию В. В. Белоусова (1971). Она разработана с учетом экспериментальных тектоно-физических данных, в связи с чем хорошо увязывается с физико-генетической классификацией (Гзовский, 1975). Те же типы структур рудных полей и месторождений, которые выделены В. М. Крейтером (1956), Ф. И. Вольфсоном и П. Д. Яковлевым (1975), В. И. Смирновым (1976) и другими исследователями, хорошо укладываются в указанную классификационную схему; вместе с тем имеется возможность выделить новые типы (например, складки поперечного изгиба), которые играют важную роль в локализации эндогенного оруденения.

Помимо кинематических классификаций существуют геолого-генетические классификации складок, которые особенно дискуссионны, так как генезис складок не всегда ясен. Наиболее полной среди них является классификация В. Е. Хаина (1964). Нами сделана попытка увязать классификации В. В. Белоусова, М. В. Гзовского и В. Е. Хаина. В обобщенной классификации (табл. 2) выделяются серии, группы и подгруппы складчатости, приведены физико-генетические классы и подклассы, а также геолого-генетические типы складок, иногда их подтипы; показаны зоны глубинности формирования складок. Выделяются две основные серии складчатости: экзогенная и эндогенная. В экзогенной серии складчатости, формирующейся в поверхностной зоне, можно выделить по крайней мере три группы складчатости: 1) геоморфогенная, — складки которой связаны с элементами геоморфологии, например, с неровностями рельефа (складки осадочного облекания), ледниковыми формами (гляциодислокации); 2) гравигенная, — к которой относятся складки, обусловленные действием силы тяжести (складки оседания, оползания и отчасти выпирания) и 3) дилатогенная, — связанная с изменением объема пород (складки уплотнения, разбухания). Эти типы складчатости и складок относятся к экзогенной серии структур рудных полей и месторождений.

Складчатость и складки эндогенной серии формируются главным образом в малоглубинной зоне (отчасти в поверхностной), а также в глубинной зоне. Они подразделяются на тектоногенную и тектономагматогенную, а также тектоно-метаморфогенную складчатость, которая образуется в глубинных условиях.

Наибольшее значение для размещения эндогенных месторождений имеет тектоногенная складчатость, которая изучена лучше всего. В соответствии с представлениями В. В. Белоусова (1971) она состоит из трех групп складчатости: общего смятия, глыбовой и нагнетания. Важную роль в локализации оруденения играет складчатость общего смятия, представленная главным образом складками продольного изгиба со скольжением, которая характеризуется разнообразием рудоконтролирующих структурных элементов. В размещении месторождений большое значение имеет также глыбовая складчатость, которая представлена складками поперечного изгиба. Меньшую роль имеет складчатость нагнетания (соляные купола, диапировые складки). Поэтому для первых двух групп тектоногенной складчатости будут рассмотрены их основные черты и приведены примеры рудных полей. В следующей главе будет показана приуроченность месторождений к разным типам складок (продольного изгиба со скольжением, поперечного изгиба, блокированным, диапировым и др.), которые обусловили различные структурно-морфологические особенности рудных тел.

Генетическая классификация складчатости
(по В. В. Белоусову, М. В. Гзовскому, В. Е. Хаину)

Складчатость				Складки			
Зона глубинности	серия	группа	подгруппа	физико-генетический		геолого-генетический	
				класс	подкласс	тип	подтип
Поверхностная	экзогенная	геоморфогенная				осадочного облекания ледниковые (гляциодислокации)	
		гравигенная				оседания оползания выпираания	
		дилатогенная				уплотнения, разбухания	
Малоглубинная	эндогенная	тектоногенная	нагнетания	гравитационного всплывания		солянокупольные	
			общего смятия	гравитационного выжимания		диапировые	
				динамического отжимания		раздавливания	
		глыбовая	поперечного изгиба	а) продольного изгиба	б) продольного расплющивания	сдавливания (межразломные) приразломные гравитационного скольжения волочения течения	
облекания, штамповые отраженные надразломные	а) надфлексурные б) рубцовые в) шовные						
						блокированные	

Глубинная	тектоно-магматогенная	вулканическая			вулкано-купола вулканические брахиан- тиклинали и брахисинк- линали	
		плутоническая				
	тектоно-метаморфогенная	зон смятия			скальвания	
		метаморфических диапиров				
		гранито-гнейсовых куполов				

К складчатости общего смятия относят непрерывную (голоморфную) складчатость, образующуюся при продольном сжатии в разнородных слоистых толщах осадочных пород большой мощности. Она развита главным образом в геосинклинальных областях, где на их площади образует зоны среди полей развития складчатости других типов, в первую очередь глыбовой. Описываемая складчатость приурочена к геосинклинальным прогибам, подчиняясь контурам последних: линейные складки остроугольной формы развиваются в узких удлинённых прогибах, а брахиформные — в овальных прогибах. Складки расположены параллельно или чаще кулисообразно относительно друг друга. Антиклинали закономерно чередуются с синклиналями. Они являются параллельными (концентрическими) или более часто подобными складками (симметричными, асимметричными) с ориентировкой осей, согласной с простиранием прогиба, в котором они образуются.

Представления о генезисе складчатости общего смятия весьма разнообразны, в нее могут быть включены различные геолого-генетические типы складок, но вместе с тем эти складки объединяет общая физико-генетическая особенность — все они образованы продольным сжатием независимо от причин его возникновения. Поэтому они могут быть отнесены к одному физико-генетическому классу — к складкам продольного сжатия, в котором можно выделить два типа складок: продольного изгиба со скольжением и продольного расплющивания (складки течения). Наиболее разнообразны по своему происхождению складки продольного изгиба, им соответствуют три геолого-генетических вида складок: сдавливания (межразломные), приразломные (принадвиговые) и гравитационного скольжения. Более сложным является происхождение складок волочения, а также присдвигового подкласса приразломных складок. Те и другие образуются под действием пары сил: в первом случае — на крыле более крупной складки, а во втором — вдоль сдвига, в то время другие складки общего смятия формируются благодаря осевым сжимающим усилиям. Подклассу складок продольного расплющивания соответствуют складки течения.

При продольном сжатии слой подвергается действию горизонтально-сжимающих усилий, непрерывных вдоль его плоскости; при этом формы и размеры антиклиналей и синклиналей, а также их размещение определяются главным образом реакцией слоя на внешнее воздействие, т. е. его механическими свойствами. Морфология складок при экспериментах получается довольно однообразной — преобладают синусоидальные формы, переходящие в изоклинальную. В случае действия нагрузки, перпендикулярной слоистости толщи, складки становятся корчачатыми.

Для того чтобы лучше понять характерные особенности складок продольного сжатия, следует проследить процесс их зарождения и развития, являющийся более или менее единым, но состоящий из нескольких стадий (рис. 13).

Первая стадия представляет собой деформацию в виде продольного изгиба со скольжением, приводящим к образованию параллельных (концентрических) складок, которые могут сопровождаться: 1) седловидными полостями в замках складок, 2) кливажом скола—послойным и веерообразным в пластах хрупких пород (например, в песчаниках).

3) складками волочения в пластах пластичных пород (например, глинистых сланцев), слагающих крылья складки.

Вторая стадия заключается в пластическом перераспределении материала с выжиманием (расплющиванием) пластичных пород, например таких, как глинистые сланцы, в шарниры складок, развитием полойной сланцеватости (динамического кливажа) и тектоническим

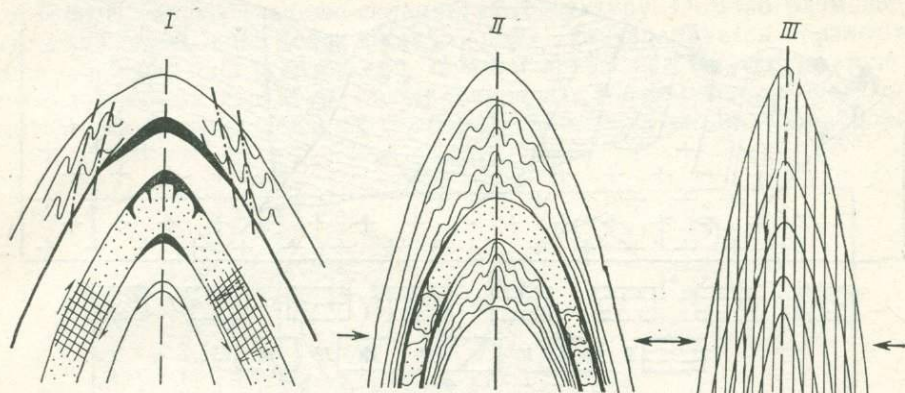


Рис. 13. Стадии развития складок общего смятия (по В. В. Белоусову). Стадия I — складка продольного изгиба со скольжением; стадии II—III — складка продольного расплющивания

разлинзованием (структурами будинажа) пластов хрупких пород, например, песчаников; крылья складок осложняются также взбросами, надвигами.

Третья стадия начинается после того как дальнейшее сжатие складок, ставших уже изоклинальными, невозможно и поэтому развивается кливаж течения (главный кливаж), параллельный осевой плоскости складок. Иногда происходит межпластовое скольжение на крыльях складок и в связи с этим кливаж течения приобретает S-образную форму. Эти элементы механизма описываемого складкообразования часто перекрывают друг друга, развиваясь в какой-то степени одновременно, что в первую очередь относится к продольному изгибу и полойному перераспределению материала. Чаще всего встречаются складки смешанного происхождения, у которых разные пачки пород деформируются различным образом.

Складчатая структура **Бричмулинского рудного поля** — пример складчатости общего смятия. В строении его принимает участие слоистая толща осадочных пород верхнего девона — нижнего карбона. Она слагает главную структуру поля — Коксуйскую антиклиналь, с которой связаны продольные разломы, осложняющие ее крылья (рис. 14).

Вдоль осевой части этой складки располагается большинство месторождений. К осложняющим ее брахискладками и куполами, которые сопровождаются межпластовой трещиноватостью, отслоением и срывами, приурочено большинство рудных тел согласной пластообразной формы Устарасайского месторождения, отчасти рудные залежи Бричмуллы. Большое значение имеет литологический контроль оруденения — арсенопиритовые рудные тела залегают в нижнекаменноугольных тонкослоистых известняках или в пачке переслаивания сланцев и известковистых алевролитов.

Крутые разрывные нарушения, осложняющие складчатую структуру, являются рудопроводящими и рудораспределяющими каналами. Так, например, кварц-висмутное оруденение, представленное только жилами, приурочено к секущим трещинам.

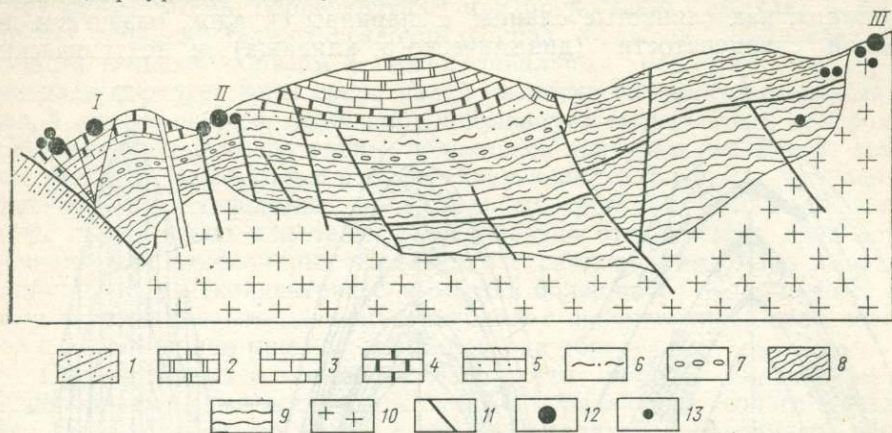


Рис. 14. Схематический геологический разрез через рудное поле Бричмулла (по В. А. Воронищу):

1 — конгломераты и песчаники мезокайнозойского возраста; 2 — доломиты и известняки нижнего турне; 3 — известняки фаменского яруса; 4 — известняки с прослоями доломитов нижнего турне; 5 — роговики с прослоями мраморов и доломитов переходного горизонта франско-фаменского возраста; 6 — роговики и кварциты франского яруса; 7 — конгломераты и песчаники франского яруса; 8 — роговики и сланцы ордовикского возраста; 9 — сланцы нижнепалеозойского возраста; 10 — интрузив гранодиоритов; 11 — разломы; 12 — месторождения; 13 — рудопоявления. Месторождения: I — Бричмулла, II — Устарасай, III — Чавата

СТРУКТУРЫ ЗОН ГЛЫБОВОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

К глыбовой складчатости относят прерывистую (идиоморфную) складчатость, формирующуюся при вертикальных перемещениях тектонических блоков. Эти блоки образовались в результате расчленения древнего основания (фундамента складчатого комплекса) разломами различных направлений. Благодаря дифференцированным движениям блоков по ограничивающим крутым разломам происходила деформация вышележащих пластов пород с образованием складок поперечного изгиба. Глыбовая складчатость развита на платформах, в срединных массивах, в геоантиклинальных и орогенных зонах геосинклинальных областей, в зонах активизации; часто она проявлена в вулканических областях. Этот тип складчатости образуется в тех зонах, в которых господствуют тектонические поля напряжения с преобладанием вертикальных или крутонаклонных сил.

Складки имеют коробчатую форму; среди них преобладают положительные структуры. Размещение и ориентировка складок разнообразные; они обусловлены обычно региональными разломами и зонами разрывных нарушений, особенно длительно развивавшихся. Глыбовая складчатость формируется в местах пересечения господствующих направлений этих разломов с поперечными или диагональными нарушениями. Поэтому рудные районы и поля развития складчатости такого типа обычно имеют мозаично-блоковое строение, которое оказывает

существенное влияние на размещение проявлений интрузивного и особенно вулканического магматизма, метасоматитов и эндогенных (скарновых, гидротермальных), а также некоторых экзогенных и более сложных по генезису (вулканогенно-осадочных) месторождений. Рудные поля бывают приурочены к комплексу складок поперечного изгиба, которые образуют глыбово-складчатую структуру. Обычно размещение месторождений в пределах рудного поля контролируется разломами типа сбросов, иногда взбросов, осложняющих крылья более крупных антиклинальных структур (антиклинориев), зонами сопряжения положительных и отрицательных глыбовых складок, к которым приурочены

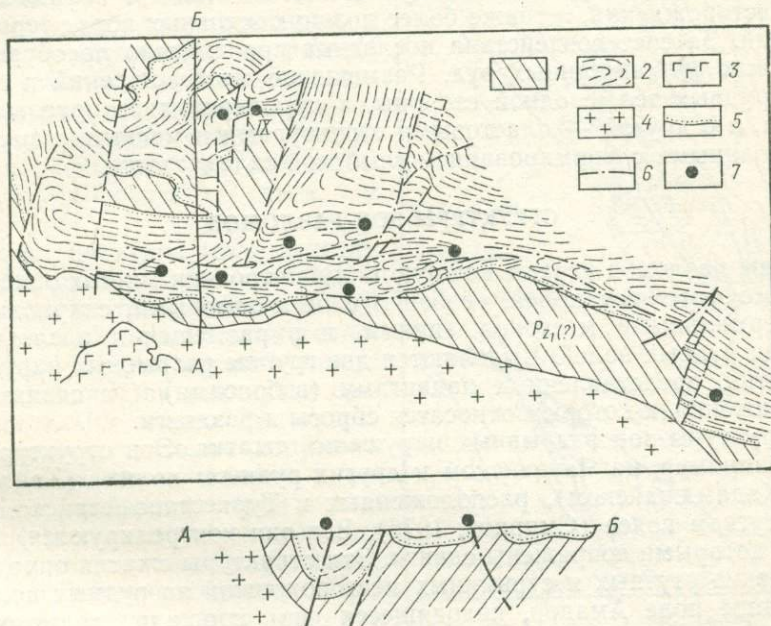


Рис. 15. Геологическая схема полиметаллического Корбалихинского рудного поля на Алтае, приуроченного к глыбовой складчатости (по В. Н. Выдрину, Е. И. Венцловайте, В. П. Дмитриеву): 1 — нижний (каледонский) структурный ярус; 2 — верхний (герцинский) структурный ярус; 3 — габбро-диориты дозмейногорского интрузивного комплекса; 4 — гранитоиды змейногорского интрузивного комплекса; 5 — несогласный стратиграфический контакт между структурными ярусами; 6 — разрывные нарушения; 7 — полиметаллические месторождения

рудоносные зоны, представленные несколькими месторождениями, входящими в состав рудных полей. Структурно-морфологические особенности месторождений и позиция рудных тел определяются не только этими краевыми разломами и связанными с ними трещинными структурами, но также межпластовыми зонами отслаивания и другими структурными элементами, характерными для складок поперечного изгиба.

Корбалихинское рудное поле, расположенное в Змейногорском районе Рудного Алтая, может служить примером приуроченности к глыбовой складчатости (рис. 15). Оно расположено в зоне сопряжения вулканотектонической депрессии и поднятия. Блоковое строение рудного поля определило глыбовую складчатость. Она имеет древнее (де-

вонское) заложение, что связано с расчленением каледонского основания, сложенного нижнепалеозойскими метаморфическими породами, на тектонические блоки разломами (сбросами) субширотного и субмеридионального простирания. Складки конседиментационные, так как блоки испытывали дифференциальные вертикальные движения еще в период накопления осадочно-вулканогенных толщ; так в положительных структурах мощности эйфельских отложений в 2—3 меньше, чем в отрицательных (особенно в приразломных прогибах). Тектонические движения вдоль краевых разломов глыбовых складок возобновлялись неоднократно, о чем свидетельствует приуроченность к ним девонских вулканических сооружений, субвулканических тел и полиметаллических месторождений, а также более поздних жильных пород герцинских интрузий. За счет воздействия последних происходило преобразование первичных вулканогенных руд. Размещение месторождений и локализация рудных тел, с одной стороны, контролировались краевыми разломами, а с другой — пластовыми структурами и мелкими нарушениями, связанными с формированием глыбовой складчатости.

СТРУКТУРЫ ЗОН РАЗЛОМОВ

Зоны разломов играют важную роль в строении многих эндогенных и метаморфогенных полей, особенно с пегматитовыми, скарновыми и гидротермальными месторождениями, и в размещении последних на площади рудных полей. Выделяются две группы разрывных нарушений: 1) сжатия, представленных надвигами (взбросами) и сдвигами, и 2) растяжения, к которым относятся сбросы и раздвиги.

Структуры зон разрывных нарушений сжатия. Эти структуры развиты, например, на Чаувайском и других рудных полях (Хайдарканском, Кадамджайском), расположенных в Туркестано-Алайском сурьмяно-ртутном поясе (Смирнов, 1976). Все они контролируются надвигами, с которыми сопряжены сдвиги. Эти структуры сжатия определяют размещение ртутных и сурьмяных месторождений на рудных полях.

Рудное поле Амадор, находящееся на площади золоторудного пояса Мозер Лод (США), приурочено к взбросу субмеридионального простирания, крутопадающему под 60—80° на ССВ (рис. 16). Этот разлом отделяет блок углистых сланцев верхней юры от зеленокаменных пород карбона. Золотоносные кварцевые жилы приурочены к главному шву взброса и к оперяющим его сколам. Одна из жил мощностью 1—15 м прослежена на 4 км в длину и до 1500 м на глубину. Боковые жилы, развитые главным образом в лежащем боку разлома, имеют значительно меньшие размеры и глубину (до 300—600 м).

Другой пример разрывной структуры сжатия — структуры Нерчинско-Заводского и Горно-Зерентуйского рудных полей (Восточное Забайкалье), где они контролируют размещение полиметаллических месторождений (Крейтер, 1956). Они также представляют собой сочетание надвигов, развивавшихся параллельно складчатости, и сопряженной системы диагональных сдвигов, образовавшихся в различные этапы деформации.

Структуры зон разрывных нарушений растяжения. Сбросы играют роль в расчленении комплексов пород, слагающих рудные районы и поля, и на площадях месторождений полезных ископаемых. Особенно охотно эти разрывы формируются в обстановке растяжения, сопутствующего развитию областей активизации и вулканических поясов,

при осложнении сводовых и куполовидных поднятий наложенными тектоническими и вулкано-тектоническими депрессиями и впадинами. Такие структуры характерны для Тихоокеанского пояса. Так, например, рудное поле Криль-Крик с приповерхностными низкотемпературными золото-серебряными месторождениями приурочено к грабенообразной тектонической структуре, начало формирования которой непосредственно предшествовало развитию вулканических процессов, с которыми связывают эти месторождения. В заполнении вулкано-тектонической депрессии, происходившем в процессе ее опускания, на ранних стадиях участвовали осадочные породы, которые затем сменились отложением мощной толщи вулканических брекчий, и внедрением субвулканических даек и штоков.

Можно привести много примеров, когда рудные поля связаны с поднятиями (антиклиналями и особенно куполами) как тектоногенного, так и тектоно-магматогенного происхождения. Они находятся среди относительно слабо дислоцированных пород, которые нарушены сбросами, образовавшимися в результате растяжения пород в плане. Чаще всего эти положительные структуры осложнены депрессиями, которые ограничены сбросами. Последние бывают как линейными, так и радиальными, кольцевыми и дугowymi. Для примера приведем следующие рудные поля в США: с свинцово-цинковыми месторождениями — Офир, Сильвертон, Боди, с золотыми — Голдфилд, с золото-серебряными — Ла-Плата, с серебряно-полиметаллическими — Рико, Крид. В Мексике находятся рудные поля с серебряными месторождениями — Гуанахуато, с золото-серебряными — Сан-Рафаэль, Эль-Оро и др. Наглядно рудоконтролирующую роль сбросов можно видеть в районе развития флюоритовых месторождений штатов Иллинойс и Кентукки в США. Здесь куполовидная структура осложнена серией сбросов, к которым приурочены месторождения.

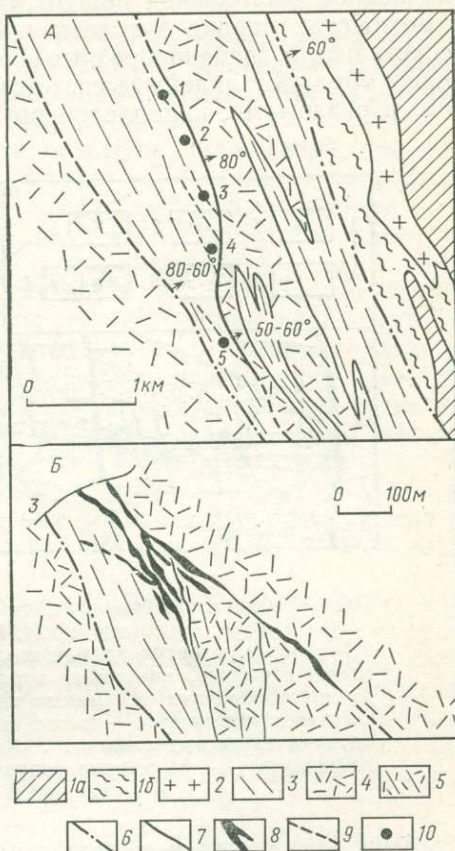


Рис. 16. А — схема геологического строения рудного поля Амадор (США), приуроченного к взбросу (по А. Кноpfу, В. Кларку); Б — геологический разрез через месторождение Кейстон: 1 — породы формации Калаверас (карбон): а — углистые филлиты с подчиненными кварцитами, известняками и кремнистыми сланцами, б — амфиболитовые сланцы; 2 — метадiorиты, породы формации Марипоса (верхняя юра); 3 — углисто-глинистые сланцы; 4 — зеленокаменно-измененные вулканики; 5 — переслаивание зеленосланцевых и углисто-глинисто-сланцевых пород; 6 — 7 — разломы: 6 — предполагаемые, 7 — прослеженные; 8 — рудные жилы; 9 — предполагаемое положение боковых рудных жил; 10 — месторождения

Сводовые поднятия, являющиеся характерными структурами областей активизации, например Забайкалья, осложнены мезозойскими впадинами, которые ограничены сбросами. С региональными разломами связаны разрывы такого же типа, но меньшего масштаба, которые придают рудным районам и полям мозаично-блоковое строение, обусловленное обстановкой общего растяжения. В формировании верхнемезозойских впадин элементы пластического прогибания фундамента сочетались с грабенообразными опусканиями блоков по сбросам. Впадины образуют линейные системы, которые контролируются региональными разломами, параллельными оси сводовых поднятий. С этапом

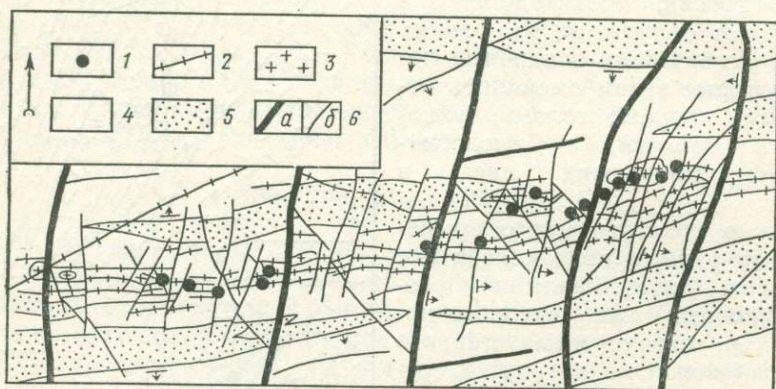


Рис. 17. Схема строения рудного поля, приуроченного к системе сбросов (по Н. Н. Биндеману):

1 — участки развития рудных кварцевых жил; 2 — дайки верхнеюрских гранит-порфиров, кварцевых порфиров и диорит-порфиров; 3 — выходы штокообразных тел мезозойских гранитоидов; 4—5 — верхнепалеозойские отложения: 4 — толщи переслаивающихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, 5 — толщи с преобладающим развитием песчаников; 6 — разрывные нарушения типа сбросов и сбросо-сдвигов: а — главные, б — второстепенные

грабенообразования и мезозойским вулканизмом связаны приповерхностные низкотемпературные месторождения (балеийский тип). Эти месторождения тяготеют к верхнемезозойским впадинам и их прибортовым частям, где большим развитием пользуются разломы, преимущественно сбросы. Так, Балеийский грабен, к которому приурочено одноименное рудное поле, осложняет Даурский свод. Большинство таких рудных районов и полей в Забайкалье сложено преимущественно докембрийскими и палеозойскими толщами и древними гранитоидами, но Любавинско-Хавергинский район сложен верхнепалеозойскими песчано-сланцевыми отложениями. Этот комплекс сильно дислоцирован: собран в асимметричные складки, осложненные надвигами и взбросами широтного простирания. В мезозое район, вовлеченный в активизированное поднятие, поперечными разломами (сбросами и сбросо-сдвигами) был расчленен на блоки, к одному из которых приурочено рудное поле (рис. 17). Вместе с тем подновлялись и древние субширотные зоны, в них формировались дайковые пояса мезозойского возраста. Рудное поле имеет мозаично-блоковое строение. Внутри каждого из блоков были различные структурные условия, отразившиеся на особенностях форми-

рования даек и рудообразование. В размещении месторождений и рудопроявлений, представленных кварцево-жильным типом, большую роль сыграли субмеридиональные сбросы и сбросо-сдвиги, ограничивающие блоки, и внутриблоковые — также дорудные разломы СВ простирания, развивавшиеся в основном как трещины оперения, связанные, по Н. А. Фогельман, с краевыми разломами.

Сбросы, осложняющие складчатые структуры, контролируют размещение сурьмяных месторождений Терекского и Касанского рудного поля (Средняя Азия). Эти сбросы параллельны региональным разломам такого же типа, ограничивающим Касанский грабен.

Раздвиги — самостоятельные типы разрывных нарушений, при которых перемещение стенок трещин и разломов происходит в направлении, перпендикулярном к их поверхностям. К раздвигам относятся как тектонические, так и нетектонические разрывы — контракционные и антиконтракционные трещины отрыва (усыхания, усадки и др.), зияющие разрывы сплошности пород без смещения их стенок, возникающие при землетрясениях. В эту группу включаются трещины гидростатического эффекта расклинивания, а также раздвинутые трещины скола и разломы, оказывавшиеся в положении трещин отрыва при данной деформации. Первоначально возникшие при отрыве раздвиги характеризуются специфической морфологией: рваные неровные края стенок, без смещений вдоль поверхностей, зияющие или выполненные кластическим материалом и т. д. В случае если раздвиги образуются на месте нарушений сколового типа, то они сохраняют морфологические черты последних (плоскости скольжения со смещением вдоль них, глинку трения, милониты и т. д.).

Раздвиговые структуры, которые формируют выдержанную серию параллельных нарушений и представляют типичные лестничные структуры, относятся к упорядоченным, а раздвиги, рассеянные в разных частях тектонических блоков и образующие сложные сочетания и контуры залежей, — к неупорядоченным. Важным условием для развития раздвигов является возможность свободного скольжения тектонических блоков, пластин или даек по ограничивающим их сколовым зонам, сопровождающимся глиной трения или рассланцеванием.

Раздвиги играют важную роль в строении некоторых рудных полей, в локализации месторождений и структурно-морфологических особенностей рудных тел (Кушнарев, 1977). Они представлены лестничными структурами, которые вмещают месторождения — от глубинных магматических до ртутных приповерхностных. Эти структуры — ведущий тип в золоторудных месторождениях (Березовское на Урале, Хог-Маунтин, Алабама в США; Тредвел и Морнинг-Стар на Аляске в США), ртутных (Ред Девел на Аляске; Авадхада на Кавказе); полиметаллических (Эльбрус на Кавказе; месторождения Средней Азии) и др.

В некоторых провинциях наблюдается региональное развитие раздвигов, которые являются характерными структурами рудных полей и даже районов. Это, например, Северный Кавказ, где такие структуры и серия свинцово-цинковых месторождений распространены на площади Садоно-Унальского горста, который ограничен северо-западными разломами. Ширина горста — от 1 до 2 км; он расчленен поперечными крутыми разломами — раздвигами СВ простирания, первоначально сформировавшимися как сколовые зоны с брекчиями, милонитами и глиной трения. К ним приурочены рудные поля со свинцово-цинковыми месторождениями (Архон, Холст, Кадат и др.) и рудопроявлениями.

СТРУКТУРЫ ТРЕЩИННЫХ И КЛИВАЖНЫХ ЗОН

Значение трещинных и кливажных структур в локализации оруденения. Форма и залегание многих эндогенных рудных тел обнаруживает тесную связь со степенью и характером трещиноватости вмещающих пород. Протяженность и другие особенности таких трещин в значительной степени определяют размеры и форму соответствующих жил. Необходимым условием образования рудных тел, представляющих собой штокверки тонких прожилков, является соответствующее развитие трещин и кливажа во вмещающих породах. Содержание в таких рудах полезных компонентов, т. е. качество руд, в значительной мере определяется частотой и характером трещин, выполненных рудой. Преимущественное залегание таких прожилков должно учитываться при разведке и опробовании подобных месторождений.

Метасоматические рудные тела, замещающие какие-либо благоприятные породы, образуются только там, где в последние могли проникнуть рудоносные растворы; подводящими каналами для них чаще всего являются какие-нибудь трещины. Сама благоприятность пород часто определяется не только особенностями их химического состава, но также (иногда главным образом) трещиноватостью пород во время проникновения рудных растворов. Эта трещиноватость зависит от физико-механических свойств горных пород.

Распределение в рудных телах различных сортов руд, бедных и богатых руд, а также обогащенных участков (рудных столбов) определяется обычно трещиноватостью, возникшей во вмещающих породах и в ранее образовавшейся жиле. Поэтому выявление закономерностей распределения в рудном теле полезных и вредных компонентов тесно связано с изучением тех внутриминерализационных движений, которые обусловили образование этой трещиноватости.

Весьма часто при исследовании месторождений имеют дело с трещинами, по которым происходили смещения уже после образования рудных тел. Такая послерудная трещинная тектоника может сильно затруднить выяснение общих перспектив месторождений и их разведку.

Таким образом, с точки зрения возраста трещиноватости по отношению к оруденению выделяются трещины: 1) до рудные или в более широком понятии доминерализационные — древние и более молодые — предрудные структуры; 2) внутрирудные или внутриминерализационные (раннерудные и позднерудные); 3) послерудные или послеминерализационные, среди которых известны нарушения, завершающие тектоно-магматический этап, с которым связано месторождение, и более молодые послерудные трещины, обусловленные другим этапом.

Наконец, изучение гидрогеологического режима месторождения, распределение устойчивости горных выработок, эффективности взрывных работ и решение ряда других горно-технических вопросов требуют знания характера трещиноватости.

Классификации трещин. Трещины, развитые в горных породах, можно классифицировать либо по расположению относительно горных пород (слоистости, сланцеватости, ориентировки линейных и пластинчатых минералов) и по ориентировке трещин в пространстве, либо исходя из условий их образования. В первом случае систематика трещин является геометрической, а во втором классификация имеет генетический характер.

В геометрической систематике среди осадочных и метаморфических пород, обладающих ясно выраженной слоистостью или имеющих неясную слоистость, но четкую сланцеватую текстуру, выделяются: а) поперечные трещины, секущие в плане слоистость или сланцеватость и расположенные по направлению падения (в разрезах трещины вертикальные или наклонные); б) продольные трещины параллельные линии простирания, но секущие слоистость или сланцеватость в вертикальных разрезах; в) косые трещины, секущие слоистость (сланцеватость) под углом относительно простирания и направления падения; г) согласные трещины, ориентированные параллельно слоистости (сланцеватости) как в плане, так и в разрезах.

В массивных, а также в слоистых и сланцеватых породах нередко трещины удобно систематизировать по углу наклона: вертикальные (с углом падения от 80 до 90°), крутые (от 45 до 80°), средние по падению (от 30 до 45°), пологие (от 10 до 30°) и горизонтальные (от 0 до 10°).

Генетические классификации разнообразны и разработаны они многими исследователями. Так, В. А. Невский (1979), вслед за Г. Д. Ажгиреем (1966), приводит такие классификации трещин: 1. По типу разрушения: трещины скола (простые и сложные) и трещины отрыва (простые и сложные). К этому следует добавить трещины расплющивания; 2. Генетическая классификация трещин в зависимости от того, в результате каких напряжений они образовались. К первой группе относятся трещины, возникшие под влиянием внешнего силового воздействия (экзогенные трещины), как тектонического (регионального или локального), так и нетектонического происхождения. Ко второй группе относятся трещины, обязанные своим образованием внутренним напряжениям, возникающим в процессе формирования и дальнейшего изменения горных пород (эндогенные трещины). Близка к этой классификации систематика А. Е. Михайлова (1973), в которой выделяются две серии трещин: тектонических и нетектонических; к последним относятся в первую очередь эндогенные трещины, а также трещины нетектонического происхождения первой группы. Поскольку тектонические трещины (скола, отрыва, расплющивания и др.) будут рассмотрены нами подробно в данной главе, следует сначала отметить типы трещин нетектонического происхождения.

К нетектоническим трещинам, связанным с внешним силовым воздействием на горные породы, относят: 1) первичные трещины магматических горных пород (интрузивных, вулканических), связанные с механизмом внедрения магмы, 2) трещины, образующиеся в процессе возникновения диапировых куполов (особенно соляных), 3) гравитационные трещины, 4) трещины удара (образующиеся под воздействием лавин и других явлений), 5) трещины, возникающие в процессе технических взрывов. Ко второй группе трещин, возникающих под воздействием внутренних напряжений, которые связаны с процессом развития и дальнейшего преобразования горных пород, относятся следующие типы: 1) первичные литогенетические трещины отдельности (отрыва) в осадочных горных породах, 2) первичные контракционные трещины отдельности в магматических (интрузивных, вулканических) породах; 3) трещины выветривания и 4) трещины разгрузки.

Тектонические трещины. Эти трещины, развитые в комплексах слоистых толщ пород, обычно собранных в складки, можно подразделить на две группы: 1) трещины, генетически связанные со складчатостью, и 2) трещины, наложенные на складчатость и связанные обычно

с разрывными нарушениями, характеризующимися перемещением блоков пород (надвиги, взбросы, сдвиги, сбросы). Трещиноватость, генетически связанную со складчатостью, можно подразделить на два типа: 1) региональная трещиноватость, к которой относятся как крупные, так и мелкие трещины, подчиненные общему плану деформации, и 2) локальная трещиноватость (обычно мелкие трещины), связанная с отдельными складками. Второй тип трещиноватости представлен трещинами растяжения (отрыва) в сводовых частях складок, трещинами скола по слоистости и веерообразными, которые рассмотрены нами раньше при описании складок продольного изгиба со скольжением и др. (см. рис. 13). Эти трещины возникают благодаря действию локальных тектонических полей напряжения. Трещины, связанные с общим планом деформации складчатости, обусловлены региональными тектоническими полями напряжения. Такие трещины развиваются параллельно направлению складчатости и падают друг навстречу другу, т. е. так же, как надвиги и взбросы, а трещины отрыва имеют горизонтальные залегания. При этом малая главная ось деформации S бывает расположена вкрест этому простиранию, большая — A ориентирована вертикально, т. е. в плоскости деформаций, а средняя — B — по простиранию складчатости. В случае значительной нагрузки вышележащих толщ большая главная ось деформации A занимает горизонтальное положение параллельно направлению складчатости, а средняя ось B ориентирована вертикально. В этом случае вертикальные трещины скола являются диагональными (типа сдвигов) по отношению к главному простиранию складчатых структур, а вертикальные трещины отрыва расположены перпендикулярно им. Все эти проявления трещин обусловлены деформацией чистого сдвига.

Трещины, наложенные на складчатость, обычно связаны с крупными разрывными нарушениями, по которым перемещаются тектонические блоки. При этом происходит деформация сдвига, возникающая в результате действия пары сил, с которыми связаны две или одна система трещин сколов, и одна — отрыва, они являются опережающими и параллельными (одна система трещин скола) плоскости разрывного нарушения, по которой происходит смещение блоков пород (рис. 18). Трещины расплющивания, представленные одним направлением, и перпендикулярные к ним трещины отрыва развиваются в особых условиях чередования пластов сильно пластичных пород и, наоборот, хрупких пород. Наиболее типичным примером являются трещины, связанные со структурами тектонического разлинзования или будинаж (см. рис. 4), развивающихся в зонах смятия и древних комплексах метаморфических сланцев. Трещины расплющивания наследуют сланцеватость в таких породах.

Кливаж — способность горной породы раскалываться на пластины по густо развитой системе параллельных поверхностей, секущих слоистость или согласных с ней. Кливаж возникает за счет ориентировки минералов или образования независимой от такой ориентировки сети параллельных трещин.

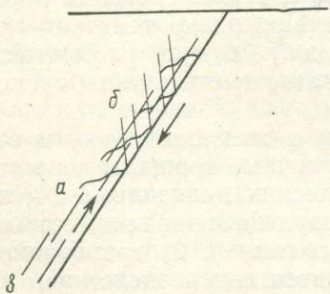


Рис. 18. Взброс с опережающими его трещинами отрыва (a) и скола (b , $в$)

Сланцеватостью считают некоторые хорошо развитые системы кливажа (преимущественно кливажа течения) среди слоистых пород, а также делимость и трещиноватость в массивных породах, формирующиеся в связи с пластической деформацией при складкообразовании.

Рассланцеванием называют часто расположенные по параллельным плоскостям в тектонических зонах крупных разрывных нарушений (Ажгирей, 1966). Различают три главных типа кливажа (рис. 19): 1) течения при ориентировке плоских и удлиненных минералов горной породы вдоль параллельных плоскостей, 2) кливаж разлома, который в отличие от кливажа течения представляет систему часто расположенных, взаимно параллельных тонких трещин, расчленяющих горную породу на пластинки, и 3) кливаж скола, занимающий промежуточное, переходное положение между кливажем течения и кливажем разлома. Зерна породообразующих минералов при формировании кливажа скалывания ориентированы только вблизи поверхностей кливажа.

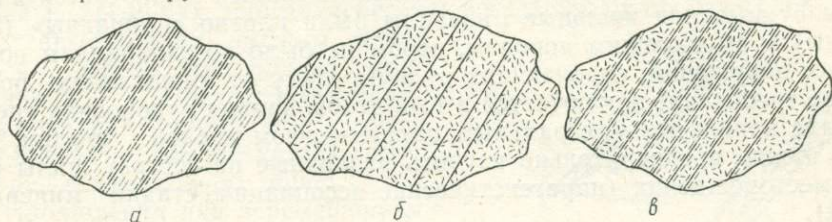


Рис. 19. Главные типы кливажа, различаемые по степени участия вещества в деформации (по Г. Д. Ажгирею):
a — кливаж течения, *б* — кливаж разлома, *в* — кливаж скола

Смещения по рудоносным трещинам. Процесс рудоотложения развивается прерывисто, отдельными импульсами. Рудообразование часто происходит на фоне развивающейся трещинной структуры; в этом состоит основа представления о многостадийности процесса, которая характерна для большинства гидротермальных месторождений, особенно жильного типа (например, на Дарасунском месторождении насчитывается до 7 стадий минералообразования). Минеральный состав каждой стадии отличается от предыдущей. Правда, изменение минерального состава от стадии к стадии, как известно сейчас, ставят также в прямую зависимость от физико-химических условий минералообразования (изменения потенциалов серы, кислорода и др.). Во всяком случае они нередко разделяются тектоническими подвижками, приводящими к приоткрыванию трещин. Для геологов, занимающихся изучением структур рудных месторождений, важно выяснить характер и направление движений в различные этапы его формирования: дорудный (доминерализационный), внутрирудный (внутриминерализационный), послерудный (послеминерализационный).

Дорудные (доминерализационные) движения представляют собой подвижки в плоскости рудоносной трещины, проявившиеся перед оруденением или в процессе развития первой стадии минерализации. Разделить собственно дорудные от тех, которые развиваются в первую стадию, трудно, но все-таки последние выделяют иногда как предрудные. Выяснение направления дорудных движений по рудоносным трещинам имеет очень важное значение, так как позволяет выяснить историю формирования структуры месторождения и предугадать

возможное положение наиболее часто встречающихся обогащенных участков оруденения (рудных столбов), приуроченных к изгибам трещин по простиранию и по падению.

Трещины скولا никогда не бывают математическими плоскостями. На них всегда наблюдаются более или менее значительные искривления по простиранию и по падению. При смещениях происходит притирание в одних местах и приоткрывание в других. Характер и положение приоткрытых участков зависит от направления перемещения в плоскости трещин в процессе рудоотложения. При горизонтальном смещении по часовой стрелке (правые сдвиги) приоткрываются участки с большим азимутом простирания, а против часовой стрелки (левые сдвиги) — с меньшим азимутом простирания; при надвигах (взбросах) приоткрываются участки с меньшими углами падения; при сбросах — с большими углами падения.

Первое основное требование для определения правильного направления дорудных (доминерализационных) подвижек заключается в том, чтобы рудные или жильные минералы были плотно «припаяны» (приварены) к вмещающим породам, чтобы не было по зальбандам последрудных нарушений, отделяющих рудную массу от вмещающих пород. Второе требование заключается в том, чтобы данная рудоносная трещина была заполнена минеральным парагенезисом первой стадии. Для этого нужно предварительно изучить различные по составу жилы рудного месторождения (парагенетические ассоциации, стадии минерализации).

В случае прохождения рудоносной трещины среди слоистых осадочных или осадочно-вулканогенных толщ направление смещения определяют непосредственно по смещению пластов; при залегании рудоносной трещины в однородных породах — по смещению пересекаемых даек. Желательно, чтобы были две различные дайки. Однако не всегда перемещение пластов или даек дадут точные данные о направлении отдельных их частей: будет видно либо горизонтальное, либо вертикальное смещение. Для уточнения необходимо знать положение линии скольжения, т. е. линии, показывающей направление перемещения. Оно определяется несколькими способами: во-первых, по бороздам скольжения, но надо при этом быть уверенным, что борозды эти являются дорудными, т. е. руда к ним должна быть «приварена». Желательно иметь статистические данные по замерам положения борозд скольжения, так как перемещение блоков является сложным процессом. Обычно отмечают положение борозд скольжения относительно плоскости, указывая, вместе с тем, в каком направлении и под каким углом они падают.

Во-вторых, направление предрудных перемещений, особенно в однородных породах, можно установить по оперяющим трещинам скولا и отрыва. Положение этих трещин закономерно связано с подвижками по основной трещине, в результате которых они и образуются (см. рис. 18). При этом существуют определенные правила: 1) стрелка, указывающая направление относительного перемещения стенки трещины, направлена своим острием в острый угол, образованный главной трещиной скولا и оперяющей трещиной отрыва; 2) стрелка, указывающая направление относительного перемещения стенки главной трещины, направлена острием в тупой угол, образованный этой трещиной и оперяющей ее трещиной скولا. При этом истинное положение линии скольжения — это перпендикуляр к линии сопряжения (пересечения) оперяющей и главной трещины, лежащей в плоскости главной трещины, поскольку опе-

ряющие трещины обязаны своим происхождением движению по главной трещине.

К внутрирудным или внутриминерализационным движениям (внутрирудная тектоника) относятся подвижки, проявляющиеся в ходе процесса минерализации и разделяющие одну стадию от другой. Определить характер и направление внутрирудных подвижек так же важно, как и для дорудных движений, в тех случаях, когда наиболее интересное оруденение относится не к первой, а к последующей стадии процесса, и выяснение направления перемещения начинает играть первостепенную роль, например, для выяснения формы и залегания рудных столбов.

Различные стадии рудного процесса проявляются в виде обособленных рудных тел, которые отличаются по составу и по времени образования, но относятся к единому процессу минерализации. Обычно это жилы различных стадий минералообразования. Они могут локализоваться либо в одной последовательно приоткрывающейся трещине, либо в разных трещинах, иногда пересекающих друг друга. Таким образом, выделенные стадии должны отличаться составом жил или их пересечениями. Последовательность формирования рудных жил изучается в горных выработках, в штафах руд и вмещающих пород.

Наблюдения над перемещением внутрирудных трещин примерно такие же, как и для дорудных нарушений: по перемещению при пересечениях поздними жилами жил более ранних стадий; при помощи определения линий скольжения (по бороздам скольжения, с помощью микроструктурного анализа). Изучаются опережающие трещины, заполненные более поздними стадиями минерализации, чем первая стадия.

Пересечение минерализованных трещин различных стадий может быть выражено в виде простого приоткрывания без смещения и пересечение с переходом из зальбанда в зальбанд (трещины отрыва) или пересечение со смещениями, сопровождаемое дроблением пород и руд (рис. 20).

Послерудные (послеминерализационные) движения приводят к нарушению целостности рудных тел; от определения направления этих подвижек зависит успех поисков смещенных частей рудных тел. Послерудные нарушения сильно затрудняют проведение разведочных работ, и иногда их изучение становится основной задачей. Послерудные нарушения не всегда можно легко установить, особенно в скважинах и подземных горных выработках.

Обычно раньше для послерудных нарушений однозначными принято было считать такие признаки, как зеркала скольжения по руде, резкие изменения мощности рудных тел, утыкание его к зоне нарушения, особенно если руда отделена от него глиной трения или зеркалом скольжения. Однако все эти признаки требуют детального изучения и проверки, так как они часто наблюдаются и для дорудных структур (рудограничивающие разломы и трещины): зеркала скольжения проявля-

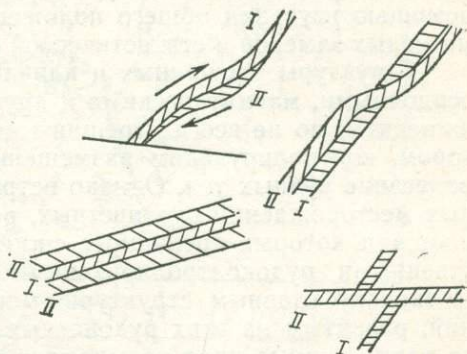


Рис. 20. Пересечение и сопряжение минерализованных трещин. Стадии минералообразования (I, II)

ются часто даже при очень небольших смещениях, при больших же перемещениях образуется рудная брекчия; изменения мощности и резкое тупое окончание руды может быть связано с экранирующим влиянием глинки трения, поэтому надо ее тщательно изучать, так как в ней можно найти прожилки и вкрапленники сульфидов, гидротермальные изменения в виде хлоритизации, серицитизации и др. Даже наличие оруденелых обломков еще не доказательство послерудного характера нарушений, так как в брекчию могли попасть обломки (например, известняка), которые позднее были метасоматически замещены рудой.

Основной вопрос изучения послерудных нарушений — выяснение направления подвижек по ним, что может быть сделано следующим образом: 1) непосредственным установлением перемещения по трещинам рудных тел, пластов пород, даек и других структурных элементов; 2) наблюдениями над изгибами (задирианиями) жил около контакта; 3) по оперяющим неминерализованным трещинам; 4) изучением борозд скольжения по руде и 5) с помощью микроструктурного анализа; 6) по наличию в трещинах затертых обломков руды, которые должны быть расположены только между смещенными частями рудного тела; 7) с помощью изучения общего положения трещин в структуре путем их массовых замеров и статистической обработки этих данных.

Структуры трещинных и кливажных зон. Рудные поля, сложенные осадочными, магматическими и другими комплексами пород, часто трещиноваты, но не всегда трещины являются главным структурным фактором, контролирующим размещение месторождений, морфологию и залегание рудных тел. Однако встречаются рудные поля гидротермальных месторождений руд цветных, редких и благородных металлов, на площади которых трещинные системы являются практически единственными рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами. Поскольку главным структурно-морфологическим типом месторождений, развитым на этих рудоносных площадях, являются рудные жилы, то такие рудные поля называются жильными. Преимущественным распространением на них обычно пользуются многосистемные трещины скола, иногда в сочетании с трещинами отрыва. На рудных полях развиты также односистемные, но достаточно сложные трещинные зоны. К жильным рудным полям относятся такие, как Хапчерангинское и Дарасунское (Забайкалье), Балахчинское и Центральное (Хакассия), Фрайберг и Аннаберг (ГДР) и др. В качестве примера рассмотрим структуру Дарасунского рудного поля («Рудные месторождения СССР», 1978). Оно находится в тектонически нарушенном мобильном блоке нижнепалеозойских габброидных и гибридизированных интрузивных пород, ограниченном разломами СЗ простирания. Разрывы различных направлений контролируют юрские малые интрузии плагиогранит-порфиров, сопровождающихся взрывными брекчиями и дайками. С этим комплексом пород и связывают кварцево-сульфидные жилы, которые приурочены к крутым трещинам скола типа сдвигов и взбросо-сдвигов (со смещением обычно несколько метров) СВ, субширотного и СЗ простирания (рис. 21). Жилы имеют небольшую мощность (десятки от сантиметров до нескольких метров) при значительной протяженности, наличии апофиз, приуроченных к оперяющим и сопряженным системам трещин. Отрезки рудных жил небольшой мощности (рудные столбы, имеющие крутое склонение) чередуются с пережимами, достигающими десятки метров по простиранию. Формирование рудных тел происходило в течение семи стадий минерализации.

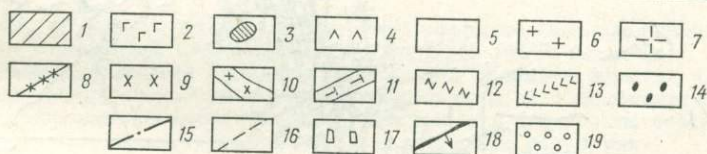
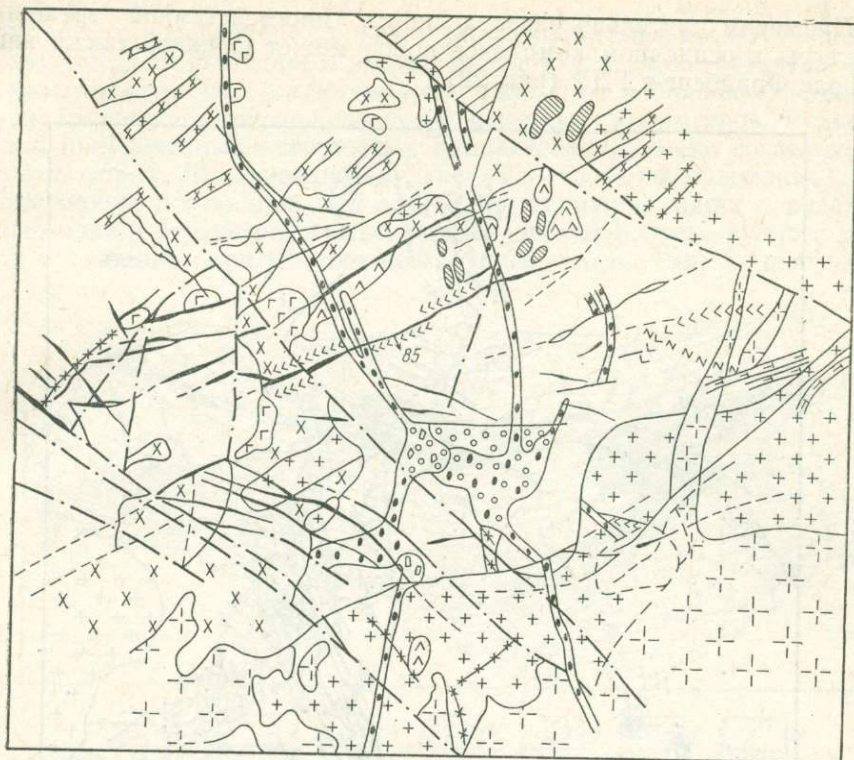


Рис. 21. Геологическая схема Дарасунского рудного поля, приуроченного к системам трещин скола (по Д. А. Тимофеевскому):

Комплекс древних метаморфизованных габброидных пород и амфиболитов: 1 — амфиболиты, роговики, амфиболитизированные диабазы; 2 — пироксен-роговообманковые габбро, габбро-диабазы; 3 — ксенолиты амфиболитов и роговиков. **Комплекс пород гранодиоритовой интрузии:** 4 — гибридные габбро-диориты, габбро-горнблендиты; 5 — кварцевые диориты и диориты с ксенолитами амфиболитов; 6 — гранодиориты, порфиroidные граниты. **Комплекс пород интрузии лейкократовых гранитов:** 7 — лейкократовые граниты; 8 — аплитовидные граниты, гранит-аплиты, аплит-пегматиты; 9 — кварцевые сиениты, граносиениты, микроклин-пертитовые граниты; 10 — граносиенит- и сиенит-аплиты и граносиенит-порфиры. **Комплекс пород меланократовых даек:** 11 — спессартиты; 12 — диабазы, диабазовые порфиры; 13 — микрогаббро и габбро-порфиры. **Комплекс малых интрузий даек плагиогранит-порфиров:** 14 — плагиогранит, гранит, гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры. **Элементы тектонической структуры:** 15 — зоны расщепления, взбросы (надвиги) и сдвига-взбросы; 16 — рудомещающие трещины скола, сдвиги и взбросо-сдвиги; 17 — участки брекчий взрыва газов. **Рудные образования и проявления гидротермального метаморфизма:** 18 — кварц-сульфидные жилы с сопровождающими их березитизированными и лиственитизированными породами; 19 — вкрапленно-прожилковая минерализация

Примером длительно развивающейся многосистемной трещинной структуры в осадочном комплексе пород может служить также жильное поле Фрайберг в ГДР (рис. 22).

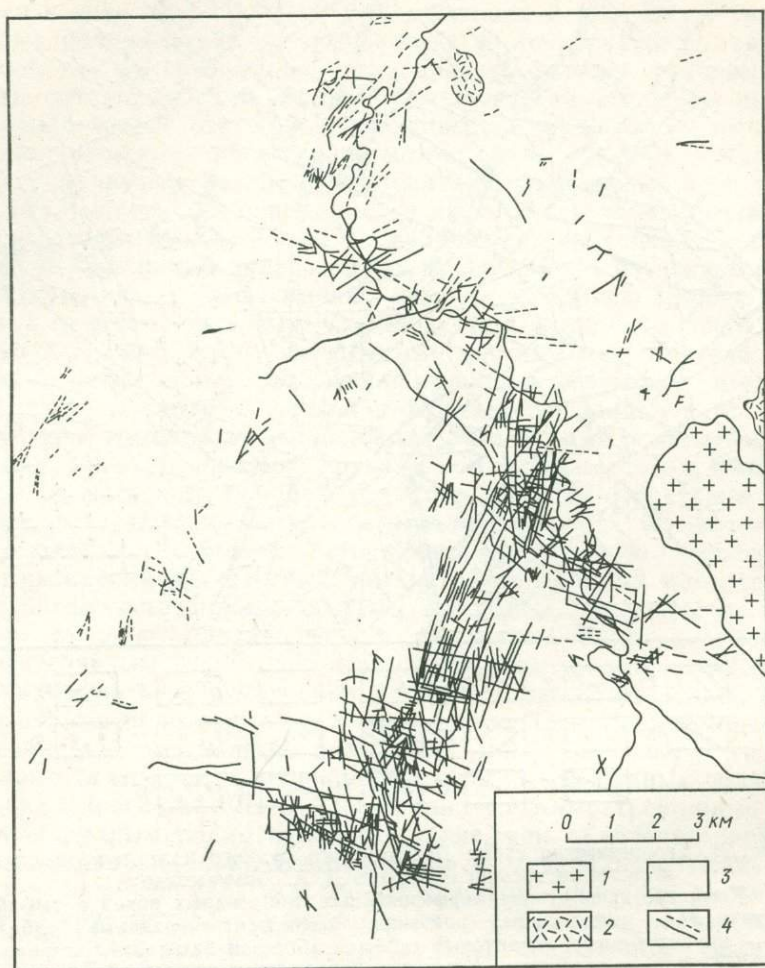


Рис. 22. Жильное поле Фрайберг в ГДР (по Ф. Шумахеру):
1 — граниты; 2 — кварц-порфиры; 3 — филлиты, глинистые сланцы, гнейсы; 4 — жилы

ГЛАВА 4. ТЕКТОНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К тектоногенным структурам месторождений относятся пластовые, складчатые, разрывные структуры с перемещением, трещинные и кливажные структуры.

ПЛАСТОВЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди пластовых структур, к которым приурочены рудные тела месторождений, могут быть выделены три типа структур: напластования, внутриформационного расслоения и экранирования (Смирнов, 1976; Яковлев, 1968 и др.).

Структуры напластования. В слабо дислоцированных осадочных комплексах чередование пород с различными физико-механическими и химическими свойствами весьма благоприятно для развития в них таких структур. Они имеют пологое залегание и большое площадное распространение, прослеживаясь на несколько километров. Рудные залежи, приуроченные к структурам напластования, имеют согласную пластовую форму. Локализация оруденения в строго выдержанных пластах известняков, песчаников или других пород, занимающих определенное положение в стратиграфическо-литологическом разрезе рудного района или провинции, определяется несколькими факторами; 1) повышенным

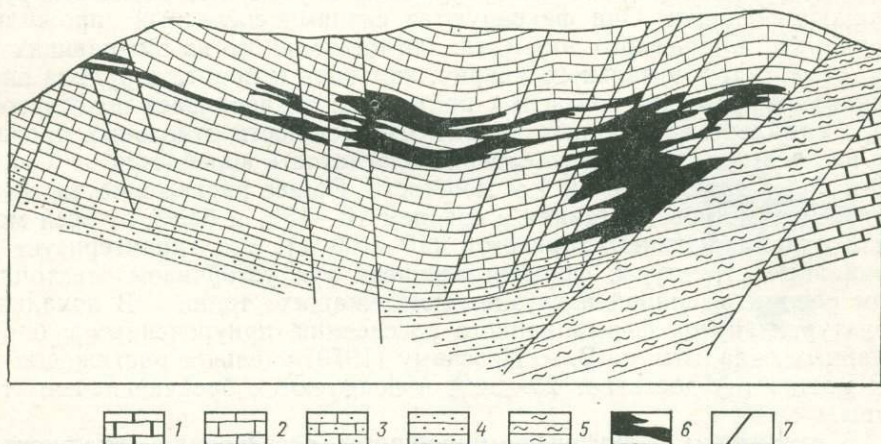


Рис. 23. Структуры напластования. Стратиформное свинцово-цинковое месторождение Седмочисленицы в Болгарии (по В. Атанасову): 1 — известняки верхней юры; 2 — известняки и доломиты верхнего триаса; 3 — мергели и песчаные известняки верхнего триаса; 4 — конгломераты, песчаники и алевролиты нижнего триаса; 5 — песчаники и алевролиты верхнего карбона; 6 — рудные тела; 7 — разрывные нарушения

содержанием металлов (свинца, цинка, меди и др.) в породах, 2) оптимальной пористостью, 3) текстурными и структурными особенностями пород, 4) их химическим составом и 5) мелкой трещиноватостью, особенно послойной. При телетермальном происхождении пластовых рудных залежей или преобразовании (регенерации) первично-осадочной минерализации последний фактор имеет важное значение. Примером структуры напластования может служить стратиформное свинцово-цинковое месторождение Седмочисленицы (НРБ). Оно приурочено к карбонатной толще триаса (рис. 23). Согласно пластовые залежи сульфидных руд находятся среди известняков и доломитов верхнего триаса благоприятных по физико-механическим и химическим свойствам для рудоотложения. В зоне сочленения пластовых и секущих структур эти залежи, обладающие многоярусным строением, сближены и образуют более сложной формы рудные тела.

Структуры внутрiformационного расслоения. Эти структуры, в отличие от предыдущего типа, характеризуются большим развитием деформационных элементов (Федорчук, 1964). Последние фиксируются главным образом сериями субпараллельных приоткрытых трещин, которые формируются преимущественно согласно напластованию в тонко-

слоистых породах (глинистых доломитах, доломитизированных известняках и др.). Характерна приуроченность зон внутри формационного расслоения к пологоскладчатым структурам (на платформах к валам) или к пологим участкам брахиантиклиналей, осложненных дополнительными синклиналиными перегибами. В первом случае расслоение носит региональный характер (протяженность от первых километров до десятков километров), а во втором — локальный (сотни метров). Мощность зон расслоения колеблется от долей метров до первых десятков метров, причем изменение их мощности происходит в зависимости от колебания мощности пачки тонкослоистых пород зоны: структуры внутриформационного расслоения приурочены к раздувам мощности рудовмещающей пачки. Они фиксируются сериями согласных прожилков крупнокристаллического доломита, заимствованного из вмещающих пород, реже гидротермального кварца, кальцита и барита с рудной вкрапленностью. Наличие согласных прожилков подчеркивает полосчатость гидротермально измененных доломитов. Мощность отдельных прожилков не превышает 1 см, а удельная полосчатость колеблется от 3—6 до 100 и более прожилков на 1 м мощности. Общее растяжение достигает нескольких метров, составляя в среднем 10—15% и более от всей мощности рудовмещающего горизонта (10—100 м). Это характеризует региональные структуры, формировавшиеся при устойчивом тектоническом режиме и слабой нагрузке вышележащих толщ. В локальных структурах внутри формационного расслоения, приуроченных к блокированным складкам, по В. А. Невскому (1979) удельное растяжение (на 1 м мощности) достигает 25—30% и появляются брекчиевидные текстуры.

В структурах внутриформационного расслоения локализуются согласные пластообразные залежи ртутных, сурьмяных, свинцово-цинковых и других руд телетермального происхождения. Они характерны, по В. П. Федорчуку, для таких ртутных месторождений, приуроченных к известнякам и доломитам, как Адыркоу и Карасу в Средней Азии, Вань-Шань в КНР.

Структуры экранирования. Они пользуются широким распространением на площади рудных районов, полей и месторождений цветных и редких металлов гидротермального генезиса, но обычно в сочетании с другими типами структур (складчатыми, разрывными) и поэтому рассматриваются совместно с ними. Однако в толщах горизонтально залегающих на платформах или в пологозалегающих в геосинклинальных областях структуры экранирования для гидротермальных месторождений приобретают более самостоятельное значение. В роли региональных структурно-литологических экранов могут выступать песчано-сланцевые толщи. При этом имеется в виду, что рудовмещающие толщи более значительно тектонически переработаны, рассеяны большим количеством крутых разломов и трещин, не проходящих в структурно-литологические экраны. В слоистых толщах, слагающих последние, менее развиты разрывные нарушения, особенно скающие; в этих толщах тектонические напряжения реализуются главным образом в виде притертых межпластовых трещин или зон рассланцевания.

Локальные структуры экранирования развиты в пределах месторождений, редко — рудных полей. Они характеризуются большой ролью физических свойств горных пород (например, пористости), слагающих отдельные горизонты или пачки небольшой мощности, чем степенью тектонической деформации пород, хотя и последняя играет не

последнюю роль в локализации руд. Такими экранами для гидротермальных руд служат, во-первых, тонкослоистые или сланцеватые породы, например, глинистые сланцы, во-вторых, массивные (сливные) породы различного состава, например, эффузивные диабазы. Они перекрывают породы, благоприятные для метасоматического замещения (известняки, туфы и др.), которые вместе с экранирующими слагают пологие структуры. Но иногда экранирующую роль играет глина трения пологих разрывных нарушений со смещением (надвигов и др.).

Рудные тела, позиция и пластообразная форма которых контролируются экранирующими горизонтами, имеют четко выраженный контакт висячем боку и неровный, иногда сопровождающийся жилообразными составляющими — с лежащего бока. В некоторых случаях наблюдаются рудные тела сложной морфологии.

Роль экранов, являющихся малопроницаемыми перегородками, была показана Р. Маккеем (1948), который назвал их «запруживающими» структурами. Перед ними концентрируются полезные компоненты, образующие рудные залежи. Физико-химическая основа этого процесса была разработана Д. С. Коржинским (1973), установившим, что в повышении концентрации в гидротермальных растворах рудных компонентов при просачивании их через полупроницаемые горные породы важную роль играет фильтрационный эффект. Введенное им понятие коэффициента фильтрационного эффекта показывает, какая часть вещества, первоначально растворенного в просачиваемом объеме гидротермального раствора, прошла вместе с растворителем через фильтр, который представлен слабо проницаемыми породами.

Структуры экранирования встречаются на месторождениях ртутных, сурьмяных, свинцово-цинковых, флюоритовых руд, в частности на ртутных месторождениях Хайдаркан и Чаувай в Средней Азии, Таскайныр в Казахстане, Хуанкавелика в Перу, Чизос в США, также на медном месторождении Феррис-Хаггарти (рис. 24).

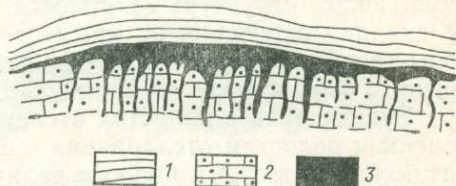


Рис. 24. Рудная залежь в кварцитах под сланцевым экраном на медном месторождении Феррис-Хаггарти в США (по А. Спенсеру):

1 — сланцы; 2 — кварциты; 3 — руда

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эти структуры и связанные с ними структурные элементы весьма разнообразны, что отражается на позиции, залегании и морфологии рудных тел. Выделяются следующие типы складок: продольного изгиба со скольжением, поперечного изгиба, блокированные и диапировые складки. Тесно связаны с деформациями интенсивно дислоцированных слоистых толщ структуры будинаж.

Складки продольного изгиба со скольжением. Складки этого физико-генетического типа имеют важное значение для локализации эндогенного оруденения, особенно гидротермальных месторождений руд цветных, благородных и других металлов, а также неметаллического сырья (флюорита, барита и др.). В основе деформаций, приведших к образованию таких складок, лежит физико-механическая неоднородность толщ пород, обусловленная главным образом слоистостью. Харак-

терными их признаками являются: 1) увеличение мощности (сравнительно небольшое) пластичных пород в шарнирах складок, преимущественно антиклинальных, и уменьшение ее на крыльях — переход к складкам течения; 2) присутствие полостей отслаивания в шарнирах складок; 3) наличие мелких складок волочения в пластах пластичных пород на крыльях; 4) развитие послойного и веерообразного кливажа, особенно в хрупких породах (избирательное трещинообразование); 5) формирование на крыльях межпластовых срывов, переходящих в взбросы и надвиги; 6) развитие складок продольного изгиба со скольжением в областях складчатости общего смятия, распространенной чаще всего в геосинклинальных прогибах, выполненных мощными слоистыми толщами осадочных или вулканогенно-осадочных отложений. Место локализации оруденения и морфология рудных тел определяются различными структурными элементами этого физико-генетического класса складок. В связи с этим выделяются несколько типов рудовмещающих структур: 1) полости отслаивания в шарнирах складок; 2) складки волочения на крыльях антиклиналей; 3) пластообразные зоны трещиноватости в благоприятных породах и 4) межформационные срывы и зоны дробления на крыльях складок.

Рудные тела в полостях отслаивания шарниров складок. Они приурочены к полостям отслаивания в шарнирах складок, главным образом, антиклинальных. Эти полости являются рудовмещающими структурами для седловидных залежей, которые иногда располагаются многоярусно, как, например, на золоторудном месторождении Бендиго (Австралия). Благоприятными местами для формирования полостей отслаивания являются также периклинальные замыкания брахиантиклиналей, пологие участки флексурных изгибов на крыльях складок и т. п. В них локализуются седловидные, линзовидные и другой формы согласные залежи руд. Образование таких полостей зависит от сочетания пластов с различными физико-механическими свойствами: пластичных (некомпетентных), хрупких и пород с «несущими» свойствами, т. е. компетентных пород, которые могут держать свод складки (рис. 25). При складкообразовании пластичные породы (например, глинистые, серицитовые, хлоритовые и другие сланцы) способны к течению без разрыва сплошности, хрупкие (кислые эффузивы, кварциты, песчаники и др.) — деформируются с образованием многочисленных трещин; «несущие» породы (массивные известняки, породы с карбонатным цементом и др.) также пересекаются трещинами, но они быстро залечиваются прожилками кальцита, кварца или других минералов. При складкообразовании практически любой пласт не является изолированным, и наибольший интерес представляют совместные деформации пачки пород. Например, седловидные пустоты, заполненные рудой на месторождении Бендиго, образовались в антиклиналях под пластинами метаморфизованных сланцев, перекрывающих песчаники и обладающих несущими свойствами в складках малого радиуса.

Рассмотрим, какие пустоты и трещины, способные к локализации руд, возникнут при совместном изгибании находящихся в различных комбинациях двух пластов с разными физико-механическими свойствами: пластичных, хрупких и «несущих» (Королев, Шехтман, 1965). В результате совместного смятия в складки таких двойных систем с образованием пустот отслоения, седловидной формы и трещин растяжения может быть шесть сочетаний (см. рис. 25, Б). Первые два случая, созданные смятием системы пластов, состоящей из пластичных и хруп-

ких пород, могут привести к дроблению хрупкого пласта с образованием в нем трещин отрыва. Они не очень благоприятны для оруденения. Однако при высокой степени хрупкости одной из пород и достаточной крутизне складок здесь возможно появление массовых трещин в сводовых частях складок с прожилково-вкрапленным оруденением, как,

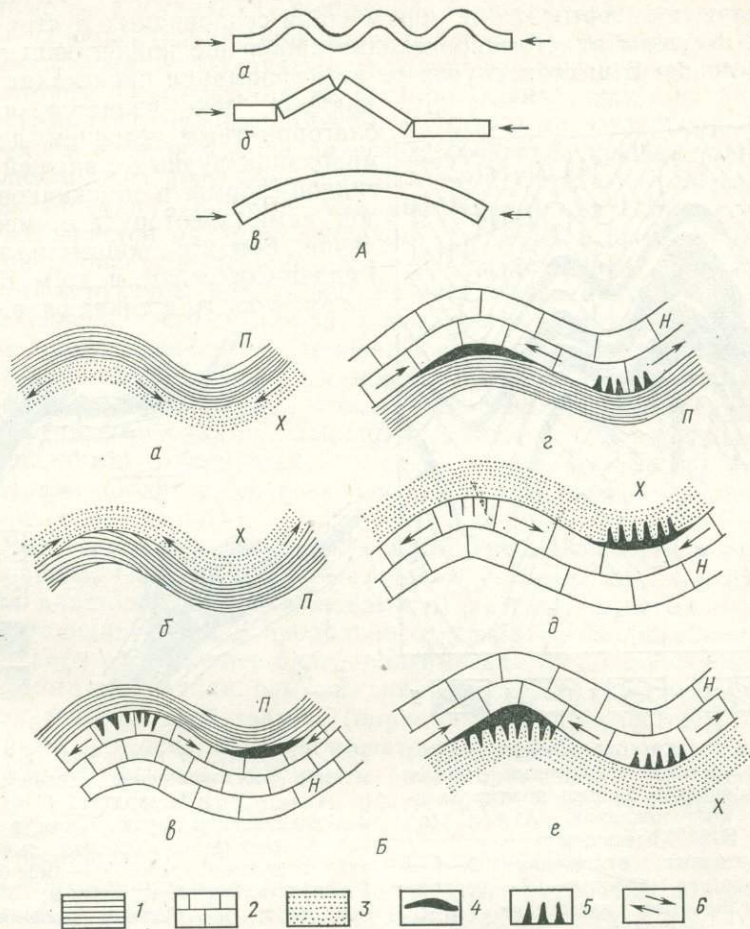


Рис. 25. А. Схема деформации пласта при сжатии: а — пластичного, б — хрупкого, в — несущего. Б. Схема образования полостей отслаивания и трещин растяжения (отрыва) в складках продольного изгиба со скольжением (по А. В. Королеву, П. А. Шехтману): 1—3 — породы: 1 — пластичные (некомпетентные), 2 — несущие (компетентные), 3 — хрупкие; 4 — полости отслаивания, 5 — трещины растяжения (отрыва), 6 — направления скольжения пласта

например, в кварцитах на Никитовском ртутном месторождении. Вторые два случая представляют результат смятия в складки пластичного и «несущего» пластов. Третий случай мало благоприятен для оруденения, так как трещины, возникшие в «несущем» пласте в своде антиклинали, быстро самозалечиваются, а пустоты отслаивания в синклинали под этим пластом будут заполняться пластичным материалом перекры-

вающего пласта. В четвертом случае — в седловидных пустотах под «несущим» пластом в шарнире антиклинали — может происходить рудоотложение, так, например, формировались залежи ртутных руд на Хайдаркане.

Последние два случая представляют системы из хрупкого и «несущего» пластов. В случае пятом для оруденения более благоприятны синклинали, в которых кроме образования седловидных пустот отслоения над несущим пластом происходит дробление прилегающих сверху хрупких пород. В шестом случае те же деформации происходят в антиклинали, что является наиболее благоприятным условием для формирования рудных залежей седловидной формы и прожилковых руд под ними (золоторудное месторождение Бендиго, полиметаллическое Риддер-Сокольное и др.). Выше лежащие породы в таких складках иг-

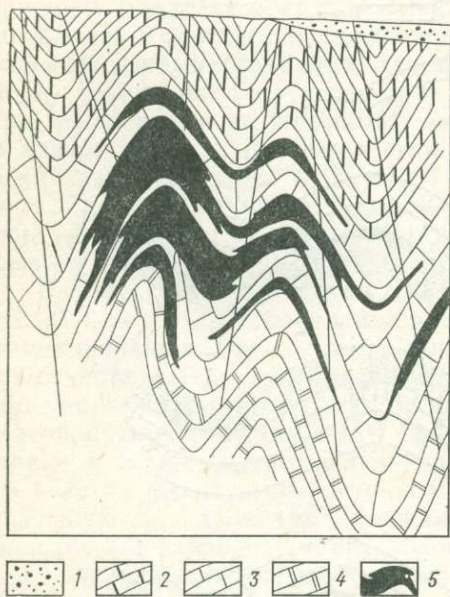


Рис. 26. Складки продольного изгиба со скольжением; поперечный разрез через седловидные залежи полиметаллического месторождения Акжал (по В. В. Колесникову):

1 — четвертичные отложения; 2—4 — верхнедевонские породы: 2 — верхние кремнисто-глинистые известняки, 3 — массивные известняки, 4 — нижние кремнисто-глинистые известняки; 5 — сульфидные руды

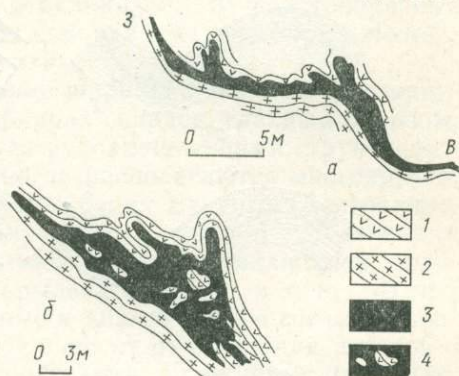


Рис. 27. Складки волочения в разрезе, медное месторождение Елизабет (по П. Говарду):

а — локализация рудных тел в складках волочения; б — брекчия амфиболитов в рудном теле; 1 — амфиболиты; 2 — кристаллические сланцы; 3 — рудное тело; 4 — брекчия амфиболитов, сцементированная сульфидами

рают обычно экранирующую роль, поэтому верхний контакт рудных тел достаточно четкий; лежащий бок залежей менее четкий, особенно в том случае, если развиваются метасоматические процессы по известнякам, туфам и другим породам.

Для примера описываемой структуры приведем свинцово-цинковое месторождение Акжал (Центральный Казахстан), приуроченное к кремнисто-карбонатной толще. Она представлена рудовмещающими массивными известняками, кремнисто-глинистыми известняками, слагающими нижние и верхние горизонты (рис. 26). Здесь известно несколько структурно-морфологических типов рудных тел, обусловленных складчатостью общего смятия, характерной для рудного поля. Среди

них важное значение имеют согласные седловидные залежи в сводовых частях складок; максимальные мощности их наблюдаются в шарнирах антиклиналей, которые характеризовались наиболее интенсивным отслоением и дроблением, уменьшаются они на крыльях и особенно в синклиналях.

Рудные тела в складках волочения. Такие складки, развивающиеся на крыльях более крупных складок продольного изгиба со скольжением, также локализуют рудные тела или их обогащенные участки — рудные столбы. Они известны на месторождениях: золоторудном Ново-Скошиа (Канада), медном Елизабет (США) и др. Сульфидная залежь на последнем месторождении залегает согласно с вмещающими их амфиболитами (висячий бок) и слюдистыми сланцами (лежащий бок) ордовика. Мощность рудного тела увеличивается в складках волочения и уменьшается на прямолинейном участке между ними (рис. 27). Эта закономерность выдерживается в складках разных порядков — от складчатой структуры месторождения в целом до мелких складок. Рудовмещающие полости возникли в результате приоткрывания между прослоями кристаллических сланцев; в крупных складках волочения оно сопровождалось дроблением пород и образованием разрывов, которые затухают в растянутых крыльях складок. Брекчии сцементированы сульфидными рудами. Главным фактором, контролировавшим оруденение, была относительно высокая компетентность (несущие свойства) амфиболитов, сочетавшаяся с переменной компетентностью кристаллических сланцев.

Рудные тела в пластообразных зонах трещиноватости в благоприятных породах. Обычно они представлены согласными с вмещающими породами пластообразными залежами. В разрезе слоистых осадочных толщ, слагающих складки продольного изгиба со скольжением, встречаются пласты пород, более благоприятные для трещиноватости и метасоматического замещения, чем соседние пласты. Это обусловлено физико-механическими свойствами (пористостью, прочностью), способствовавшими интенсивной трещиноватости и дроблению этих пород, и их физико-химическими свойствами, благоприятными для взаимодействия пород с гидротермальными растворами. В таких пластах развивается послойный и веерообразный кливаж, а также трещины скола. Микротрещиноватость свойственна, например, благоприятным для замещения тонкослоистым известнякам. К ним приурочены залежи свинцово-цинковых, арсенопиритовых, сурьмяных, ртутных и других руд.

Арсенопиритовое месторождение Бричмулла приурочено к антиклинальной складке, являющейся частью складчатой структуры одноименного рудного поля, характеристика которого была приведена в предыдущей главе. Пластообразные рудные тела залегают согласно в пачке переслаивания грубослоистых и тонкослоистых известняков верхнего девона. Используются горизонты этих пород, подвергшиеся послойному рассланцеванию и трещиноватости.

Рудные тела в межформационных срывах и зонах дробления на крыльях складок. Межпластовое скольжение на крыльях складок продольного изгиба часто сменяется межформационными движениями с образованием зон повышенной трещиноватости и дробления, которые развиваются на контактах разнородных по физико-механическим свойствам пород, например глинистых сланцев (обычно со стороны висячего бока) и известняков или песчаников, слагающих часто лежащий бок зон дробления, в которых особенно обильны обломки этих пород. Иног-

да такие зоны срыва, секущие напластование пород под острым углом, переходят в надвиги или взбросы.

К зонам дробления, связанным со складками, приурочены пластообразные или линзовидные рудные залежи гидротермальных месторождений цветных металлов, сурьмы, ртути, например, свинцово-цинковые Беркара и Александровское в Казахстане, сурьмяное Джижикрутское в Таджикистане (рис. 28) и др. На последнем месторождении породы смяты в сундучную складку, опрокинутую на юг. Здесь между карбонатным комплексом пород и терригенной толщей в зоне углового несогласия, осложненного соскладчатый нарушением, залегает горизонт

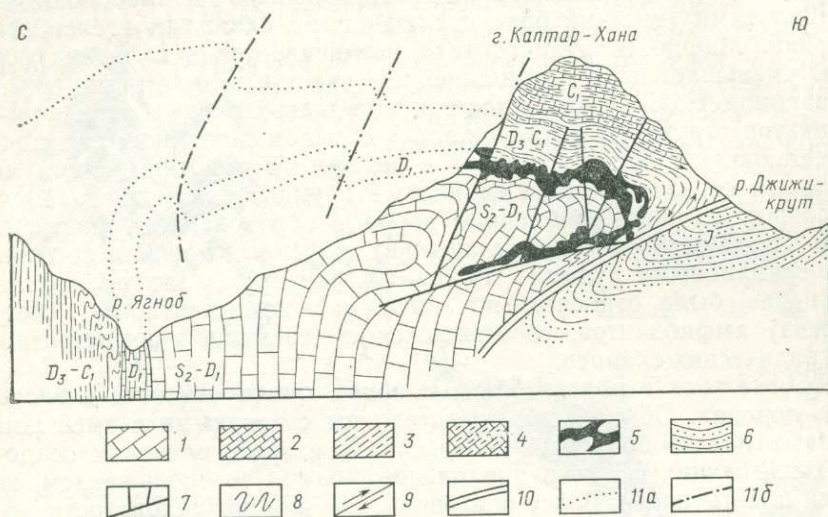


Рис. 28. Межформационные срывы и надвиги на крыльях складок; схематический разрез Джижикрутского сурьмяно-ртутного месторождения (по И. З. Корину, В. Ф. Чернышеву и др.):

1 — известняки и доломиты толстослоистые (S_2-D_1); 2 — известняки слоистые (D_1); 3 — сланцы с прослоями известняков (D_3-C_1); 4 — известняки слоистые (C_1); 5 — кварцево-кремнистая брекчия межформационная; 6 — сланцы и песчаники (I); 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

окварцованных межформационных брекчий. Эти брекчии, образовавшиеся главным образом за счет карбонатных пород, являются рудовмещающими; они характеризуются невыдержанной мощностью (от десятков метров до нескольких десятков сантиметров). Складчатая структура рудного поля, кроме того, осложнена дорудными крутыми разломами разных направлений, придающих ему блоковое строение. В участках сочленения их с межформационными соскладчатыми зонами скольжения окварцованные рудоносные брекчии и приуроченные к ним рудные тела имеют наибольшую мощность.

Складки поперечного изгиба. Эти складки имеют важное значение для локализации эндогенного (скарнового, гидротермального и др.) оруденения, а также вулканогенно-осадочных и отчасти осадочных месторождений (Яковлев, 1968). Два последних типа месторождений связаны с теми складками, которые являются конседиментационными или син-

вулканическими. Складки поперечного изгиба обусловлены деформациями пластов пород, происходившими при дифференцированных вертикальных перемещениях тектонических блоков. Они характеризуются рядом специфических черт: 1) имеют сундучную, коробчатую или ящикообразную форму, обладают пологими сводами (или днищами) и крутыми крыльями, иногда представлены флексурными изгибами; 2) тесно связаны с разломами, особенно длительно развивавшимися, которые часто залечены дайками субвулканических и жильных пород, метасоматитам и рудными телами; они обычно представлены крутыми сбросами и взбросами на крыльях складок; 3) в пологих участках, особенно сводов антиклиналей, развиваются полости отслаивания, сплошные зоны трещиноватости и срывов, иногда переходящие в надвиги; 4) часто наблюдается изменение мощностей и фаций пород, оно может быть первичным в конседиментационных складках—меньшие мощности и более грубые осадки в положительных структурах (горст-антиклиналях), а также большие мощности и более тонкие осадки в отрицательных структурах (грабен-синклиналях); изменение мощностей может быть и вторичным, когда при образовании складок поперечного изгиба происходит течение пластических пород из антиклиналей в синклинали; 5) описываемые складки распространены в областях (или зонах) глыбовой складчатости, развитой чаще всего на платформах, в геантиклинальных поднятиях и срединных массивах складчатых областей, а также в зонах орогенеза и активизации, особенно при формировании вулканических поясов.

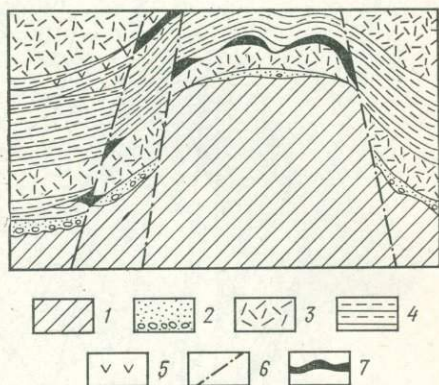


Рис. 29. Схематический разрез месторождения, приуроченного к складке поперечного изгиба (Рудный Алтай): 1 — метаморфические породы нижнего палеозоя; 2—5 — вулканогенно-осадочные породы девона: 2 — песчаники и конгломераты, 3 — липаритовые порфиры и их туфы, 4 — глинистые сланцы, алевролиты, 5 — диабазовые порфиры и их туфы; 6 — разрывные нарушения; 7 — рудные тела

Место локализации и морфология рудных тел определяются теми структурными элементами, которые характерны для складок поперечного изгиба. Во-первых, распространены крутопадающие жильные и жиллообразные рудные тела в разломах, особенно в краевых, осложняющих крылья складок, и, во-вторых, присутствуют согласные пластообразные и линзовидные рудные залежи, приуроченные к полостям отслаивания и другим пластовым структурам в пологозалегающих и флексурных изгибах складок. Но наиболее обычным на месторождениях, приуроченных к складкам поперечного изгиба, является наличие рудных тел сложной формы, представляющих собой сочетание двух первых типов (рис. 29). Пластовые залежи вулканогенно-осадочных, а также осадочных месторождений приурочены к конседиментационным синклиналям, в которых для первых месторождений краевые разломы и связанные с ними зоны трещиноватости служили путями для циркуляции гидротермальных растворов и эксгаляции; вдоль них развивались

крутые секущие зоны вкрапленных руд, как это часто имеет место на колчеданных месторождениях.

Примером месторождения, приуроченного к складке поперечного изгиба, может служить одно из полиметаллических месторождений в

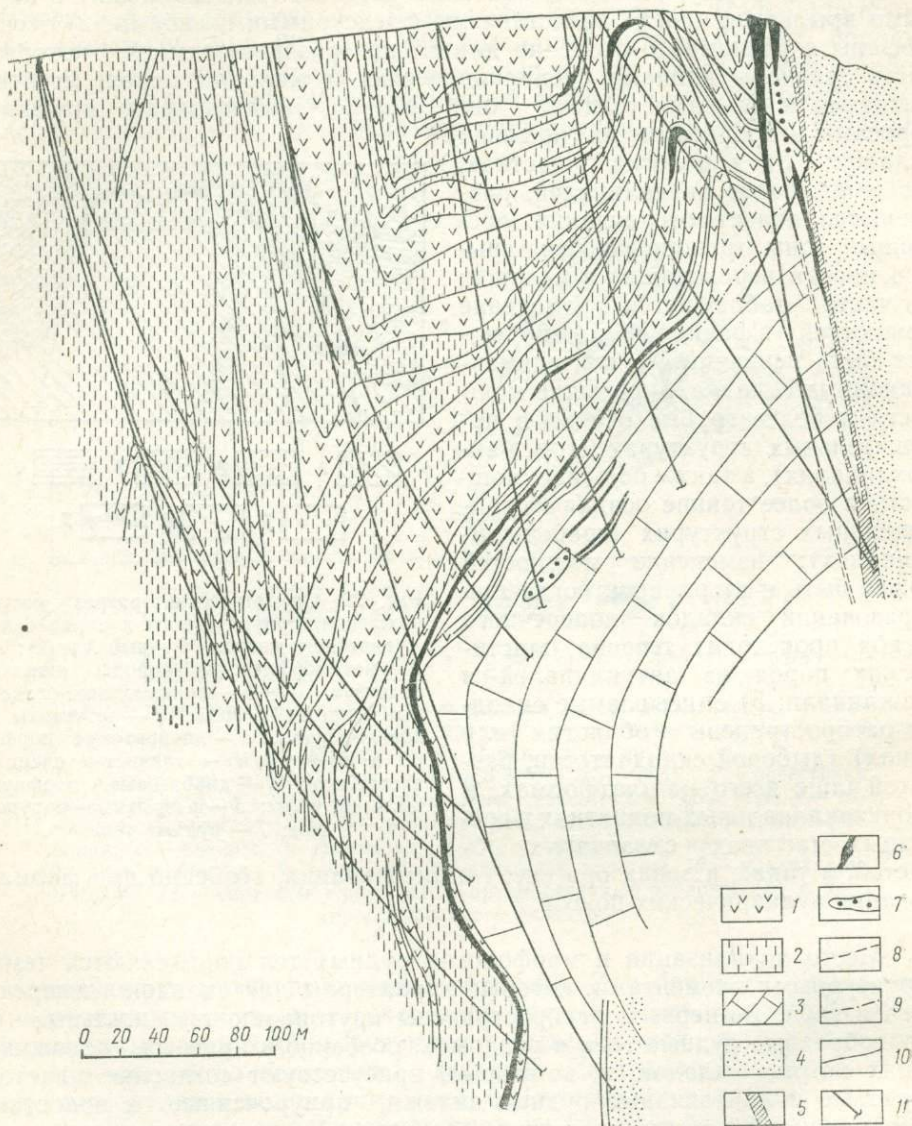


Рис. 30. Геологический разрез полиметаллического месторождения в Карау, приуроченного к складке поперечного изгиба (по Т. Е. Масаловой, М. В. Гзовскому и др.):

1 — серые конгломератовидные, частью слоистые и массивные известняки; 2 — мергелистые известняки и серые полимиктовые песчаники с прослоями известняков и известняковых конгломератов; 3 — серые слоистые, иногда массивные, и темно-серые известняки; 4 — красноцветные полимиктовые песчаники, алевролиты и мелкогалечные конгломераты; 5 — брекчии; 6 — рудные тела; 7 — вкрапленные руды; 8 — тектонические нарушения; 9 — пластовые подвижки; 10 — стратиграфические границы; 11 — буровые скважины.

Байджансайском районе (Каратау). Генезис пластовых залежей свинцово-цинковых руд является дискуссионным (осадочные или телетермальные); однако в отношении жильных рудных тел, приуроченных к разломам, не вызывает сомнения их гидротермальное метаморфогенное происхождение. Краевые разломы складки поперечного изгиба, сложенной преимущественно карбонатными породами, контролируют такие жилообразные тела в Байджансайском районе (Гзовский, 1963). Вместе с тем седловидные залежи приурочены здесь к дополнительным складкам, осложняющим сводовую часть антиклинали указанного типа (рис. 30).

Блокированные складки. Это сложный тип складок (по В. А. Невскому), образующихся в особых условиях, когда ограничено проскальзывание пластов друг относительно друга вследствие закрепления их крыльев дайками, разломами и т. п. Такие складки играют небольшую роль, главным образом, в локализации телетермальных месторождений ртуть, сурьмы, флюорита и других полезных ископаемых. Характерные признаки этих складок (рис. 31):

1) общий сундучный или ящикообразный облик главной складки со сложными двух-или даже трехгорбым строением свода, реже изоклиная форма складок; 2) наличие расслаивающихся складок более низкого порядка—синклиналей, осложняющих сводовую часть главных антиклиналей, реже крылья изоклиальных складок; 3) осложнение крыльев складок продольными разломами (сбросами, взбросами, надвигами), игравшими роль рудоподводящих каналов и иногда вмещавшими жильные рудные тела; 4) интенсивное смятие пластичных пород, брекчирование хрупких пород, заключенных среди пластичных (брекчия массового дробления с пустотностью до 25—30%); 5) концентрация оруденения в расслаиваемых участках, представляющих собой локальные структуры внутриформационного расслаивания, особенно в брекчиях, в виде согласных линзовидных рудных залежей, гнезд и т. д.; 6) образование этих структур сначала как складок поперечного изгиба благодаря вертикальным усилиям, а затем вследствие воздействия горизонтальных напряжений, сопровождавшихся формированием дополнительных расслаивающихся синклиналей; 7) длительное развитие таких складок с завершением их становления на поздних этапах подвижных зон при переходе их в платформенные структуры.

Представителем рудных объектов, приуроченных к блокированным складкам, является сурьмяное месторождение Кадамджай (Средняя Азия). Оно приурочено к сундучной складке, ядро которой сложено массивными известняками карбона. Выше залегает пачка слоистых мергелистых известняков, окварцованных, расслаиваемых и раздробленных. В кварцевых брекчиях мощностью несколько десятков метров, которая является максимальной в участке расслаивания и дробления в

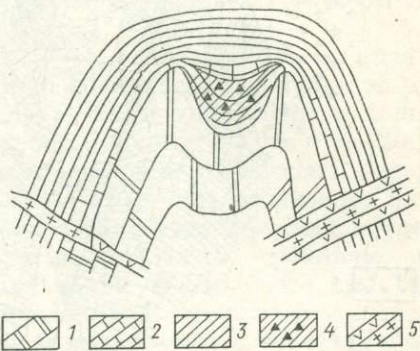


Рис. 31. Блокированная складка:
1 — массивные известняки; 2 — тонкослоистые известняки; 3 — глинистые сланцы; 4 — оруденелые брекчии; 5 — дайки

широком пологом вводе антиклинали, антимонит и сопровождающие его сульфиды и жильные минералы (кварц, кальцит, флюорит) цементируют кварцевую брекчию. Рудное тело, имеющее мощность порядка 10 м, расположено в верхней части горизонта брекчий под экранирующими гидротермальными растворами сланцами. Максимальная концентрация оруденения устанавливается в участках наиболее интенсивного расслаивания и дробления, постепенно она затухает на крыльях рудовмещающей антиклинали, которые осложнены сбросами, игравшими роль рудоподводящих каналов.

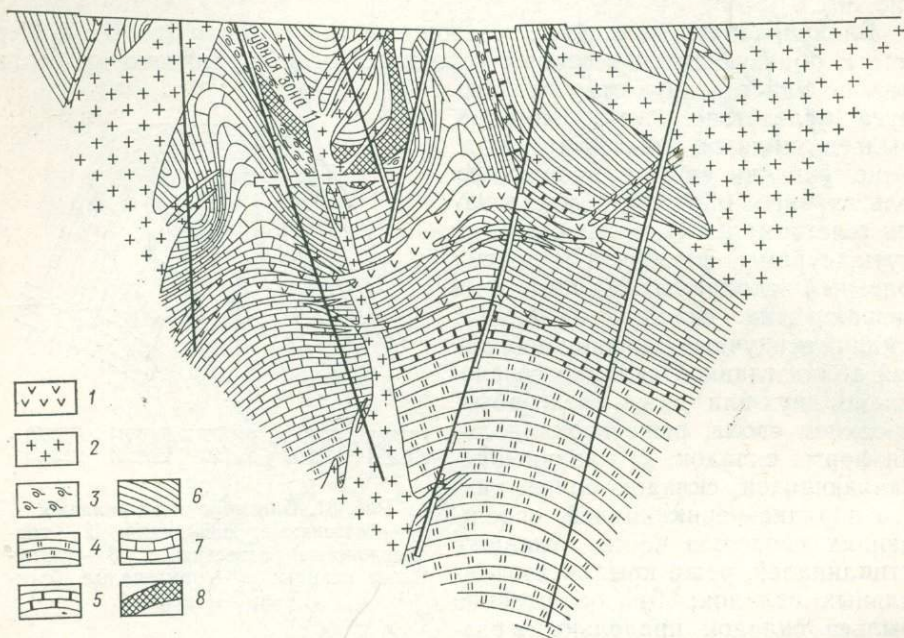


Рис. 32. Геологический разрез блокированной складки на Благодатненском оловорудном месторождении (по Ю. Г. Иванову и др.):
 1 — порфириты; 2 — граниты; 3 — тектонические брекчи; 4 — роговики; 5 — скарны; 6 — сланцы; 7 — известняки; 8 — рудные тела

Примером рудовмещающей блокированной складки может служить также Благодатненское оловорудное месторождение скарнового типа в Приморье. Оно приурочено к блокированной антиклинальной складке, сложенной мраморами и песчано-сланцевыми отложениями. Многочисленные тела магматических пород (гранитов, гранодиоритов, даек порфиритов), с которыми связывают оловорудные скарны, закрепляют крылья сундучной антиклинали, сводовая часть которой осложнена синклиальной складкой, вследствие чего свод имеет двухгорбое строение (рис. 32). Оловянное оруденение локализуется в этой части свода, а также в трещинах отрыва и зонах межпластового расслоения, сопровождаемых брекчиями. Вертикальный размах его ограничен узким интервалом между горизонтом песчано-сланцевых пород вверху и контактово-метасоматическими породами зоны экзоконтакта интрузива внизу. Максимальные концентрации тяготеют к контакту мраморов с песчано-сланцевым горизонтом. К зонам брекчий приурочены главным образом сульфидно-кремнистые руды с низкотемпературными и тонко-

игольчатым касситеритом поздней стадии минералообразования, тогда как более раннее прожилково-вкрапленное оруденение локализовано в зонах трещиноватости вдоль контактов даек.

Элементы блокирования отдельных участков (обычно пологих) в складчатых структурах встречаются на различных гидротермальных месторождениях, где наблюдается расслаивание и дробление пород: полиметаллическом Риддер-Сокольном на Алтае, флюоритовом Вершинка в Хакасии, сурьмяном Терекском в Киргизии и др.

Диапировые складки. Эти складки, как и соляные купола, относятся к складчатости нагнетания. Они развиты как в краевых частях платформ, так и в некоторых зонах складчатых областей. Соляные купола локализуют нефтяные залежи, реже к ним бывают приурочены рудные месторождения. Диапировые структуры бывают двух типов: платформенные (солянокупольные) и геосинклинальные (известняковые и другие диапиры).

Диапировые складки на платформах и в осложняющих их авлакогенах рассматриваются как образования, возникшие в результате развития соляных куполов, которое сопровождается уменьшением мощности в их сводах, растяжением и дроблением хрупких пород и формированием складок волочения (с обратным наклоном их осевых поверхностей) в вышележащих горизонтах. Ядра диапиров, сложенные пластичными образованиями (соль, гипс), протыкают вышележащие хрупкие породы (песчаники и др.) благодаря вертикальным усилиям при неравномерной нагрузке вышележащих толщ. В Донбассе выделяют солянокупольный тип ртутных месторождений. В структурном отношении они связаны с соляными куполами и приурочены к участкам пересечения разломов. Соляные пласты верхнего карбона — нижней перми галогенно-красноцветной формации перекрыты здесь образованиями пестроцветной формации верхней перми, а также отложениями мезозоя и кайнозоя. Поэтому они встречаются на большой глубине, однако в сводах крупных куполов (до 10 км в поперечнике) находятся значительно ближе к поверхности. Оруденение локализовано вдоль зон нарушений в диапировых брекчиях, сложенных обломками существенно известнякового состава, которые были вынесены из глубоко залегающих толщ девона при внедрении соляных штоков. Брекчии, имеющие мощность многие десятки — первые сотни метров, залегают в лежащем боку этих штоков. Цемент диапировых брекчий содержит разнообразные жильные (кальцит, флюорит, барит и др.) и рудные, преимущественно сульфидные, минералы. Киноварь распределена неравномерно вдоль контактов гнезд и прожилков кальцита. Гидротермальное рудоотложение происходило в два этапа: ранний — полиметаллический и поздний — ртутный. На глубину увеличивается содержание галенита и сфалерита и, наоборот, уменьшается количество киновари. Типичным примером месторождений, связанных с такими диапировыми структурами, является Славянское ртутное месторождение в Донбассе.

В иных условиях образуются диапиры, развивающиеся в некоторых зонах складчатых областей, где они играют достаточно важную роль в локализации руд эндогенных месторождений от редкометальных скарновых до ртутных гидротермального происхождения, по И. П. Кушнareву, и А. В. Дружинину. Эти диапировые складки характеризуются следующими чертами: 1) уменьшением мощности пластов в сводовой части складки и даже протыканием их породами ядра (известняки, туфы); 2) возникновением в последних сланцеватости, параллельной их

движению, нередко образованием разломов (внешних и внутренних), разделяющих ядро на блоки, неравномерно перемещенные вверх; 3) формированием характерных брекчий и милонитов в виде чехла, окаймляющих ядро; причем развитие более грубообломочного материала и большей мощности (в 5—10 раз) наблюдается в головной (сводовой) части складки по сравнению с мелкообломочными породами (вплоть до милонитов), на крыльях, где они быстро выклиниваются; 4) обязательным наличием при диапиризме в отложениях, сминаемых в складки, горизонтов мощностью единицы — десятки метров пластичных

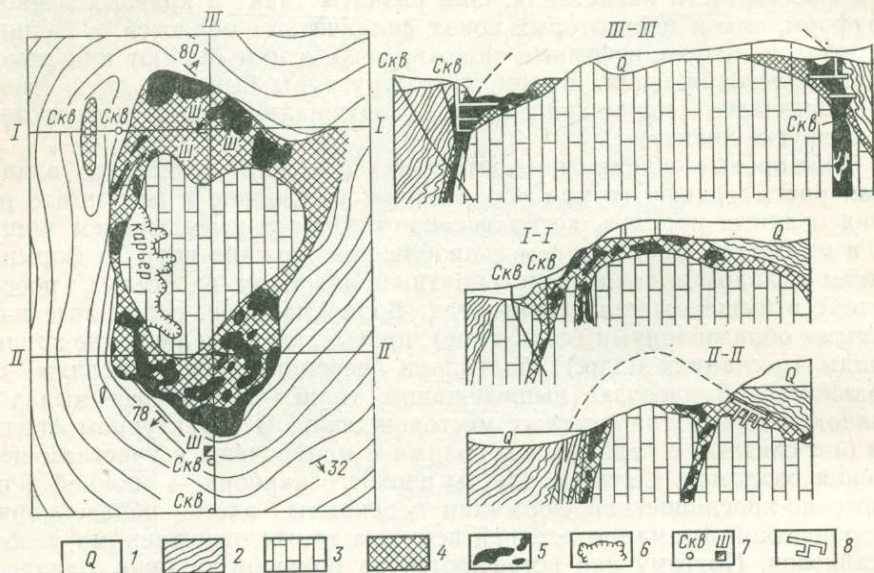


Рис. 33. Геологическая схема и разрезы флюоритового месторождения Аурахмат в Средней Азии, приуроченного к диапировой складке (по В. В. Архангельской, И. П. Кушареву):

1 — четвертичные отложения; 2 — переслаивающиеся глинистые сланцы, песчаники, кремни, ракушечные и тонкоплитчатые известняки визе; 3 — массивные известняки турне; 4 — брекчия известняков, сланцев; 5 — руды; 6 — контур карьера; 7 — скважины; 8 — горные выработки

пород (глинистых, углистых сланцев и др.), выполнявших роль «смазки» при проскальзывании ядра и определявших место срыва ядра и развитие брекчий; 5) формированием многоэтажных диапировых брекчий при наличии нескольких таких горизонтов; 6) присутствием складок волочения, возникших как при диапиризме, так и ранее при формировании складки продольного изгиба со скольжением; 7) развитием помимо куполовидных килевидных, сундучных и другой формы диапиров, у которых с глубиной крылья становятся более крутыми, чем на верхних горизонтах.

Таким образом, зарождение диапиров происходило при складчатости общего смятия, характерной для геосинклинальных областей, из обычных складок продольного изгиба со скольжением вследствие реакции на невозможность дальнейшего изгибания последних при сжатии. Наиболее благоприятными для развития диапиризма являются те зоны, где происходит веерообразное разветвление складок и резкая ундуляция шарниров, свидетельствующие об их поперечном сжатии (объемная

деформация). Диapiroны возникают также в приразломных участках с сильно сжатыми складками.

Иногда диапиризм может развиваться сразу в нескольких сближенных складках с образованием многокупольных структур, сопровождаемых такими же зонами дробления в разделяющих синклиналях. Такие структуры характеризуют рудные поля, на которых отдельные месторождения приурочены к диапировым структурам.

К диапировым складкам приурочены различные гидротермальные и, возможно, некоторые скарновые месторождения: в Средней Азии арсенопиритовое — Чокурак, флюоритовое — Аурахмат, скарноворедкометалльное — Тарор, сурьмяное — Джилау; в Казахстане — полиметаллическое Суук-Тюбе и др. Флюоритовое месторождение Аурахмат (в долине реки Чаткал) находится в районе, характеризующемся напряженной складчатостью, о чем свидетельствует развитие веерообразно расходящихся сжатых линейных складок. Ядро диапировой складки на месторождении сложено массивными известняками турне, прорывающими пачки переслаивающихся мелко гофрированных в складки волочения глинистых сланцев, известковистых песчаников и других пород. Ядро облекается чехлом карбонатных брекчий мощностью 40—30 м (рис. 33). В брекчии неравномерно развиты флюорит и отчасти кварц, сопровождающийся сульфидами. Пологая сводовая часть складки быстро сменяется крутыми крыльями, на которых мощность брекчий и размер ее обломков уменьшаются, а рудное тело начинает выклиниваться.

РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Региональные разрывные нарушения, в том числе и надвиги, очень часто контролируют размещение месторождений в пределах рудных районов и полей. Сопряженные с ним локальные разрывные структуры, представленные взбросами, сдвигами, сбросами и раздвигами, являются рудовмещающими.

Взбросы и сдвиги. Эти разломы представляют собой структуры сжатия, с которыми часто связаны жилообразные рудные тела. Примером месторождения, приуроченного к взбросу, может служить свинцово-цинковое месторождение Кугитанг в Средней Азии (рис. 34). Участок месторождения сложен толщей верхнеюрских известняков (400 м), расчленяющейся на несколько горизонтов различных типов этих пород и образующей западное крыло брахиантклинали. Моноклиналиное залегание известняков осложнено разломами типа взбросов, прослеживающихся параллельно оси антиклинали на несколько километров и падающих к ее осевой части. Амплитуда отдельных взбросов — десятки метров, суммарная — 150 м. Месторождение приурочено к зоне, ограниченной двумя сближенными взбросами. Оруденение, с одной стороны, контролируется этими нарушениями, которые являются рудоподводящими каналами и отчасти рудовмещающими структурами для кварцево-баритовых жил с сульфидами (галенитом, сфалеритом, пиритом, марказитом и киноварью). С другой стороны, оруденение локализовано вдоль ослабленной зоны, находящейся между двумя горизонтами известняков. Различаются два основных структурно-морфологических типа рудных тел: секущий жильный и согласный межпластовый. Наиболее значительные концентрации рудного вещества наблюдаются в тех участках, где рудовмещающие трещины выполаживаются или сопро-

вождаются оперяющими трещинами. Нередко к этим местам приурочены брекчии, развивающиеся вдоль взросов или на стыке последних с контактами различных по механическим свойствам горизонтал известняков. Приуроченность рудных столбов к пологой части взросов обусловлена приоткрыванием участков в результате движения висячего бока нарушений перед рудоотложением.

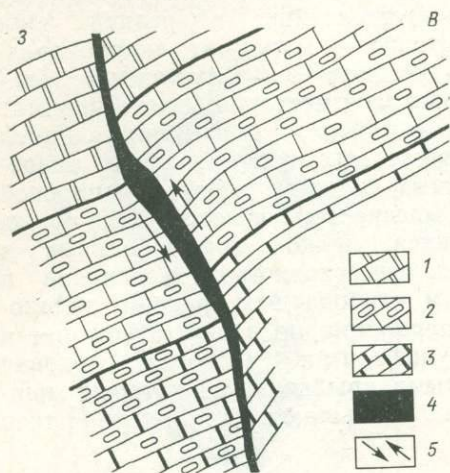


Рис. 34. Поперечный разрез рудной жилы по взросу на месторождении Кугитанг (по В. И. Бирюкову): 1 — рифовые известняки; 2 — псевдоконгломератные известняки; 3 — пеллециповые известняки; 4 — рудное тело; 5 — направления перемещения по разлому

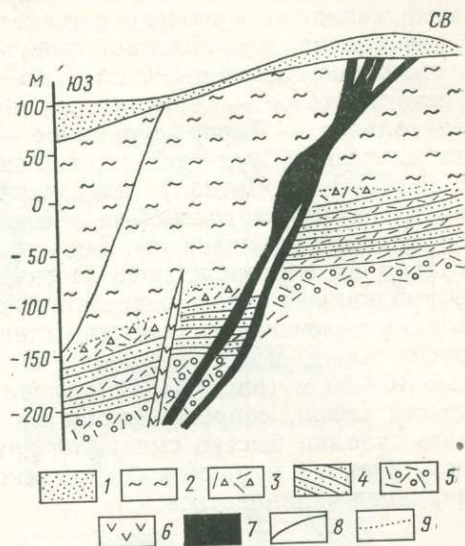


Рис. 35. Геологический разрез Беганьского барит-полиметаллического месторождения на Карпатах, приуроченного к сбросу (по Г. Г. Сасину): 1 — четвертичные отложения; 2 — вторичные кварциты по липаритовым порфирам; 3 — агломератные липаритовые ксенотуфы; 4 — песчано-глинистые породы; 5 — липаритовые туфы; 6 — дайки андезитов; 7 — рудные тела; 8 — тектонические нарушения; 9 — граница распространения вторичных кварцитов

Сбросы. Примером этого типа разломов растяжения является Беганьское полиметаллическое месторождение, которое находится в северо-западной части Берегово-Беганьского рудного района, расположенного в Закарпатском прогибе в зоне глубинного разлома. Зона выражена горстообразным поднятием глыбово-блокового строения, ограниченного со всех сторон системами сбросов субширотного и субмеридионального простирания. Месторождение приурочено к горстообразному антиклинальному поднятию донеогенового фундамента, сложенного палеозойскими и мезозойскими породами. Оно залегает в вулканогенно-осадочных отложениях верхнего структурного этажа, сложенного туфами липаритовых порфиром и песчано-глинистыми породами неогена. Беганьское месторождение представлено тремя жильными зонами (мощностью от 0,5 до 10—12 м и длиной от 140 до 1400 м), приуроченными к сбросам с вертикальной амплитудой перемещения от десятков до 100 м. Эти сбросы, имеющие северо-западное простирание, осложняют крыло антиклинали того же простирания. Нарушения имеют ветвистое

строение, вследствие чего и жильные зоны характеризуются расщеплениями, раздувами и т. п. (рис. 35). На месторождении четко проявлена вертикальная зональность: верхние горизонты сложены баритовыми жилами, которые на глубине 150 м сменяются барит-полиметаллическими, а с 200 м — соответственно полиметаллическими рудами (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит и другие сульфиды, кварц, барит, кальцит). Они имеют массивные, реже полосчатые и брекчиевые текстуры.

Раздвиги. Рудоносные структуры другого типа разломов растяжения раздвигов характерны для жильных свинцово-цинковых месторождений Северного

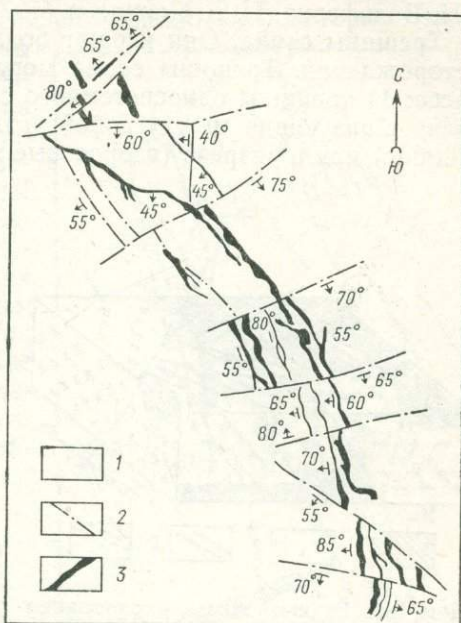


Рис. 36. Схематический погоризонтный план свинцово-цинкового месторождения Хаником-Какадур на Кавказе, приуроченного к раздвигам (по Е. М. Некрасову и С. Ф. Редькину): 1 — юрские глинистые сланцы; 2 — дорудные сколовые нарушения; 3 — рудные жилы в трещинах отрыва (раздвиг)

Кавказа (Эльбрус, Садон, Згид, Архон, Холст, Кадат и др.) Болгарии (Маданское и др.). Одним из таких примеров может служить месторождение Хаником-Какадур (Северный Кавказ), залегающее в юрских сланцах. Структура его представлена сложной системой раздвигов северо-западного направления, возникших между сколовыми разломами близширотного и северо-восточного простирания. Рудовмещающие нарушения являются невыдержанными, ветвящимися, что отражается и на строении рудных тел, которые характеризуются раздувами и пережимами (рис. 36).

ТРЕЩИННЫЕ И КЛИВАЖНЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эта группа структур месторождений распадается на две подгруппы: а) трещинные и б) кливажные структуры.

ТРЕЩИННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Трещинные структуры характеризуются приуроченностью к ним многочисленных жильных месторождений свинца, меди, цинка, вольфрама, молибдена, олова, золота и других металлов преимущественно гидротермального, а также пегматитового генезиса. Среди этих структур месторождений может быть выделено по меньшей мере пять физико-генетических классов: 1) трещины скола, 2) трещины отрыва, 3) многосистемные трещины, преимущественно скола, 4) трещины оперения и 5) трещины расплющивания. Последний класс трещин, сопровождающих зоны повышенного рассланцевания, будинажа и другие структу-

ры в сильно метаморфизованных и рассланцованных комплексах, имеет сложное тектоно-метаморфогенное происхождение, поэтому он здесь не рассматривается. Остальные типы трещин структур месторождений описаны в трудах В. М. Крейтера (1956), В. И. Смирнов (1976), Ф. И. Вольфсона, П. Д. Яковлева (1975) и др.

Трещины скола. Они играют большую роль в локализации рудных месторождений. Трещины скола могут быть подразделены на два класса: 1) трещины односистемного скола и 2) трещины двусистемного скола, образующие между собой угол в 70—90° в плане (сдвиговые трещины) или в разрезе (взбросовые трещины).

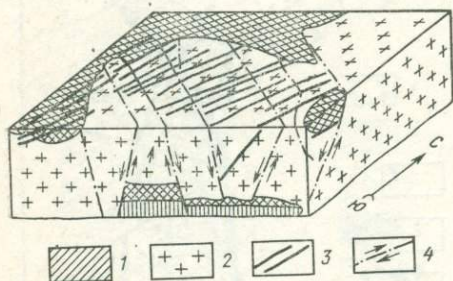


Рис. 37. Рудные жилы в односистемных трещинах скола на Антоновском месторождении в Забайкалье (по А. В. Дружинину):
1 — юрские песчаники и сланцы; 2 — верхнеюрские граниты; 3 — кварц-вольфрамитовые жилы в трещинах скола; 4 — разрывные нарушения

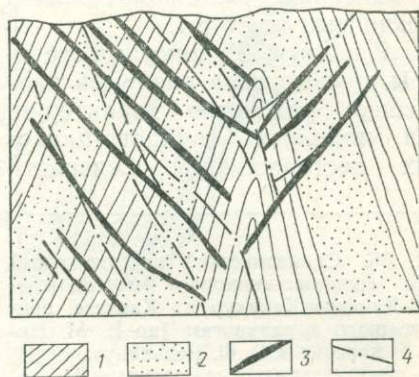


Рис. 38. Кварцево-рудные жилы в двухсистемных трещинах скола на месторождении Бестюбе в Казахстане (по Л. И. Лукину, Ю. Г. Сафонову и В. Ф. Чернышеву):
1 — сланцы; 2 — песчаники; 3 — кварцево-рудные жилы; 4 — трещины

Многочисленные месторождения, представленные серией выдержанных параллельных жил (десятки — первые сотни), связаны обычно с односистемными трещинами скола. Эти жилы значительно более протяженные и выдержанные, чем жилы в трещинах отрыва.

Длина их достигает сотен метров, иногда первых километров; на рудных полях суммарная длина всех жил доходит до первых десятков километров. Примерами месторождений, кварцево-сульфидные жилы которых приурочены к односистемным трещинам скола (типа взбросов), могут служить месторождения: Степняк в Казахстане и Антоновгорское в Забайкалье. Последнее залегает в мезозойских гранитах; его кварц-вольфрамитовые жилы также приурочены к односистемным трещинам скола северо-восточного простирания (рис. 37). Рудные жилы характеризуются кулисообразным залеганием, наличием мелких апофиз, отходящих от основных. Отдельные рудные тела прослеживаются до 800—1000 м при средней мощности 0,6—0,7 м.

Месторождения, приуроченные к двусистемным трещинам скола, чаще всего представлены жилами в этих трещинах, реже столбообразными телами и гнездами, которые залегают в местах пересечения трещин (например, трубообразные тела свинцово-цинковых месторождений Забайкалья). К двум системам трещин скола типа взбросов приурочены кварцево-рудные жилы месторождения Бестюбе в Казахстане (рис. 38),

арсенопиритовые жилы месторождения Цана в Грузии; к трещинам скола типа сдвигов — меднорудные жилы месторождения Морокоча в Перу.

Трещины отрыва. Они играют небольшую роль как самостоятельные структуры, особенно рудных полей. Однако на некоторых месторождениях наблюдаются трещины отрыва, содержащие невыдержанные, быстро выклинивающиеся, так называемые, рубцовые жилы, встречающиеся, в частности, на свинцово-цинковых месторождениях долин рек Миссисипи—Миссури. В тех случаях, когда подобные жилы приурочены к зонам крутопадающих трещин отрыва, расположенным вкrest простирания складчатости, они приобретают самостоятельное значение, как это имеет место, например, на Ононском кварц-касситеритовом месторождении Забайкалья (рис. 39).

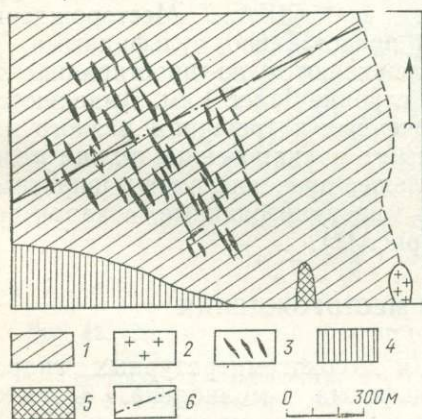


Рис. 39. Схема строения оловянного месторождения Онон (в Забайкалье), приуроченного к системе трещин отрыва, ориентированных вкrest простирания складчатости (по Б. М. Косову и др.): 1 — юрские углистые сланцы; 2 — граниты; 3 — кварц-касситеритовые жилы; 4 — палеозойские метаморфические сланцы; 5 — гранит-аплиты; 6 — простирание оси антиклинали

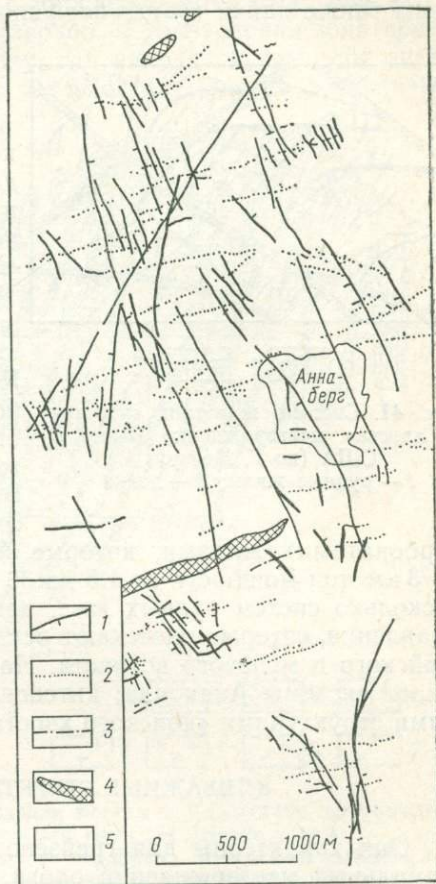


Рис. 40. Жильное месторождение Аннаберг в ГДР, приуроченное к многосистемным трещинам скола (по Г. Мюллеру): 1 — кобальто-серебряные жилы; 2 — свинцово-цинковые жилы; 3 — оловянные жилы; 4 — микрограниты; 5 — гнейсы

Комбинированные системы трещин. Представлены многочисленными трещинами скола различных направлений, сопровождающимися иногда трещинами отрыва. Они образовались в два—три этапа деформации. Эти трещинные структуры довольно часто встречаются на жильных месторождениях. В частности, указываются такие месторождения,

как, например, Аннаберг в ГДР (рис. 40). В качестве примера структуры многосистемных трещин может быть приведено также Иультинское грейзеновое месторождение оловянно-вольфрамовых руд. Кварцево-рудные жилы выполняют здесь трещины скола различных простираний, рассекающие песчано-сланцевую толщу. К этим трещинам приурочены также дайки гранит-порфиров, аплитов и пегматитов. Выделяется несколько направлений линейных зон сближенных рудных жил.

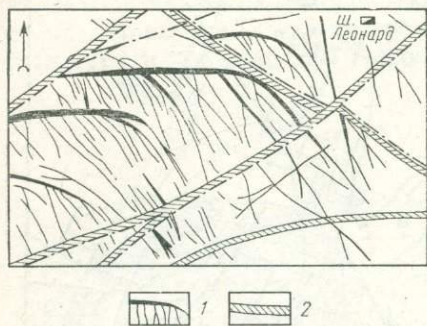


Рис. 41. Система жил типа «конского хвоста» месторождения Бьютт в США (по Г. Мейеру)
1 — рудные жилы; 2 — дайки

карбонатами) жилами, которые прослеживаются по простиранию до 2—3 км при мощности от 1,5 до 30 м и глубине более 1 км. Выделяются несколько систем рудных жил, приуроченных к трещинам разного направления, которые рассекают осадочные и вулканогенные толщи палеозойского и мелового возраста. Наибольшее значение имеют широтные жилы системы Анаконда, интенсивно минерализованные, с характерными структурами «конского хвоста» (рис. 41).

КЛИВАЖНЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Они характерны для грейзеновых и высокотемпературных гидротермальных месторождений олова, вольфрама и молибдена, а также для среднетемпературных гидротермальных медно-молибденовых, молибденовых, золоторудных, золото-серебряных, свинцово-цинковых и других месторождений. Правда, в ряде случаев в связи со штоками малых интрузий и куполовидными сателлитами батолитов развиваются кливажные многочисленные трещины отдельности, которые группируются в зоны концентрического строения, как, например, на молибденовом месторождении Кляймакс (США). Такого рода структуры имеют тектоно-магматическое происхождение и поэтому их следует относить ко второй серии рудоносных структур. Здесь же мы рассматриваем те кливажные структуры, которые образованы только тектоническими усилиями. Среди них может быть выделено два подкласса: 1) штокверковые зоны и 2) кливажные штокверки.

Кливажные штокверковые зоны связаны с разрывными нарушениями перемещений (взбросами и сдвигами), а также с крупными трещинами сколового типа и прослеживаются вдоль них. Мелкие трещины и кливаж развиваются параллельно и под острым углом к основному

нарушению. К таким зонам приурочены прожилково-вкрапленные руды, которые образуют штокверковые зоны. В этом случае к главным трещинам приурочены выдержанные жилы, протягивающиеся на значительные расстояния. Штокверковые зоны развиваются обычно в верхних горизонтах месторождений (150—250 м); на глубине прожилки сливаются с главной жилой, которая прослеживается на еще более глубокие горизонты, но уже без штокверков. Штокверковая зона проявлена главным образом в висячем боку, где находятся трещины оперения разного направления, а также в тех участках, где до образования

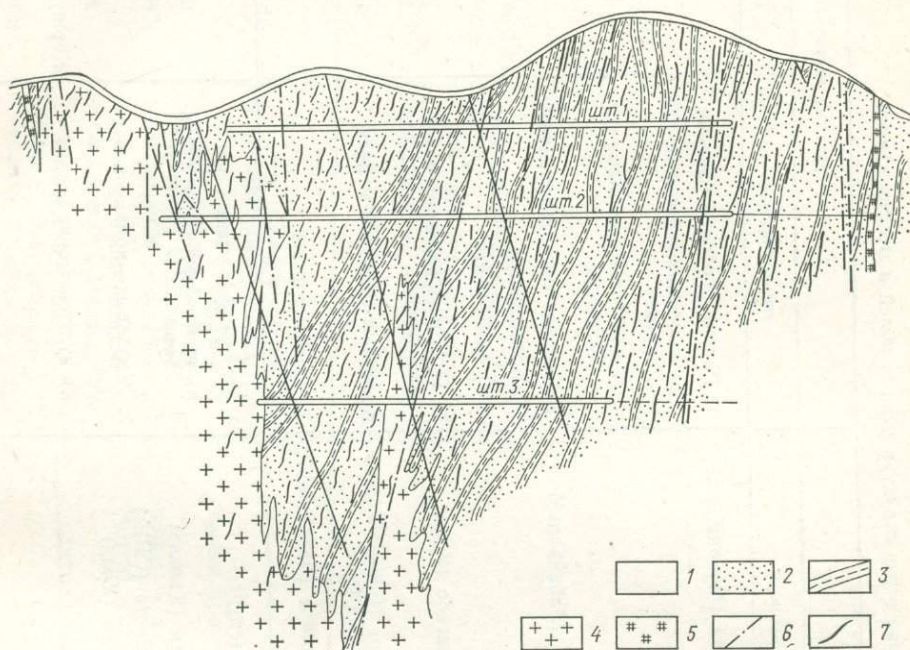


Рис. 42. Схематический разрез месторождения Богуты в Казахстане, приуроченного к зоне трещиноватости и кливажа (по Г. Н. Щербе и др.): 1 — делювий; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — граниты; 5 — дайки лампрофира; 6 — тектонические нарушения; 7 — кварц-шеелитовые жилы и прожилки

главных трещин породы были раскливажированы. Такие сложные штокверки развиваются главным образом в висячем боку более крупных разрывных нарушений, так, например, на оловянном месторождении Хапчеранга в Забайкалье.

Другим примером является месторождение кварц-шеелитовых руд Богуты (Южный Казахстан). Здесь складчатая структура, образованная песчано-сланцевой толщей среднего ордовика и прорванная гранитами, осложнена линейно-вытянутой зоной трещиноватости СВ простирания, в пределах которой породы превращены в хлорит-серицитовые сланцы. К этой зоне, прослеженной более чем на 2,5 км (при мощности от 20 до 200 км), приурочены кварцевые жилы и прожилки (с шеелитом) преимущественно того же простирания (рис. 42).

Кливажные штокверки представляют собой более или менее изометричные участки пород, пораженных мелкой трещиноватостью и кливажем, к которым приурочено прожилково-вкрапленное оруденение.

Тектоно-магматогенная серия структур рудных полей и месторождений

Группа	Структуры рудных полей		Структуры месторождений	
	подгруппы и типы	примеры	типы, подтипы	примеры
П Л У Т О Г Е Н Н А Я	1. Внутри и околотрузивных зон ультраосновных, основных и щелочных массивов	Кемпирсай (Мугоджары)	1. Ранние прототрузивные а) кристаллизационные первичные б) кристаллизационные остаточные	Бушвельд (ЮАР) Вольнь (Украина)
	2. Апикальных и надапикальных зон гранитных интрузивов	Джида (Забайкалье)	2. Поздние прототрузивные а) трещинные б) кливажные	Спокойнинское (Забайкалье) Альтенберг (ГДР)
	3. Контактных зон гранитоидных интрузивов	Турьинское (Урал)	3. Прототрузивные — тектонические	Эмеральд (Канада)
	4. Зон развития малых интрузий и даек.	Депутатское (Северо-Восток СССР)	4. Малых интрузий и даек	Березовское (Урал)
	5. Зон развития трубок взрыва	Шерловогорское (Забайкалье)	5. Трубок взрыва	Кейв-Пик (США)
Н Н А Я	А. Положительные вулканогенные	Кафан (Кавказ) Вест-Шаста (США) Макан (Урал)	1. Внутриэффузивных зон а) прототэффузивные структуры	оз. Верхнее (США)
	1. Вулканогенные поднятия 2. Вулкано-купола 3. Вулкано-биклинали		2. Жерловых—прижерловых зон а) вулканические жерла	Коршуновское (Вост. Сибирь)

<p>Б. Отрицательные вулканогенные</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Вулкано-тектонические депрессии 2. Кальдеры 3. Межвулканические депрессии 4. Скрыто-вулканические депрессии 	<p>Блява (Урал)</p> <p>Сильвертон (США)</p> <p>Лениногорск (Алтай)</p> <p>Кентукки-Иллинойс (США)</p>	<ol style="list-style-type: none"> б) вулканические купола (лавовые, лавово-экструзивные, экструзивные) в) локальные вулканические биклинали г) локальные вулкано-депрессионные (вершинные, межкупольные и другие депрессии) д) секторные вулкано-тектонические блоки 	<p>Николаевское (Алтай)</p> <p>Юбилейное (Урал)</p> <p>Камышинское (Алтай)</p> <p>Саканаи (Япония)</p> <p>Семеновское (Алтай)</p>
<p>В. Вулкано-корневые</p>	<p>Томас (США)</p>	<ol style="list-style-type: none"> 3. Субвулканических зон <ol style="list-style-type: none"> а) эндо- и экзоконтактных зон субвулканических и гиповулканических тел 4. Синвулканические разломы и трещины 	<p>Бор (Югославия)</p> <p>Кафан (Кавказ)</p>

Примеры штокверков многочисленны, в частности они известны на золоторудных, оловянных и других месторождениях. Штокверковое строение имеет месторождение Мурунтау (Средняя Азия), которое приурочено к флишоидной толще силура (?). Тонкое переслаивание пород с различными физико-механическими свойствами повлияло на особенности морфологии и размещения оруденения. Рудовмещающая толща характеризуется развитием кливажа и мелких трещин напластования, скалывания и отрыва нескольких направлений (рис. 43). Трещины вы-

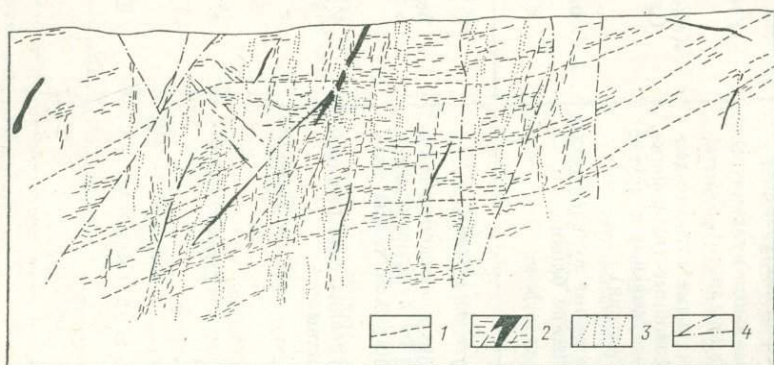


Рис. 43. Схематический разрез через штокверк Мурунтау, приуроченный к кливажной структуре (по С. Д. Шеру):
 1 — границы пачек с различными соотношениями филлитовых сланцев и алевролитов; 2 — кварцевые жилы и прожилки; 3 — кварц-сульфидные и сульфидные прожилки; 4 — тектонические нарушения

полнены сульфидным, кварц-сульфидным и кварц-карбонатными прожилками, иногда жилами. В морфологическом отношении месторождение Мурунтау представляет собой крупный штокверк с неравномерным распределением оруденения («Рудные месторождения СССР», т. 3, 1978).

ТЕКТОНО-МАГМАТОГЕННАЯ СЕРИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Генезис этой серии рудоносных структур весьма сложен. На разных этапах развития геологических структур рудных полей и месторождений, приуроченных к магматическим комплексам, несомненно, большую роль играют тектонические движения (домагматогенные, внутриматогенные и послемагматогенные). Однако для этих структур характерны и специфические черты, отличающие их от тектонических структур; они определяются особенностями магматического процесса (внедрения, кристаллизации, контракции и др.). Поэтому следует выделять сложную серию тектоно-магматогенных структур, с которыми связано большое количество рудных полей и месторождений различных видов полезных ископаемых, главным образом эндогенного генезиса: магматического, пегматитового, скарнового, карбонатитового, грейзенового, альбититового, гидротермального, плутоногенного и вулканогенного (Яковлев, 1968). В этой серии выделяются две основные группы структур рудных полей и месторождений: плутоногенная, в которую включена подгруппа структур трубок взрыва, хотя она занимает и более обособленное положение, и вулканогенная (табл. 3).

ГЛАВА 5. ПЛУТОНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Среди этих структур намечается 5 подгрупп структур рудных полей: 1) внутри- и околотрузивных зон ультраосновных и щелочных массивов; 2) апикальных и надапикальных зон гранитных интрузивов; 3) контактовых зон гранитоидных интрузивов; 4) зон развития малых интрузий и даек и 5) зон развития трубок взрывов.

СТРУКТУРЫ ВНУТРИ- И ОКОЛОИНТРУЗИВНЫХ ЗОН УЛЬТРАОСНОВНЫХ, ОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Эти структуры характерны для рудных полей и месторождений магматического генезиса хромитовых, титано-магнетитовых, медно-никелевых, платиновых, редкоземельных, апатитовых и других руд, приуроченных к псевдостратифицированным дифференцированным интрузивам ультраосновного, основного, ультраосновного-щелочного и щелочного состава. Чаще всего они встречаются на щитах (реже в чехле платформ), где эти массивы имеют форму лополитов, и в складчатых геосинклинальных областях, на площади которых часто развиты лакколиты, реже этмолиты и другой формы массивы.

В указанных массивах возникали первичные элементы интрузивной тектоники, обусловленные явлениями дифференциации и течения кристаллизующихся магматических расплавов (прототектоника жидкой фазы). Они находят свое выражение в ликвации магмы, ее кристаллизационной дифференциации, в течение магмы под влиянием интрузивного давления, конвекционных токов и гравитации. Конкретным выражением этих процессов являются: последовательное внедрение различных магматических дериватов, дифференциация магмы на месте становления массива, линейная и плоскостная ориентировка минералов в интрузивных породах, расслоенность (псевдостратификация) массивов ультраосновных, основных и щелочных пород.

В локализации оруденения магматических месторождений могут играть роль прототектонические структуры: ранние или кристаллизационные, представляющие собой прототектонику жидкой фазы (тонкая расслоенность, план-параллельные текстуры и др.), которые особенно хорошо проявлены на раннемагматических месторождениях, и поздние прототектонические — трещинные структуры, отражающие прототектонику твердой фазы (пологие псевдопластовые, крутые секущие и другие трещины). Прототектонические структуры первого и второго вида присутствуют обычно на позднемагматических месторождениях — хромитовых, титано-магнетитовых и др. Наконец, эти структуры часто сочетаются с тектоническими нарушениями — трещинами, разломами, зонами дробления и др. Они могут быть представлены как на позднемагматических месторождениях, так и особенно на медно-никелевых сульфидных месторождениях ликвационного генезиса. В строении рудных полей указанных месторождений, приуроченных к тому или иному массиву интрузивных пород, залегание и форма которого определяются сочетанием складчатых структур, разломов и влиянием магматического расплава, участвуют обычно структурные элементы как магматического, так и тектонического происхождения.

В качестве примера можно привести Кемпирсайский район с позднемагматическими хромитовыми месторождениями, приуроченными к одноименному массиву (Мугоджары). Он образован главным образом

порфиroidными гарцбургитами (чередование гарцбургитов и дунитов) и в меньшей степени дунитами, слагающими ядерные части сводовых поднятий. Кемпирсайский массив — лакколитоформное интрузивное тело, приуроченное к зоне глубинного разлома; его форма обусловлена складчатостью отложений докембрия и ордовика, в контакте которых

залегают этот межформационный массив (рис. 44). Верхняя поверхность интрузива осложнена сводовыми поднятиями и депрессиями между ними. Наибольшее число сводов находится на юге, где ширина массива достигает 30—32 км. Здесь находится Главное рудное поле, на площади которого сосредоточены главнейшие месторождения высоко-

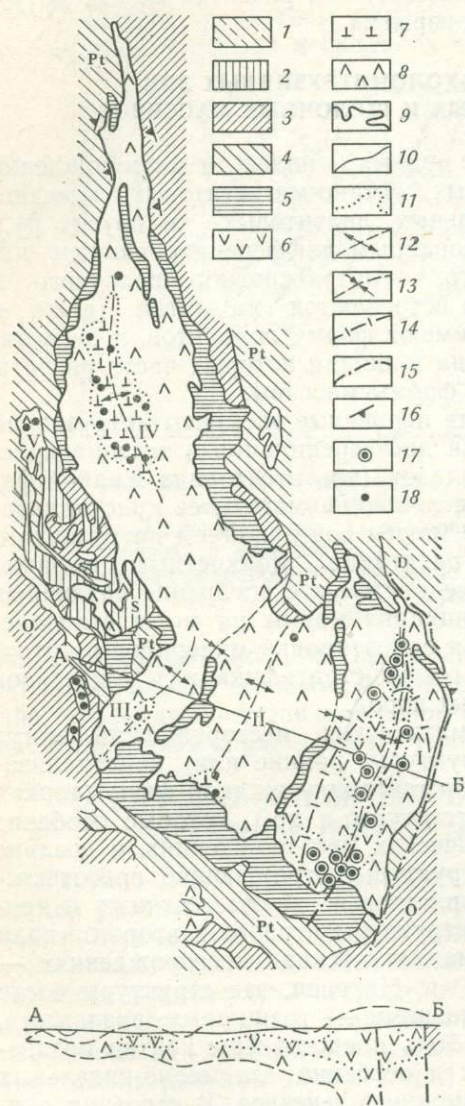


Рис. 44. Структурно-петрографическая схема Кемпирсайского ультраосновного массива (по Н. В. Павлову, Г. Г. Кравченко и др.):

Вмещающие отложения: 1 — девонские; 2 — силурийские; 3 — ордовикские; 4 — протерозойские; интрузивные породы: 5 — габбро-амфиболиты; 6 — серпентинизированные гарцбургиты (с максимальным насыщением дунитами); 7 — серпентинизированный дунит-гарцбургитовый шпорово-полосчатый комплекс; 8 — серпентинизированные перидотиты (гарцбургиты и др.); 9 — контур массива ультраосновных пород; 10 — стратиграфические границы; 11 — границы комплексов ультраосновных пород; 12 — оси сводовых поднятий в массиве; 13 — оси межсводовых опусканий; 14 — контур проекции подводющего канала; 15 — линии крупных тектонических нарушений; 16 — направление падения контактов интрузива; 17 — месторождения высокохромистых руд; 18 — месторождения низкохромистых руд. Сводовые поднятия в массиве: I — Юго-Восточное, II — Тагашсайское, III — Юго-Западное, IV — Батамшинское, V — Тайкеткенское

кохромистых руд. На этом участке установлена геофизическими исследованиями мощная корневая часть массива. На севере, где ширина массива 10 км, своды не так резко выражены и месторождения здесь с низкохромистыми рудами.

Рудные залежи Главного рудного поля, приуроченные к Юго-Восточному сводовому поднятию, контролируются первичными прототек-

тоническими директивными структурами, представленными чередованием гарцбургитов и дунитов. Месторождения характеризуются сближенными, уплощенными, резко вытянутыми линзами и шлирами, кулисно заходящими друг за друга. Характерна полосчатость руд по периферии рудных тел и директивность линейно-плоскостных текстур вмещающих пород, что указывает на ориентированные напряжения в период формирования месторождений. Они относятся к собственно магматическим образованиям, формирующимся на поздних этапах становления интрузий.

На размещение хромитовых месторождений в Кемпирсайском массиве оказывали влияние следующие факторы: 1) форма и размеры интрузива; 2) положение в нем петрографических горизонтов, при кристаллизационной дифференциации которых формировались рудные расплавы, этот фактор определил размещение сингенетичных рудных тел; 3) позиция интрузива по отношению к глубинным разломам как магмаподводящим каналам и 4) наличие в интрузиве сводовых структур как локализаторов оруденения.

СТРУКТУРЫ АПИКАЛЬНЫХ И НАДАПИКАЛЬНЫХ ЗОН ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

К этим структурам плутоно-тектонического происхождения приурочены рудные поля с эндогенными месторождениями вольфрама, олова, молибдена, золота, бериллия и других редких металлов, пьезооптического сырья, драгоценных камней, а также иных видов сырья, имеющих пегматовый, грейзеновый, альбититовый и гидротермальный генезис. Они формируются в орогенных областях и зонах активизации древних платформ или складчатых областей. На рудных полях и месторождениях встречаются различные типы рудоносных структур, связанные со становлением гранитных интрузивов и развитые преимущественно в их апикальных и надапикальных зонах; более глубокие срезы этих массивов слабо продуктивны в отношении их рудоносности.

Интрузивная тектоника кристаллизации магматических расплавов и последующего остывания гранитных массивов развивается примерно по следующей схеме (Осипов, 1974). На разных стадиях этого процесса, сопровождающегося разуплотнением интрузива, происходило образование пустот и открытых трещин. В начальную стадию раскристаллизации при становлении массива, когда возникает только внешняя твердая, но еще горячая оболочка, а внутренняя часть остается жидкой, непосредственно на контакте твердой и жидкой фаз в верхней части массива (обычно в его куполовидных поднятиях) возникали усадочные пустоты с образованием камерных и шлировых пегматов (Вольнь, Центральный Казахстан, Калба, Восточное Забайкалье и др.). Эти протонтрузивные структуры относятся к остаточным кристаллизационным структурам.

В процессе дальнейшего охлаждения и возрастания кристаллической фазы остывающая магма становится твердообразной; она под механическим воздействием может течь и растрескиваться. В этот период в гранитных интрузивах возникают так называемые «горячие» трещины отрыва, разнообразные по своим масштабам, морфологии и пространственной ориентировке: контакты их с вмещающей породой

неправильные, извилистые. Они максимально развиты в апикальных зонах интрузивов. К таким трещинам приурочены жилы гранитов, гранит-порфиров, аплитов, пегматитов и нередко высокотемпературные пневматолито-гидротермальные кварцевые и кварцево-полевошпатовые жилы.

Массовое развитие контракционных трещин отрыва, называемых «холодные», происходит в послекристаллизационную стадию охлаждения гранитных интрузивов. Эти трещины создают различные типы отдельности; так, например, для апикальных зон гранитных массивов характерна пологая матрацевидная отдельность, сочетающаяся с крутопадающими контракционными трещинами. В некоторых случаях контракционные трещины отдельности наследуют направления плоскостной и линейных ориентировок. Таким образом развитие трещин в гранитном массиве более продолжительное и сложное, чем это предполагал Г. Клоос.

Явления контракции захватывают и вмещающие их породы (осадочные метаморфические), особенно в надапикальной зоне, где они сначала прогрелись с увеличением объема, а затем последний при охлаждении уменьшался, что приводило к разуплотнению пород с образованием трещин. В надапикальной зоне эти трещины имеют примерно такое же залегание, как и периферические, по Г. Клоосу, в апикальной зоне гранитного интрузива (см. рис. 114); они обычно повторяют морфологию апикальной части охлаждающегося массива, но точнее следуют направлениям изотерм. Концентрации таких трещин во вмещающей толще наблюдаются обычно в контактах пород с различными физическими (в частности, теплоемкостными) и механическими свойствами. Мощность зон разуплотнения в кровле остывающих массивов в значительной мере определяется их масштабами, морфологией и условиями залегания апикальной части интрузивов. Однако этим не ограничивается формирование структуры в апикальных и надапикальных зонах интрузивов. В связи с их внедрением, а также с последующим охлаждением и разуплотнением как самого массива, так и вмещающих толщ, что вызывает оседание и просадочные явления, образуются трещинные и кливажные структуры. Трещины, возникающие в связи с застыванием гранитного массива, следует относить к поздним протоинтрузивным структурам.

При внедрении магмы и становлении массивов центрального типа или штоков, формируются кольцевые (конические) и радиальные разломы, трещины (Елисеев, 1967). При оседании также образуются кольцевые (цилиндрические) и радиальные разломы, трещины. Все они могут быть использованы грейзеновыми и высокотемпературными жильного типа месторождениями редких металлов (вольфрама, молибдена и др.). Вместе с тем между этими крупными нарушениями возникают более мелкая трещиноватость и кливаж, с которыми связаны специфические штокверковые месторождения тех же типов. Большое значение структурам внедрения и оседания, их важной роли в локализации оруденения придают Г. Н. Щерба (1968) и Т. М. Лаумулин (1977). В такой обстановке, по их данным, сформирован ряд вольфрам-молибденовых месторождений в Казахстане.

Следует иметь еще в виду, что в гранитных массивах развиваются не только структуры, специфические для их становления, но также и тектонические трещинные структуры (обычно скола), как результат подновления древних (доинтрузивных) разломов, которые определяют

позицию и морфологию интрузивов, так и возникающие благодаря молодым (послеинтрузивным) тектоническим движениям.

Таким образом, может быть выделено 4 типа рудоносных структур в апикальных и надапикальных зонах гранитных интрузивов: 1) ранние протоинтрузивные структуры (остаточные кристаллизационные) 2) поздние протоинтрузивные — трещинные и кливажные структуры, 3) трещинные и кливажные структуры внедрения и оседания (кольцевые, конические и радиальные) и 4) тектонические трещинные структуры скола. Даже на отдельных месторождениях наблюдаются сочетания тех или иных типов отмеченных структур, но особенно комбинация

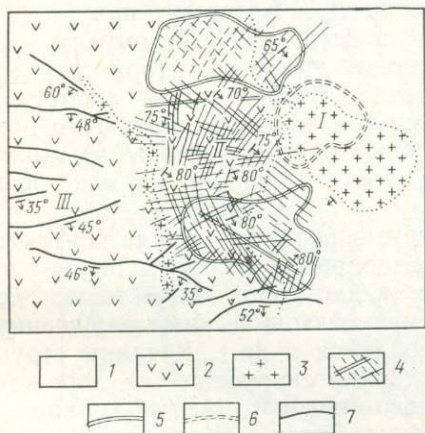


Рис. 45. Схема строения части Джидинского рудного поля (по И. П. Кушнareву, Е. П. Малиновскому и др.): I — Первомайский молибденовый штокверк; II — Инкурский вольфрамовый штокверк; III — Холтосонское жильное месторождение; 1 — метаморфические сланцы и роговики; 2 — кварцевые диориты; 3 — гранит-порфиры; 4 — ориентировка рудных прожилков Инкурского штокверка; 5 — обогащенные вольфрамом участки штокверка; 6 — площадь развития кварц-молибденитовых прожилков; 7 — кварц-гюбнеритовые жилы

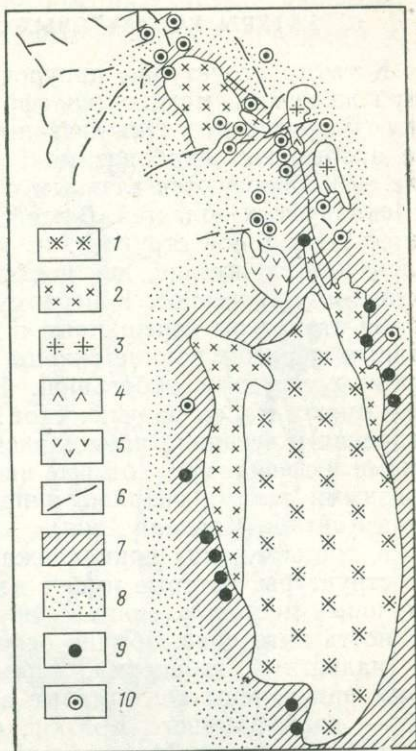


Рис. 46. Схема размещения скарновых месторождений и рудопроявлений на Турьинском рудном поле на Урале (по В. Ф. Чернышеву и Ю. Г. Сафонову):

1 — гранодиориты; 2 — кварцевые диориты; 3 — диориты; 4 — габбро-диориты; 5 — лампрофиры и диабазовые порфиры; 6 — рудоконтролирующие разломы; 7 — пироксен-гранатовые скарны; 8 — пироксен-эпидотовые скарны; 9 — скарново-железорудные месторождения и рудопроявления; 10 — скарново-медные месторождения и рудопроявления

их бывает характерна для рудных полей. Так, на Джидинском рудном поле развиты месторождения различного структурно-морфологического типа: Инкурский вольфрамовый штокверк, Первомайский молибденовый штокверк и жильное месторождение Холтосон, приуроченное к тектоническим трещинам скола. Штокверки приурочены к трещинам, свя-

занным со становлением Первомайского штока раннемезозойских гранит-порфиров (рис. 45). Так, в ориентировке прожилков Инкурского штокверка можно выделить радиальную и концентрическую системы, закономерно расположенные по отношению к штоку гранит-порфиров и обусловленные, вероятно, внедрением магматического расплава.

СТРУКТУРЫ КОНТАКТОВЫХ ЗОН ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

К таким структурам приурочены скарново-рудные поля месторождений железных, медных, вольфрамовых, молибденовых, свинцово-цинковых и других руд. Они связаны с гранитоидными интрузивами, которые прорывают карбонатные или вулканогенно-осадочные толщи (рис. 46); образуются главным образом в позднегеосинклинальных зонах складчатых областей. В этой подгруппе рудоносных структур выделяется до 5 типов структур, из которых первые два имеют магматогенное происхождение, два последних — тектоногенное, а третий — тектоно-плутоногенное. К первому типу относятся поздние протонтрузивные структуры (трещинные и кливажные), к которым приурочены главным образом ранние скарны (обычно безрудные), к тому же размер этих структур небольшой. Вследствие этого структуры первого типа имеют малое практическое значение. Второй тип — структуры внедрения и оседания представлен преимущественно радиальными разломами и трещинами, которые иногда используются небольшими жильобразными телами скарнов, например шеелитоносными, на месторождении Койташ (Средняя Азия).

К третьему типу принадлежат интрузивно-тектонические контактовые структуры, которые имеют наиболее широкое распространение на скарновых месторождениях. Они представляют собой контактовую поверхность интрузива, обычно осложненную тектоническими нарушениями (надвигами, взбросами, зонами дробления и др.). К таким структурам приурочены контактовые залежи ряда скарновых месторождений — вольфрамового Койташ, свинцово-цинкового Алтын-Топкан в Средней Азии и др. На рудном поле Алтын-Топкан (Карамазар) среднекаменноугольные гранодиориты прорывают нижнекаменноугольные известняки. Их контакт осложнен приконтактовым разломом (узкая тектоническая зона срывов), к которому приурочен верхнепалеозойский комплекс малых интрузий. Здесь же локализованы контактовые скарновые тела сложной формы; на них наложено сульфидное оруденение полиметаллического состава. Основу геологической структуры рудного поля составляет сложная сеть согласных трещин, подчиненных приконтактовому разлому, и секущих трещин, связанных с Алтын-Топканским сбросо-сдвигом. Этот каркас трещин контролирует размещение даек комплекса малых интрузий и связанных с ними рудоносных скарнов (рис. 47).

К четвертому типу могут быть отнесены складчатые структуры осадочных и осадочно-вулканогенных толщ в приконтактовой зоне гранитоидных интрузивов. Эти складки, рассматриваемые обычно в группе складчатых структур, разнообразны по генезису и морфологии. Они часто относятся к складчатости общего смятия и глыбовой складчатости; последняя, например, характерна для Магнитогорского рудного поля. Однако имеются структуры и более сложного генезиса, в частности, антиклинальные складки с седловидной залежью вольфрам-молибденовых скарнов на контакте известняков и ороговикованных пород

(например, Тырнауз). Синклинальным строением характеризуются такие рудные поля, как Койташское поле с месторождениями шеелитоносных скарнов и Турьинское рудное поле меденосных скарнов на Среднем Урале.

Пятый тип представлен тектоническими разрывными нарушениями, как разломами, рассекающими рудоносные интрузивы, например на Чорух-Дайронском рудном поле с шеелитоносными скарновыми место-

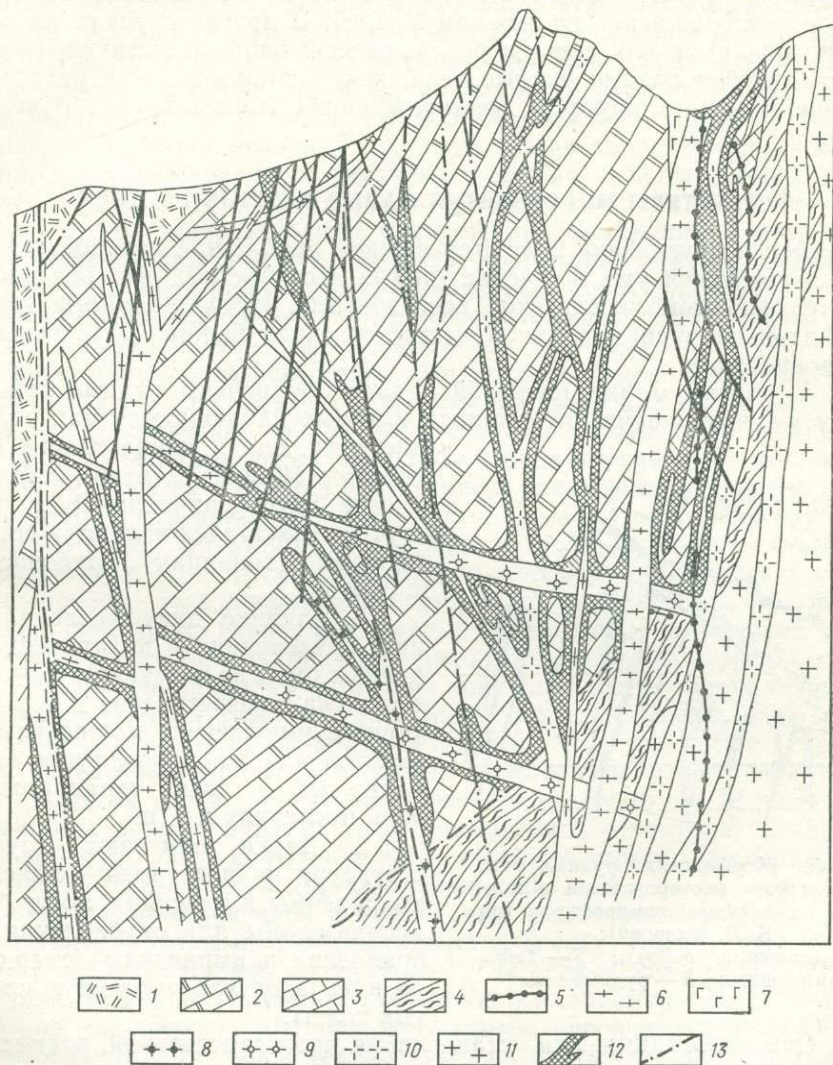


Рис. 47. Геологический разрез скарнового месторождения Алтын-Топкан в Средней Азии, приуроченного к интрузивно-тектонической структуре (по И. П. Кошлакову):

1 — лавы андезитовых порфиров; 2 — известняки; 3 — известняки и доломиты; 4 — метаморфизованные терригенные отложения; 5 — диабазовые порфиры; 6 — кварцевые порфиры; 7 — гранит-порфиры; 8—10 — гранодиорит-порфиры; 11 — гранодиориты; 12 — скарнорудные тела; 13 — тектонические нарушения

рождениями (Средняя Азия), так и разломами (взбросами, надвигами), которые осложняют складчатую структуру осадочных или осадочно-вулканогенных толщ приконтактной зоны. Такие надвиги, проходящие в контакте известняков и вулканитов кислого состава, характерны, в частности, для рудного поля Дальнегорского со скарново-полиметаллическими месторождениями (Приморье). В большинстве случаев к разломам приурочены жиллообразные или линзовидные скарновые залежи, но иногда бывают и гнездообразные тела, залегающие в провесах кровли интрузивов, которые локализуются вдоль разломов (Гумбейское месторождение на Южном Урале). В других случаях на пересечении разломов или трещин скола, пересекающих известняки, формируются столбообразные рудные тела, как, например, на некоторых скарново-полиметаллических месторождениях Карамазара (Средняя Азия).

СТРУКТУРЫ ЗОН РАЗВИТИЯ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ И ДАЕК

Дайки и оруденение являются важной проблемой, разработкой которой занимаются уже в течение многих десятилетий; ей посвящены значительные монографические исследования. Изучение малых интрузий и даек на рудных полях и месторождениях важно для решения ряда вопросов.

1. К поясам малых интрузий и даек приурочены рудные районы, поля и месторождения, на площади которых наблюдаются как сгущение даек, так и концентрация оруденения (Кавказ, Алтай, Урал и многие другие провинции), в ряде случаев пояса даек являются естественными границами рудоносных площадей.

2. Влияние даек на локализацию оруденения — приуроченность рудных тел к их контактам (рис. 48), к участкам разветвления и к самим дайкам, уменьшение мощности рудных тел или, наоборот, тупое окончание их и даек, экранирующая роль последних и т. п.

3. Дайки помогают изучить структуру рудного поля — фиксируют разломы и трещины, могут быть использованы для определения направления и амплитуды смещения по ним (в случае отсутствия слоистых толщ).

4. Они необходимы для установления пространственной, временной и парагенетической связи малых интрузий, даек и оруденения, которые являются дериватами одного и того же магматического очага. В этом случае руда попадает в вилку между генерациями даек разного поколения, но одного и того же интрузивного или вулканического комплекса.

5. Дайки позволяют наметить историю развития рудоносных, тектонических или тектоно-магматических зон, этапы формирования руд-

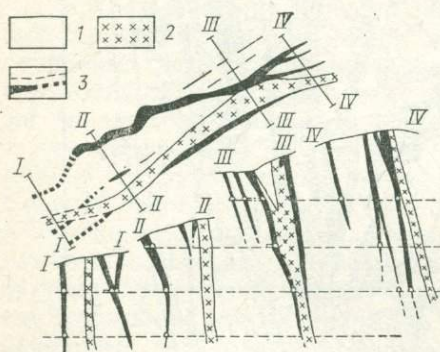


Рис. 48. Морфология рудных тел Депутатского месторождения и контроль их дайками лампрофиров (по Б. Л. Флерову):

1 — вмещающие породы; 2 — дайка лампрофиров; 3 — рудные тела

ного поля и месторождения, их полигенность и полихронность. Хорошим примером в этом отношении, по данным Н. И. Еремина, служит Джусинское рудное поле и одноименное месторождение. Здесь с поясом субвулканических диабазовых даек субмеридионального простирания, имеющих среднедевонский возраст, связаны медноколчеданные руды, залегающие вдоль контакта этих даек. Субвулканические дайки и медноколчеданные тела рассекаются и метаморфизуются габбро-диоритовыми дайками магнитогорского комплекса нижнего карбона северо-западные направления. С ними связаны полиметаллические рудные тела того же простирания, которые наложены на медноколчеданные руды.

6. При помощи даек, фиксирующих разные этапы формирования рудоносных трещинных структур, на жильных рудных полях может быть выяснен тектонический режим рудоотложения. Согласно исследованиям Г. М. Вировлянского, дайковый этап характеризуется всесторонним и ориентированным сжатием, дайковый — всесторонним расширением, предрудный — сжатием, а внутрирудный этап характеризуется частой сменой незначительных расширений (отложение минеральных ассоциаций) и сжатием (их катаклаз, дробление). Формирование рудных полей и месторождений, следовательно, происходило при волнообразном (пульсационном) тектоническом режиме, затухающем к концу гидротермального рудного процесса (см. рис. 138).

Типы малых интрузий и даек. Эти магматические образования весьма разнообразны по возрасту и составу, но среди них могут быть выделены три генетические группы даек и малых интрузий; 1) субвулканическая и гиповулканическая, связанная с вулканогенными комплексами, 2) гипабиссальная — дайки, являющиеся жильными дериватами плутонических (интрузивных) комплексов и 3) самостоятельная группа — комплекс малых интрузий, не имеющих связей с вулканическими или интрузивными комплексами. В морфологическом отношении все они разнообразны: тела жильной, жиллообразной и дайкообразной формы, штоки, лакколиты, гарполиты, силлы, кольцевые и конические дайки. Наблюдается тупое выклинивание даек, их лестничное строение и т. п., что обусловлено влиянием сочетания трещин скола, особенно сопровождающихся глиной трения и рассланцеванием, на морфологию малых интрузий и даек. Устанавливаются особенности внутреннего строения даек, определяющиеся структурами, текстурами и трещиноватостью слагающих их пород. Например, флюидальные текстуры особенно вулканических пород, закалка пород (афанитовая структура) в эндоконтактовой зоне даек, контракционные трещины отрыва, перпендикулярные простиранию даек, и другие особенности.

Взаимоотношения даек и рудных тел весьма разнообразны. Дайки могут быть дорудными, внутрирудными и послерудными. Представления, которые сложились в свое время у американских исследователей (Хьюлин, 1929 и др.) о том, что огромное большинство даек (75—90%), особенно диабазовых, являются дорудными, опровергаются новейшими исследованиями. Большое количество даек оказалось внутрирудными и еще большее число — послерудными, например, на колчеданных и стратиформных месторождениях цветных металлов во всем мире. Это обусловлено сингенетичностью рудных залежей таких месторождений, иногда их полигенностью и полихронностью (Смирнов, 1976). На каждом конкретном рудном поле и месторождении необходимы убедительные доказательства взаимоотношения рудных тел и даек — дорудного, внутрирудного или послерудного возраста последних. Существует

целый ряд критериев и методических подходов при решении этого вопроса. К таким признакам, в частности, относятся: 1) срезает ли дайка первичную полосчатость рудной жилы, 2) претерпела ли дайка гидротермальную переработку в связи с рудным процессом, 3) содержит ли дайка те же продуктивные ассоциации, что и в рудном теле, или в ней находятся регенерированные прожилки рудных минералов типа

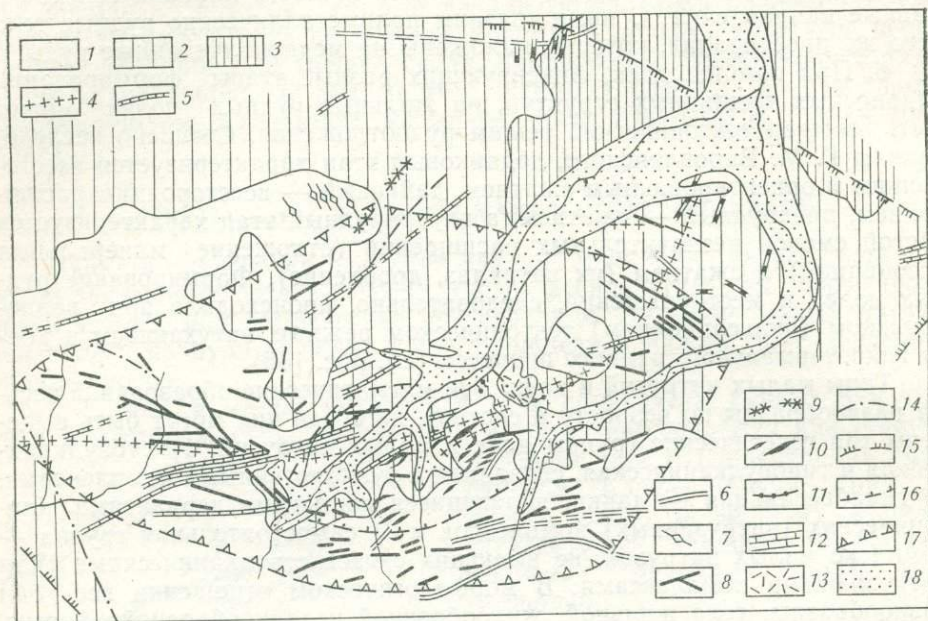


Рис. 49. Схема структуры Депутатского оловоносного рудного поля в Якутии, приуроченного к зоне развития даек (по И. Я. Некрасову и др.).

Отложение верхней юры: 1 — верхняя свита — переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 2 — средняя свита — преобладание полимиктовых и известковых песчаников; 3 — нижняя свита — чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. **Жильные породы и рудные образования:** 4 — кварцевые порфиры; 5 — диоритовые порфиры, андезиты, диабазы и лампрофиры; 6 — кварц-карбонатные жилы со сфалеритом и галенитом; 7 — кальцитовые жилы с бедной вкрапленностью сульфидов; 8 — касситерит-хлорит-сульфидные жилы; 9 — касситерит-хлорит-кварцевые жилы; 10 — касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевые жилы с флюоритом и штокверковые зоны; 11 — кварц-турмалиновые жилы с касситеритом; 12 — аксинитовые скарноиды; 13 — площадь распространения грейзенов; 14 — разрывные нарушения; 15 — граница зоны распространения кварц-карбонатных жил со сфалеритом и галенитом; 16 — то же для касситерит-хлорит-сульфидных и касситерит-хлорит-кварцевых жил; 17 — то же для касситерит-турмалин-сульфидно-кварцевых и кварц-турмалиновых жил с касситеритом; 18 — оловоносные россыпи

альпийских прожилков, 4) чем вызвано утыкание рудной жилы или ее смещение по трещине, к которой приурочена дайка, 5) претерпели ли руды метаморфизм при внедрении дайки, а также серия других признаков, определяющих взаимоотношение даек и оруденения. Например, расгерметизация газово-жидких включений в минералах руд под тепловым воздействием внутрирудных или послерудных даек, которые взрывают эти включения обычно вблизи контакта даек с рудой. В случае внутрирудных даек бывают расгерметизированы включения только

в минералах ранних ассоциаций. При выяснении этих взаимоотношений необходимы исследования в естественных обнажениях, горных выработках, штуфах (желательно приполированных), в полированных и прозрачных шлифах руд, даек и вмещающих пород. При этом используются как обычные методы микроскопического анализа, так и новейшие методы исследования пород и руд: локального микроанализа, минерало-термометрического, структурно-петрофизического, микроструктурного и других методов.

Из приведенного обзора вытекает важное практическое (для поисков и разведки) и теоретическое значение исследования малых интрузий и даек различных типов рудных полей и месторождений эндогенного происхождения, в первую очередь гидротермальных. К специфическим элементам структуры таких рудных полей по В. И. Смирнову (1976), относятся: 1) штоки малых интрузий со свойственными им элементами прототектоники, 2) дайки, располагающиеся параллельными, кольцевыми или радиальными сериями, 3) протоматматические трещины, 4) наложенные разломы и трещины разнообразных типов. В связи с тем что трещинные структуры развиваются длительно, они, будучи заложены в додайковое время, контролируют дайки, а затем, подновляясь, используются рудными жилами, которые локализируются также в новых системах трещин. Такая картина наблюдается на многих жильных полях и месторождениях, в том числе на Депутатском в Якутии (рис. 49). Оно приурочено в надиакальной зоне гранитного интрузива, в которой терригенные породы интенсивно ороговикованы. Здесь развиты многочисленные послегранитные дайки основного, среднего и кислого состава верхнемелового возраста. Дайки основного состава образуют пояса широтного простирания длиной до 10 км; дайки кислых пород, помимо субширотного простирания имеют и северо-восточное простирание. К участку сопряжения даек и приурочено Депутатское месторождение. Касситерит-силикато-сульфидные жилы часто контролируются дайками лампрофиров и других пород, залегающих в их контактах (см. рис. 48). На других рудных полях, например золоторудном Березовском (Урал), дайки непосредственно вмещают рудные жилы, образующие так называемые лестничные структуры.

СТРУКТУРЫ ЗОН РАЗВИТИЯ ТРУБОК ВЗРЫВОВ

К брекчиевым трубкам, образование которых обусловлено прорывом газов, приурочены разнообразные месторождения: магматические (алмазные), грейзеновые (оловянные, вольфрамовые, бериллиевые, редкоземельные) и гидротермальные (медные, полиметаллические, ртутные, золото-серебряные, урановые и другие) месторождения. Они развиты на платформах, в геосинклинальных областях (орогенных зонах) и особенно в областях активизации Тихоокеанского и других поясов. Трубки взрывов связаны с ультраосновными (алмазные месторождения), ультраосновными — щелочными и щелочными (карбонатитовые редкоземельные) и гранитными комплексами (оловянные, вольфрамовые и другие редкометалльные месторождения). В связи со значительным распространением и важным промышленным значением рудных полей и месторождений, связанных с трубками взрывов, структуры их привлекают внимание как советских геологов — Ф. И. Вольсона, П. Д. Яковлева (1975), В. А. Невского (1979), В. И. Смирнова (1976), Г. И. Туговика (1974), так и зарубежных исследователей («Проблемы эндогенных месторождений...», 1964).

Среди трубок взрывов можно выделить две основные генетические группы: 1) трубки взрывов магматического происхождения (догидротермальные брекчиевые столбчатые тела, по Л. Бринеру) и 2) трубки взрывов пневматолито-гидротермального генезиса (когидротермальные по Л. Бринеру). Встречаются также трубки более сложные по генезису, а именно магматическо-пневматолито-гидротермальные.

Трубки взрывов магматического происхождения, которые нас интересуют в первую очередь в связи с тектоно-магматогенными структурами рудных полей и месторождений, могут быть подразделены на четыре группы.

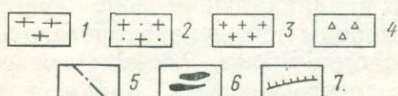
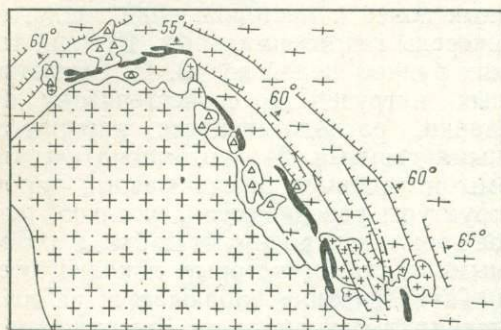


Рис. 50. Схема размещения брекчиевых трубок взрыва и рудных тел на редкометальном рудном поле в экзоконтакте интрузива щелочных гранитов (по В. А. Невскому):

- 1 — гнейсы; 2 — грейзенизированные щелочные граниты; 3 — аплиты; 4 — брекчии; 5 — разрывные нарушения; 6 — рудные жилы и тела; 7 — поздние жилы

1. Трубки взрывов, связанные с интрузивными комплексами, приурочены обычно к апикальным и надапикальным зонам сателлитов крупных интрузивов или гипабиссальных малых интрузий. На рудных полях с такими трубками взрыва находятся, например, редкометальные месторождения (рис. 50).

2. Трубки взрывов, связанные с вулканоплутоническими комплексами. Приуроченные к ним рудные поля пользуются широким распространением как в СССР, так и за рубежом. В Советском Союзе к ним относятся, например, молибденовые Шахтама и Бугдая, вольфрамовое Шерловгорское в Забайкалье, оловянные поля на Малом Хингане и на Северо-Востоке

СССР. За рубежом рудные поля оловянных, медных, полиметаллических, золото-серебряных и урановых месторождений, связанных с трубками взрывов вулканоплутонических комплексов, широко известны в США, Мексике, Перу, Чили, Боливии и в других странах.

3. Трубки взрывов, связанные с вулканогенными комплексами, соподчинены вулканическому жерлам, от которых трудно отличимы (Закарпатские ртутные месторождения).

4. Кимберлитовые трубки взрывов выделяются Ю. А. Кузнецовым в самостоятельную магматическую формацию. К ним относятся поля и месторождения алмазных трубок в Южной Африке и Якутии.

Наряду с этим известны трубки взрывов, формирование которых не имеет отношения к магматическому этапу, они образовались в связи с пневматолито-гидротермальными или гидротермальными процессами, предшествующими (дорудными) или связанными с ними (внутрирудными). Примером последнего могут служить алтайские полиметаллические месторождения, в частности Лениногорского рудного поля. Некоторые геологи полагают, что трубки взрывов Хинганского сульфидно-касситеритового месторождения и Забайкальских золоторудных место-

рождений кварцево-турмалинового типа имеют пневматолито-гидротермальный генезис и что эти трубки образованы в предрудный этап.

Помимо указанных групп встречаются трубки взрыва сложного магматического происхождения, также связанные с вулканическими и интрузивными процессами магматических этапов. Они могут быть усложнены продолжающимся формированием трубок взрывов в постмагматический этап. Примером таких сложных магматическо-пневматолитово-гидротермальных трубок, образовавшихся в результате многоэтапных процессов, может служить медно-рудное поле Эль-Тениенте в Чили, а также Чаткаргайско-Курганский рудный узел в Средней Азии.

Трубки взрывов представляют собой вертикальные или крутые трубообразные, столбообразные и более сложной формы тела, образованные в результате прорыва газов. Они имеют округлую, овальную или неправильную форму в плане, обладая размерами в поперечнике от нескольких десятков до многих сотен метров — 1 км и прослеживаясь на глубину от сотен метров до нескольких километров. Трубки взрывов формируются в приповерхностных условиях (до 400—500 м от поверхности), в случае связи с интрузивными комплексами они не сообщались с поверхностью, но в остальных случаях (вулкано-плутонические, вулканические и кимберлитовые трубки взрывов) могли иметь иногда связь с поверхностью. Однако трубки взрывов, в отличие от вулканических жерл, не являются корнями эффузивных покровов и потоков. Описываемые трубки образованы эксплозивными или автомагматическими брекчиями, а также рудными минеральными агрегатами.

При связи трубок взрывов с вулкано-плутоническими, особенно вулканическими комплексами, рудные поля и районы контролируются крупными вулканическими структурами — вулкано-купольными, или кальдерными (Сильвертон в Колорадо, кальдеры Средней Азии и Казахстана). Отдельные трубки взрывов и соответственно месторождения приурочены к узлам пересечения или к участкам сопряжения и разветвления разрывных нарушений — линейных, кольцевых и др. Региональные зоны разломов, особенно участки их пересечения и сопряжения, контролируют рудные поля, связанные с интрузивными трубками взрыва, которые обычно приурочены к апикальным и надапикальным зонам сателлитов крупных интрузивов или гипабиссальных малых интрузий. Алмазонасные трубки кимберлитов приурочены к глубинным разломам.

ГЛАВА 6. ПЛУТОНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В этой группе выделяются следующие структуры месторождений: ранние протоинтрузивные, поздние протоинтрузивные трещинные и кливажные, протоинтрузивно-трещинные, структуры малых интрузий и даек, структуры трубок взрыва.

РАННИЕ ПРОТОИНТРУЗИВНЫЕ СТРУКТУРЫ

В ультраосновных, основных и щелочных массивах они представлены первичными кристаллизационными структурами (тонкая расслоенность, плоскостная и линейная ориентировка). В гранитных интрузивах встречаются остаточные и кристаллизационные структуры, обычно раз-

витые в апикальных зонах; например, хрусталеносные камерные пегматиты.

С первичными кристаллизационными структурами связаны месторождения хромитовых, платиноносных и других руд, которые представляют собой псевдопластовые залежи магматических пород, обогащенных рудными минералами. Обычно это маломощные (десятки сантиметров) залежи (рис. 51), но протягивающиеся на значительные расстояния (многие километры) в пределах массива.

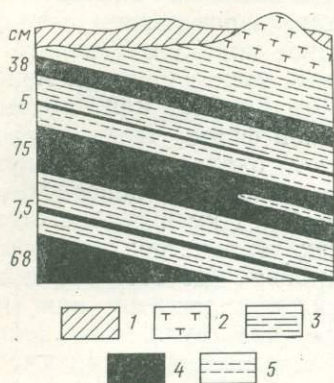


Рис. 51. Пластовые залежи хромитов в Бушвельдском комплексе в Южной Африке (по В. Купфербюргеру):

1 — четвертичные отложения; 2 — анортозиты; 3 — диаллаговые габбро; 4 — хромиты; 5 — бронзито-диаллаговые породы

Хорошим примером в этом отношении являются хромитовые и платиновые месторождения (например, риф Меренского) Бушвельдского габбро-анортозитового массива в ЮАР. Они развиты также на месторождениях апатитов и других руд в Хибинском и Ловоозерском массивах на Кольском полуострове. Примером приуроченности оруденения к первичным структурам расслоения интрузивов может служить также Цагинский массив, содержащий титано-магнетитовые руды. Первичные кристаллизационные структуры проявлены и на ликвационных месторождениях медно-никелевых сульфидных руд в случае донных и висячих залежей сингенетичных руд (Мончегорское, Норильское и др.). Однако в большинстве случаев на этих месторождениях встречаются и эпигенетические жильные тела богатых руд, приуроченные к трещинам сложного генезиса (протоинтрузивного и тектонического); поэтому ликвационные медно-никелевые месторождения чаще всего характеризуются структурами плутоно-тектонического происхождения.

Остаточные кристаллизационные структуры являются прототектоническим элементом, формирующимся при становлении апикальных

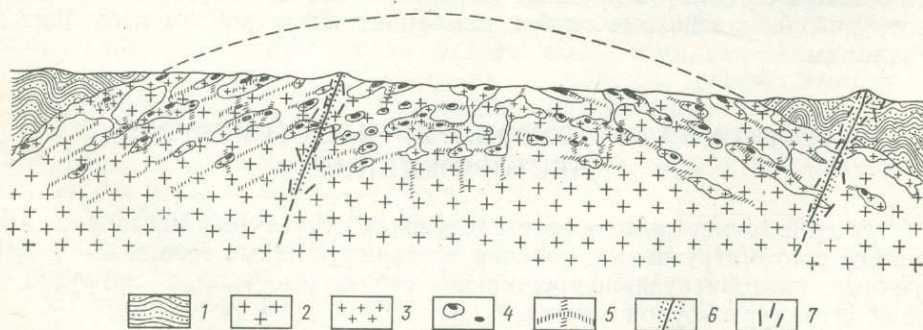


Рис. 52. Примерная схема расположения мелкозернистых гранитов и пегматитов с кристаллами кварца в апикальной зоне гранитного массива (по И. В. Давиденко): 1 — породы, вмещающие граниты; 2 — крупно- и среднезернистые граниты; 3 — мелкозернистые (аплитовые) граниты; 4 — пегматитовые тела; 5 — контракционно и тектонически ослабленные зоны времени образования пегматитов; 6 — поздне-тектонические разломы с зонами окварцевания и кварцевыми жилами; 7 — кварцевые жилы

зон гранитных интрузивов. Они характерны для месторождений остаточных пегматитов главным образом камерного типа. К ним относятся в первую очередь месторождения пьезооптического сырья (хрусталеносные пегматиты) и драгоценных камней; они известны на Волыни, в Центральном Казахстане и других регионах Советского Союза, а также за рубежом. Остаточные пегматиты кристаллизуются при спокойной тектонической обстановке в относительно замкнутой системе, обогащенной летучими компонентами. Они локализируются в пологих куполах апикальных частей дополнительных интрузивов под экраном кровли (рис. 52). Купольная структура интрузива и складчатое строение кровли играют важную роль в локализации остаточных пегматитов.

ПОЗДНИЕ ПРОТОИНТРУЗИВНЫЕ ТРЕЩИННЫЕ И КЛИВАЖНЫЕ СТРУКТУРЫ

Эти структуры развиты в различных интрузивных породах; но главным образом в апикальных зонах гранитных интрузивов, с которыми связаны пегматитовые, грейзеновые и высокотемпературные гидротермальные как жилные, так и штокверковые месторождения. Они

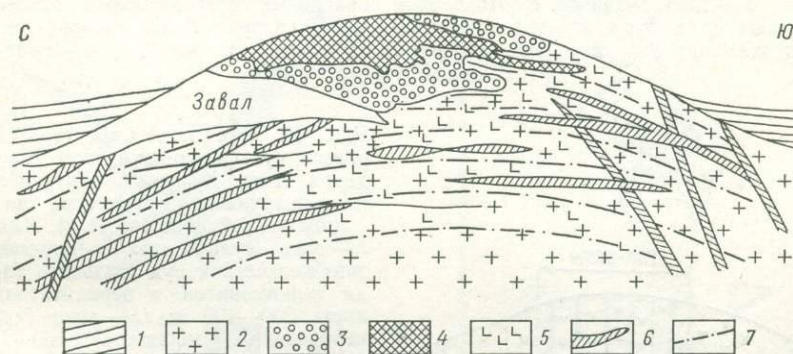


Рис. 53. Спокойнинское вольфрамовое месторождение в Забайкалье, приуроченное к протонинтрузивной трещинной структуре (по М. А. Осипову):

1 — метаморфизованные сланцы; 2 — граниты; 3 — существенно полевошпатовая зона пегматитового тела; 4 — кварцевое ядро пегматитового тела; 5 — полосчатые грейзены; 6 — кварцевые жилы; 7 — трещины пластовой отдельности

представлены несколькими типами трещин, образующихся в связи со становлением гранитных куполов и имеющих обычно контракционное происхождение. Чаще всего встречаются пологие прикупольные и внутригранитные трещины, которые также носят название периферических трещин («L» по Г. Клоосу). Второй тип представлен крутыми трещинами поперечными («Q») или продольными («S») по отношению к удлинению массива; они развиваются обычно по периферии куполовидных выступов интрузивов. Обе системы трещин, часто в комбинации, используются рудными жилами. Примерами таких рудоносных трещин в гранитных куполах могут служить касситеритовое месторождение Циновец в Чехословакии или вольфрамитовое Спокойнинское в Забайкалье, где помимо жил, приуроченных к указанным двум системам трещин, развиты пегматиты и прикупольные субгоризонтальные зоны грейзенов (рис. 53). Ф. И. Вольфсон описывает сопряжение пологих трещин с кру-

тыми, которые используют рудные жилы на одном из оловянных месторождений Монголии, образуя рудные тела елкообразной формы. Реже встречаются в интрузивах краевые взбросовые трещины, выполненные кварцево-рудными жилами, например, на Ленинском месторождении на Южном Урале (Бородаевский, 1960), турмалиново-арсенопиритовыми жилами на Цанском месторождении (Кавказ). Эти трещины, возможно,

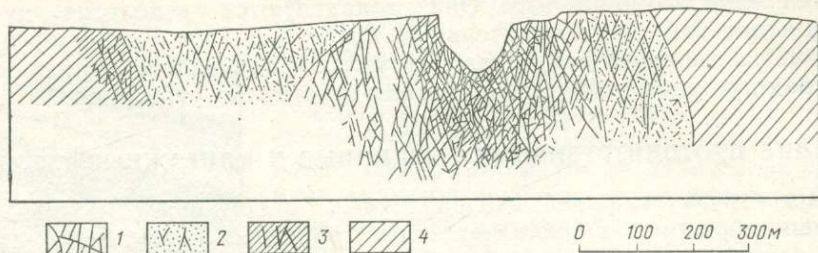


Рис. 54. Кливажная структура штокверкового месторождения Альтенберг в ГДР (по Г. Тишendorфу):

1 — гранит-порфир с штокверком, кварцевых и грейзеновых оловянных прожилков; 2 — гранит-порфир, грейзенизированный с оловянными жилами; 3 — кварцевый порфир с оловянными жилами; 4 — кварцевый порфир

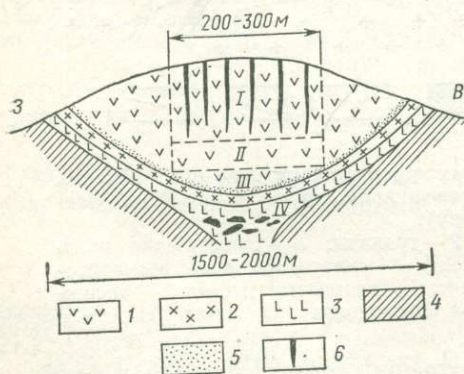


Рис. 55. Схематический геологический разрез сульфидно-никелевого месторождения Нитис-Кумужье, приуроченного к протонинтрузивной структуре на Кольском полуострове (по П. В. Лялину)

I — зона сульфидных медно-никелевых эпигенетических руд жильного типа среди пироксенитов и перидотитов, мощность 200—400 м; II — зона безрудных перидотитов, мощность 100—200 м; III — зона медных эпигенетических руд инъекционного типа, мощность 100—150 м, и вкрапленных медно-никелевых руд сингенетического типа, мощность 10—30 м; IV — зона сульфидных медно-никелевых руд инъекционного типа среди габбро-норитов в глубинной части массива, мощность 40—60 м; 1 — ультрабазиты; 2 — пегматоидные пироксениты (маркирующий горизонт); 3 — нориты и габбро-нориты; 4 — гнейсы и диорито-гнейсы; 5 — вкрапленные медно-никелевые руды; 6 — сплошные медно-никелевые руды

имеют сложное протонинтрузивно-тектоническое происхождение. Часто встречаются кольцевые конические и радиальные трещины, связанные с внедрением и оседанием массивов центрального типа.

В связи с протонинтрузивной тектоникой в куполах и штоках гранитных интрузий развивается кливаж и мелкая трещиноватость; она также используется рудной минерализацией с образованием штокверковых месторождений, обычно редкометалльных грейзенового типа, например, оловянного месторождения Альтенберг в ГДР (рис. 54).

В интрузивах другого состава отмечаются протонинтрузивные трещины, часто подновленные тектоническими подвижками и используемые рудными жилами. Такие трещинные структуры, сочетающиеся с

ранними протонintrузивными структурами расщеления, также содержащими руды, встречаются часто на ликвидационных медно-никелевых месторождениях. Ярким примером этому может служить месторождение Нитис-Кумужье на Кольском полуострове (рис. 55).

Протонintrузивно-тектонические структуры. Ранние и поздние протонintrузивные структуры сочетаются с тектоническими разломами и трещинами, к которым приурочены жильобразные рудные тела. Это наблюдается на различных магматогенных месторождениях: ликвидационных (Печенга в СССР, Садбери в Канаде), позднемагматических железорудных (Кумбинском на Урале), скарноворудных и других. Так, например, на месторождении шеелитоносных скарнов Эмеральд

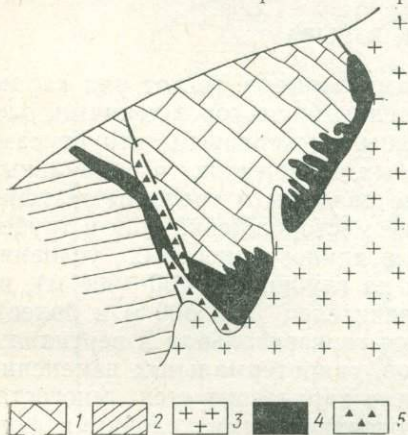


Рис. 56. Структура приконтактовой зоны гранитоидного интрузива. Поперечный разрез через месторождение Эмеральд в Канаде (по К. Ренни, Т. Смит):

1 — известняки; 2 — аргиллиты; 3 — граниты; 4 — шеелитоносные скарны; 5 — оруденелые брекчии

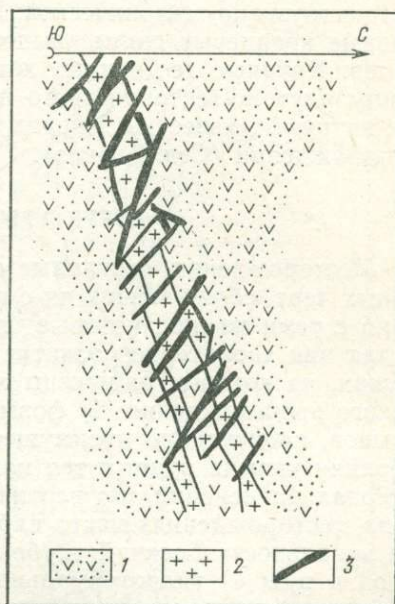


Рис. 57. Золотоносные кварцевые жилы в трещинах, рассекающих дайку, месторождение Ратно в Канаде (по А. Фиджеральду и др.):

1 — андезиты, туфы, агломераты; 2 — гранодиориты; 3 — золотоносные кварцевые жилы

(Канада) рудные залежи находятся в контактовой зоне известняков и гранитоидов, а также вдоль разлома (рис. 56).

СТРУКТУРЫ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ И ДАЙКОВЫХ ТЕЛ

В. А. Невский (1979) выделяет в дайках 4 типа трещиноватости: 1) с резким преобладанием контракционных трещин отрыва, 2) с преобладанием тектонических трещин, 3) с широким развитием трещин, связанных с механической активностью магмы, 4) с сложным сочетанием контракционных и тектонических трещин (рис. 57).

Следует отметить типичные для малых интрузий и даек трещины, с которыми связаны лестничные жилы, например, на Березовском месторождении на Урале. Многочисленные, но мелкие рудоносные кварцевые

жилы и прожилки выполняют здесь субширотные трещины отрыва, секущие дайки гранит-порфиров меридионального простирания. Этим трещинам приписывается контракционное или тектоническое происхождение. В последнем случае тектоническая глина и зоны рассланцевания, прослеживающиеся вдоль контактов даек, служили хорошей смазкой и способствовали образованию раздвиговых трещин. Однако заложение последних произошло, вероятно, еще при консолидации даек как магматических тел, и они имели контракционное происхождение. Трещинная структура Березовского месторождения относится, возможно, к протоинтрузивно-тектонической. Встречающиеся иногда в дайках диагональные кварцевые жилы выполняли тектонические трещины типа сколов. Крупные лестничные жилы, приуроченные к поперечным трещинам плутоно-тектонического происхождения, которые пересекают малые интрузии, известны, например, на Эльбрусском свинцово-цинковом месторождении (Сев. Кавказ).

СТРУКТУРЫ ТРУБОК ВЗРЫВА

Месторождения, связанные с трубками взрывов, имеют ряд характерных черт, сближающих их с вулканогенными месторождениями, особенно с теми из них, которые приурочены к жерловым структурам: 1) для них характерно развитие кольцевых, конических и радиальных трещин, на которые наложены линейные разломы и трещины тектонического происхождения; 2) формирование месторождений, как и трубок взрывов, происходило преимущественно в приповерхностных условиях (верхняя кромка рудных тел находится на глубине до 400—500 м), но интервал оруденения по вертикали значителен (до 500 м и более); 3) на месторождениях часто наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность брекчий трубок взрывов, гидротермальных изменений пород и руд; 4) гидротермальный процесс характеризуется многостадийностью, которая в сочетании с приповерхностными условиями формирования руд приводит к явлению телескопирования; 5) минерализация ранних стадий, преимущественно метасоматических, контролируется кольцевыми, полукольцевыми и другими трещинами и зонами дробления, связанными с формированием трубок взрыва; парагенетические ассоциации минералов поздней стадии (главным образом выполнения) локализуются в линейных трещинах тектонического происхождения, секущих трубки взрыва.

Учитывая размещение отдельных месторождений и морфологию рудных тел, намечаются три типа структур месторождений (Вольфсон, Яковлев, 1975).

1) Внутритрубковые структуры месторождений, которые приурочены к трубкам взрыва, а рудные тела представлены конусо- и трубообразными, штокообразными, гнездообразными, штокверковыми и более сложной формы метасоматическими телами (например, Актюзское рудное поле, Хинганское в СССР, Кактус в США), иногда сочетающиеся с жилообразными телами (Цумб в Намибии).

2) Околотрубковые структуры рудных полей и месторождений, которые находятся вне трубок взрывов, хотя последние являются одной из специфических черт поля. Месторождения представлены чаще всего жилообразными, жильными и линзовидными телами, которые приурочены к кольцевым, полукольцевым и радиальным трещинам, также к одной, двум или более системам линейных трещин обычно сколового

типа, или реже штокверковыми зонами (рудные поля — Дарасунское, Ключи и Шахтаминское в Восточном Забайкалье, Ирдейл в США).

3) Сложные комбинированные структуры рудных полей и месторождений, которые располагаются как внутри трубок, так и между

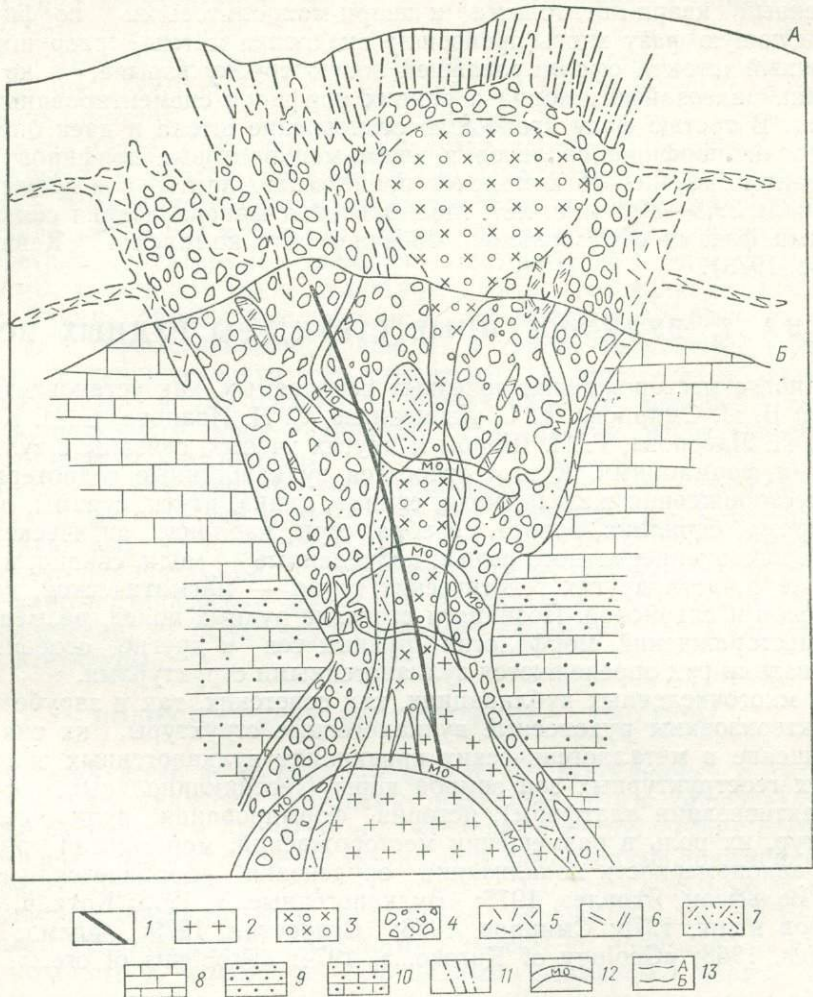


Рис. 58. Геологический разрез (с палеорекопструкцией) молибденоносной трубки взрыва Кейв Пик в США (по Д. Шарпу).

Третичные магматические породы: 1 — поздняя риолитовая дайка; 2 — гранит-порфиры и аплиты; 3 — молодые порфировые кварцевые монцитониты; 4 — риолитовая брекчия; 5 — риодациты; 6 — кварцевые латитовые порфиры; 7 — древние кварцевые монцитонитовые порфиры.

Палеозойские отложения: 8 — известняки Эль Пасо; 9 — песчаники Блисе; 10 — песчаники Ван Хорн; 11 — трещины; 12 — контур молибденового оруденения; 13 — эрозийные поверхности: А — древняя, В — современная

ними, где они, имея часто жильную форму, приурочены к радиальным или кольцевым трещинам (Булуктайское рудное поле в Бурятии, Бугдая в Восточном Забайкалье и др.).

Примером рудоносной структуры трубки взрыва может служить молибденовое месторождение Кейв Пик в США (рис. 58). Оно приуро-

чено к брекчиевой трубке, образовавшейся при неоднократных интрузиях. Каждая интрузивная фаза, по данным Д. Шарпа, была отделена от предыдущей развитием магматических брекчий взрывного типа и формированием трещин. Первоначально в первую фазу, среди горизонтально залегающих песчаников и известняков палеозоя, образовался шток, сложенный кварц-латитовыми и кварц-монцонитовыми порфирами. В следующую фазу вновь произошло внедрение магмы, разрушившей первичный шток и сформировавшей новую трубку взрыва, в которой обломки палеозойских пород и ранних порфиров сцементированы риолитами. В третью фазу произошло становление штока и даек биотитовых гранит-порфиров, аплитов и кварц-монцонитовых порфиров. Формирование брекчиевого комплекса происходило длительное время — в интервале 39,5—32,1 млн. лет. Молибденовая минерализация связана с ранними фазами образования брекчиевого комплекса Кейв Пик (Sharp, 1978).

ГЛАВА 7. ВУЛКАНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Многие месторождения полезных ископаемых, как установлено работами В. И. Смирнова, Г. С. Дзоценидзе, С. Н. Иванова, В. Н. Котляра, Н. П. Лаверова, Г. Н. Щербы и других ученых, связаны с вулканогенными формациями. К ним относятся вулканогенные гидротермальные месторождения железа, меди, свинца, цинка, ртути, сурьмы, олова, вольфрама, бериллия, золота, серебра, серы, каолина, оптического и других видов минерального сырья, колчеданные — меди, свинца, цинка, а также отчасти других генетических групп — магматической, карбонатитовой и скарновой. Позиция и строение рудных полей, размещение этих месторождений, морфология рудных тел и другие особенности локализации руд определяются вулканогенными структурами.

В многочисленных публикациях, как советских, так и зарубежных, охарактеризованы рудоносные вулканогенные структуры, их типы и размещение в металлогенических провинциях вулканогенных областей разных геоструктурных зон земной коры (геосинклинальных, орогенных, активизации платформ), история формирования вулканогенных структур, их роль в размещении месторождений, морфология рудных тел и закономерности локализации оруденения (Бородаевская и др., 1979; Вольфсон, Яковлев, 1975; «Вулканогенные...», 1978; Котляр, 1970; Лаверов и др., 1978; Смирнов, 1976; Старостин, 1979; Фремд, 1971; Яковлев, 1968; «Geology of Kuroko...», 1974; «Problems of oge...», 1976 и др.).

Автор в свое время предложил одну из классификаций тектоно-вулканических структур рудных полей и месторождений (Яковлев, 1968); затем дополнил ее систематикой рудоносных вулканогенных структур эвгеосинклиналей («Вулканогенные...», 1978). Накопившийся в настоящее время обильный литературный материал и данные многолетних исследований позволили, опираясь на систематики других авторов, разработать новую классификацию вулканогенных структур рудных полей и месторождений.

О КЛАССИФИКАЦИИ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СТРУКТУР

И. В. Лучицкий (1971) выделяет две основные группы вулканических форм: аккумулятивные (положительные) и деструктивные (отрицательные). Среди аккумулятивных описываются вулканические кону-

сы — стратовулканы, щитовые вулканы и вулканические плато, а также вулканические купола — лавовые и экструзивные. Деструктивные структуры представлены кальдерами — эксплозивными и обрушения, вулкано-тектоническими структурами (грабены, трого, депрессии), маарами, криптовулканическими и другими структурами. В результате дальнейших исследований многих вулканологов были уточнены представления о структурных формах, выявлены новые типы вулканических структур (например, биклиальные), стали придавать большее значение влиянию тектонических напряжений, действующих при формировании таких структур, особенно деструктивных.

В ряде случаев первичные вулканические формы — вулканические структуры — являются ведущими и они определяют облик рудоносных структур, прежде всего аккумулятивных. Вместе с тем в целом ряде вулканических форм, в первую очередь деструктивных, важную роль приобретают структурные элементы тектонического происхождения (разломы, трещины). Такие структуры называются вулкано-тектоническими. Таким образом вулканогенные структуры могут быть положительными и отрицательными; среди тех и других выделяются вулканические и вулкано-тектонические структуры. К ним следует относить также корневые зоны вулканов, т. е. поля развития жерловин, некков, субвулканических и гиповулканических тел. Многие из перечисленных структур являются рудоносными.

Исходя из изложенного, можно предложить такую классификацию вулканогенных структур рудных полей: I. **Положительные вулканогенные структуры:** 1) вулканогенные поднятия; 2) вулкано-купольные; 3) вулкано-биклиальные. II. **Отрицательные вулканогенные структуры:** 1) вулкано-тектонические депрессии; 2) кальдеры; 3) межвулканические депрессии; 4) скрыто-вулканические депрессии. III. **Вулкано-корневые структуры.**

ПОЛОЖИТЕЛЬНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Вулканогенные поднятия. Эти структуры, относящиеся к вулкано-тектоническим, являются сложными вулканогенными образованиями, которые развиваются на месте положительных тектонических структур, испытавших неоднократные поднятия или замедленные прогибания по сравнению с соседними зонами. В краевых их частях находятся крупные разломы, обычно сбросы. Вулкано-тектонические поднятия бывают крупными региональными, имеющими размеры по простиранию первые сотни километров, меньшими — локальными размером в первые десятки километров и километров. К региональным структурам приурочены рудные пояса или районы, к локальным — рудные поля. Особенности строения региональных вулкано-тектонических поднятий часто определяют позицию рудного поля, локальных — размещение месторождений в пределах рудного поля.

Линейные вулкано-тектонические поднятия (вулканогенные горст-антиклинали), а также другие положительные вулканогенные структуры, при формировании которых роль тектоники могла быть не столь значительной (вулканические хребты, гряды), часто бывают сложены однородными, слабо дифференцированными формациями — базальтовыми, андезитовыми или липаритовыми.

Если линейные вулкано-тектонические поднятия сложены дифференцированными формациями (базальт-андезит-липаритовыми, базальт-

липаритовыми) и имеют прерывистое строение, то они наиболее перспективны для концентрации оруденения. На их площади появляются промышленные месторождения руд цветных, редких, благородных и других металлов. Эти месторождения образуют рудные поля, которые приурочены к локальным вулкано-тектоническим поднятиям, вулканокупольным структурам и кальдерам, осложняющим региональные вулкано-тектонические поднятия. Для таких структур характерно мозаично-блоковое строение.

Рудоносные вулкано-тектонические поднятия, являющиеся вулканогенно-рудными центрами, обычно развиваются на уже консолидированном складчатом основании во вторичных геосинклиналях (Рудный Алтай, Малый Кавказ, Балканы) или в орогенных областях (Центральный Казахстан), а также на фундаменте платформ или срединных массивов в зонах активизации (Забайкалье, Дальний Восток СССР, Балканы). Эти геоструктуры имеют достаточно мощную кору континентального или переходного типа. Поэтому вулкано-тектонические поднятия сложены вулканитами андезитового, дацитового и липаритового состава при подчиненной роли базальтов.

Примером региональных вулкано-тектонических поднятий могут служить вулканогенные геантиклинали полиметаллического пояса Рудного Алтая — Алейское и Синюшинское. Они сложены в центральных частях древними метаморфическими образованиями, на склонах вулканитами жерловой-прижерловой и промежуточной зон фаций базальт-липаритовой формации среднего — верхнего девона (мощностью от 1000 до 3000 м). Кроме того, развиты девонские и более молодые герцинские гранитоиды. Промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая, приуроченные к девонской вулканогенной формации, находятся на площади Алейского и Синюшинского вулкано-тектонических поднятий. Рудные районы тяготеют к осложняющим их вулкано-тектоническим депрессиям и поднятиям второго порядка. Позиция рудных полей определяется еще более мелкими — локальными вулканокупольными и депрессионными структурами.

Другим примером вулкано-тектонического поднятия может служить на Малом Кавказе Кафанская вулканогенная брахиантиклиналь, сложенная вулканитами андезит-дацитовая формации. К ней приурочено Кафанское рудное поле с характерными медноколчеданными месторождениями жильного типа.

Вулкано-купола. Это общее определение положительной вулканогенной структуры куполовидной формы различного масштаба, в строении которой существенную роль играют вулканиты, переслаивающиеся с осадочными отложениями. Развиты вулканиты различных фаций жерловой — прижерловой и промежуточной зоны: эффузивной, пирокластической, экструзивной, жерловой и субвулканической. По составу они относятся преимущественно к андезитам, дацитам и липаритам. Вулкано-купола представлены обычно стратовулканами, имеющими от нескольких километров до 10—15 км в поперечнике, и другими вулканическими формами, обусловленными вулканизмом центрального типа. К ним приурочены рудные поля, к более крупным — рудные районы.

Вулкано-купола размещаются в участках пересечения разломов. Основанием их служат осадочные или метаморфические породы, иногда базальты, слагающие щитовые вулканы. Вследствие эрозии и денудации вулканы бывают эродированы, поэтому они часто представлены усеченными конусами с довольно крутыми (до 40°) склонами, при асиммет-

ричном строении пологие склоны имеют 10—20°; высота их — первые сотни метров. Нижние части этих структур сложены андезитами (реже базальтами), верхние — дацитами и липаритами. В строении стратовулканов принимают участие лавовые покровы и туфы с различной размерностью обломков (преобладают крупнообломочные), которые переслаиваются с туфогенно-осадочными отложениями. Большую роль играют жерловины и некки, а также экструзивы и субвулканические тела.

Вулкано-купольные структуры бывают двух типов: простые (без кальдерной стадии развития) и сложные (с кальдерной стадией). В первом типе стратовулканы являются обычно одножерловыми, причем жерло слабо выражено, так как оно выполнено неким или субвулканическим телом (Сибайское рудное поле на Южном Урале). Гидротермальные растворы в этом случае используют для своей циркуляции не жерла, а синвулканические разломы и зоны трещиноватости, к которым приурочены жильные рудные тела или прожилково-вкрапленные зоны. Сложные стратовулканы бывают более крупными, иногда многожерловыми. Они характеризуются хорошо проработанными жерловыми зонами, которые фиксируются несколькими поколениями некков, экструзивов и субвулканических тел кислого и другого состава. Обычно эти жерловины хорошо проницаемы для рудоносных растворов, которые образуют в них протяженные по вертикали столбообразные залежи прожилково-вкрапленных, реже сплошных руд. Вместе с тем в вершинной части стратовулкана формируются кратерно-кальдерные депрессии, которые выполнены осадочно-туфогенными отложениями и базальтами. К этим депрессиям приурочены пологие пластовые залежи, образованные обычно гидротермально-осадочными рудами. Последние образуют вместе с крутыми составляющими рудные тела сложной формы, характерные для колчеданных месторождений, например, Гай на Южном Урале, Камышинское на Алтае.

Примером рудных полей, приуроченных к вулкано-купольным структурам, весьма многочисленны: Вест-Шаста с свинцово-цинковыми месторождениями (США), Маднеульское с колчеданно-полиметаллическими (Грузия), Сибайское и Учалинское с медноколчеданными (Южный Урал), Тишинское, Николаевское, Камышинское и Рулихинское с колчеданно-полиметаллическими месторождениями (Алтай). Рудные поля бывают расположены как в центральной части вулкано-купольных структур (Вест-Шаста, Сибайское), так и на их склонах (Тишинское, рис. 59).

Вулкано-биклиальные структуры. Они установлены в колчеданноносной провинции Южного Урала, но, вероятно, пользуются значительным развитием и в других районах. К таким структурам как региональным, так и локальным, А. И. Кривцов относит положительные вулкано-тектонические и вулканические формы, которые образуются на месте депрессий палеовулканического рельефа (Бородаевская и др., 1979). Промежуточные части разреза характеризуются постепенным изменением залегания пород соответственно от синклинального внизу до антиклинального в верхних горизонтах. Вулкано-биклинали образовались в результате перекомпенсации вулканитов грубыми пирокластами, лавобрекчиями и лавами вулкано-тектонических депрессий и кальдер. Происходит это обычно при переходе от прибрежно-морских к наземным условиям вулканизма, вследствие чего структуры, бывшие ранее отрицательными формами, в дальнейшем выражены в рельефе в

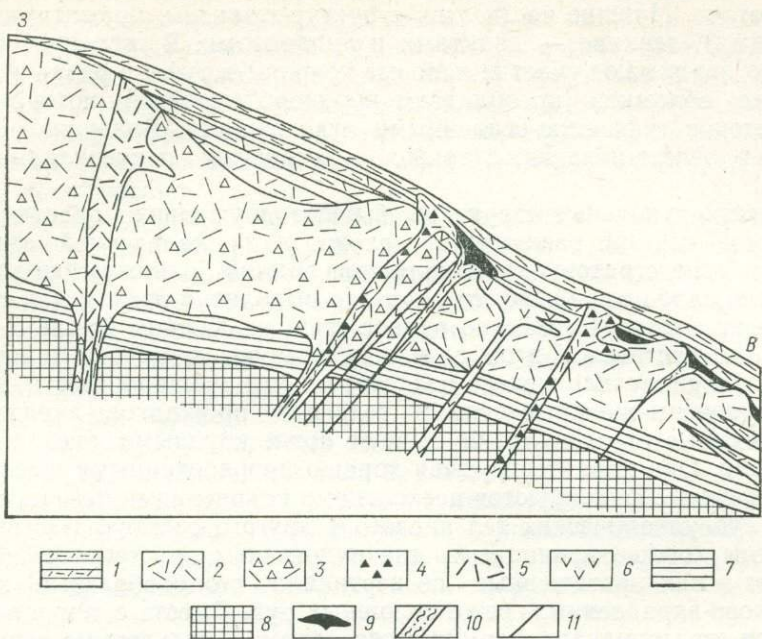


Рис. 59. Склон вулcano-купольной структуры, к которому приурочено Тишинское колчеданно-полиметаллическое рудное поле на Алтае:

1—5 — фации вулканитов кислого состава: 1 — удаленной зоны, 2 — промежуточной зоны, 3 — жерловой-прижерловой зоны, 4—5 — субвулканической и экструзивной (5 — с автомагматическими брекчиями); 6 — субвулканические породы основного состава; 7 — осадочные отложения; 8 — комплекс палеозойских пород основания вулканов; 9—10 — рудные тела: 9 — сплошные руды, 10 — прожилково-вкрапленные руды; 11 — разломы

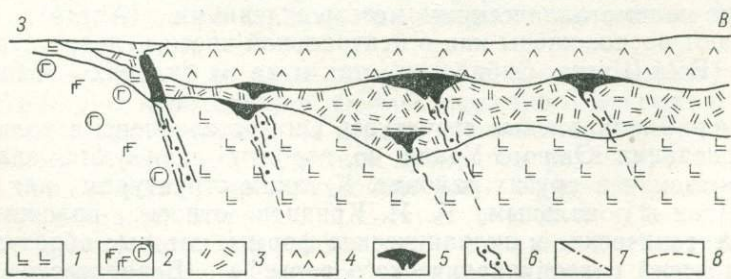


Рис. 60. Вулcano-биклиальная структура, к которой приурочено медно-колчеданное рудное поле на Южном Урале (по А. И. Кривцову):

1 — вулканические брекчии спилитов; 2 — андезито-базальтовые порфириды; 3 — туфы дацитовых порфиридов; 4 — андезито-дацитовые порфириды; 5—6 — медноколчеданные рудные тела: 5 — сплошные, 6 — прожилково-вкрапленные; 7 — сивулканические разломы; 8 — зоны повышенного расслаивания и трещиноватости

виде вулканических хребтов, гряд и нагорий. Так, на Южном Урале в поперечном сечении они имеют форму двояковыпуклой линзы высотой 5 км, шириной 15—20 км и длиной многие десятки километров. Нисходящие движения большой амплитуды (до 5 км) выражались в интенсивном прогибании зоны по краевым разломам и поэтому региональные биклиналильные структуры имеют вулканотектоническое происхождение. Их строение определяет позицию рудных полей, например, Маканского. В краевых частях таких структур наблюдаются синвулканические разломы и зоны трещиноватости, к которым приурочены жильобразные рудные тела. В центральных частях биклиналей, в контакте вулканических брекчий и туфов с менее проницаемыми породами (например, лавами) локализуются согласные пластообразные или линзовидные залежи, в лежащем боку которых по рудоподводящим зонам трещиноватости и расщеливания формируются прожилково-вкрапленные руды (рис. 60).

ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Вулканогенные депрессии играют исключительно важную роль в локализации оруденения. Так, например, по Н. П. Лаверову (1972), более 80% из 50 рудных районов, расположенных в континентальных вулканических поясах СССР и американского сектора Тихоокеанского кольца, приурочено к вулканодепрессионным структурам.

Структуры вулканотектонических депрессий. К ним относятся грабенообразные впадины, в образовании которых принимают участие тектонические и вулканические процессы, при решающей роли первых факторов (Фремд, 1971). Они возникают в результате погружений блоков фундамента, сопровождаемых мощными, преимущественно трещинными извержениями сначала первичной недифференцированной магмы, а потом продуктов ее дифференциации. Депрессии этого типа ограничены системой глубинных и оперяющих их прямолинейных, реже дугообразных разломов. Вулканотектонические депрессии распространены во всех геоструктурных зонах Земли и формируются на разных этапах их развития, начиная с раннегеосинклиналиного. Однако наибольшую роль играют те из них, которые, осложняя сводовые поднятия, образуются в орогенную стадию или в этап активизации платформ или древних складчатых областей. Линейные вулканотектонические депрессии (троги, рифты) прослеживаются по простиранию на многие десятки и даже первые сотни километров при ширине несколько километров, первые десятки километров; более или менее изометричные депрессии (вулканотектонические впадины) имеют десятки километров (до 60—70) в поперечнике. Это региональные вулканотектонические структуры, к которым приурочены рудоносные зоны или рудные районы; они определяют позицию рудных полей, а осложняющие их более мелкие вулканодепрессионные структуры — строение последних.

Вулканогенные трогги формируются на начальных стадиях развития эвгеосинклиналей на океанической коре. Они приурочены к глубинным разломам, которые фиксируются поясами гипербазитов. Троги бывают выполнены мощными базальтовыми формациями, значительно меньше андезитами и липаритами, являющимися поздними, иногда завершающими дифференциатами базальтоидной магмы. Характерны пояса субвулканических тел преимущественно кислого состава вдоль разломов, которые являются непременным элементом мозаично-блокового строения трогов. К одному из таких вулканогенных трогов

приурочена Блявинско-Киндерлинская колчеданосная зона (Южный Урал), на площади которой находится Блявинское рудное поле с медно-колчеданными месторождениями. Это рудное поле связано с одноименной кальдерообразной депрессией, являющейся частью упомянутого трога.

Вулканогенные рифты характерны для зон орогенеза и активизации, имеющих континентальный или переходный тип земной коры. Такие рифты установлены, например, в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе. Они образовались в позднемезозойский этап активизации и связаны с блоком древнего осадочно-метаморфического фундамента, испытавшего устойчивое погружение. После накопления субплатформенных осадков в рифтах проявился андезито-базальтовый вулканизм, контролируемый региональными разломами. В дальнейшем происходили извержения кислых продуктов вулканизма и образовалась мощная толща игнимбритов. Заключительные фазы вулканизма завершились кислыми экструзиями, после чего внедрились граниты. С периодом активного вулканизма рифтов связана внутривосточная тектоника, формирование вулкано-куполов и кальдер. Для описываемых вулкано-депрессий характерно проявление оловянного оруденения, в меньшей степени сурьмяной и другой минерализации.

Вулкано-тектонические впадины относятся к вулкано-генным структурам, также формировавшимся главным образом в период тектоно-магматической активизации. Их фундамент обычно сложен древними комплексами пород. Верхний структурный ярус в них образован вулкано-осадочными образованиями мезозоя (мощностью несколько километров), которые прорваны коагматическими интрузивами. Наблюдаются реликты вулканических сооружений. Депрессии имеют изометричную или несколько удлиненную форму (длина 40—50 км, ширина 10—25 км). Внутреннее строение их блюдцеобразное: центриклинальное залегание слоев по периферии с углами падения более 20—30° и горизонтальными в центральной ее части. В краевых зонах развиты ступенчатые прямолинейные или дуговые разломы, залеченные экструзивами, субвулканическими телами, дайками гранитного и основного состава. Они связаны с глубокими расколами фундамента, которые в верхнем структурном ярусе являются скрытыми разломами, фиксируемыми флексурами, зонами трещиноватости, магматическими телами. В слоистых толщах проявлены пологие межпластовые срывы и зоны дробления. Эти структурные элементы используются оруденением.

К вулкано-тектоническим депрессиям приурочены рудные поля с месторождениями руд цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов. Рудные тела имеют жильную, штокверковую и пластообразную форму.

В вулкано-тектонических депрессиях проседания, развитых в областях континентального вулканизма, рудоконтролирующие факторы определяются повышенной жесткостью фундамента, преобладающим развитием вулканических тел кислого состава в гетерогенном разрезе, широким проявлением блоковой тектоники, позицией магма- и рудопроводящих разломов во внутренних частях депрессий. Этим обусловлено размещение месторождений во внутренних частях таких вулкано-тектонических структур, где они контролируются продольными разломами и приурочены к местам пересечения их с поперечными и диагональными разрывами (рис. 61). Для этих месторождений характерны пластовые

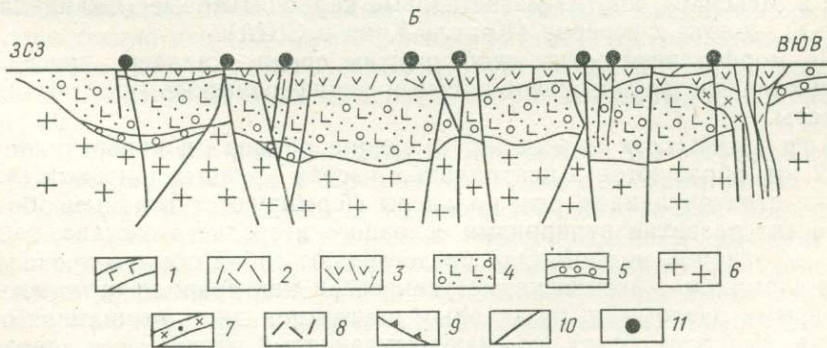
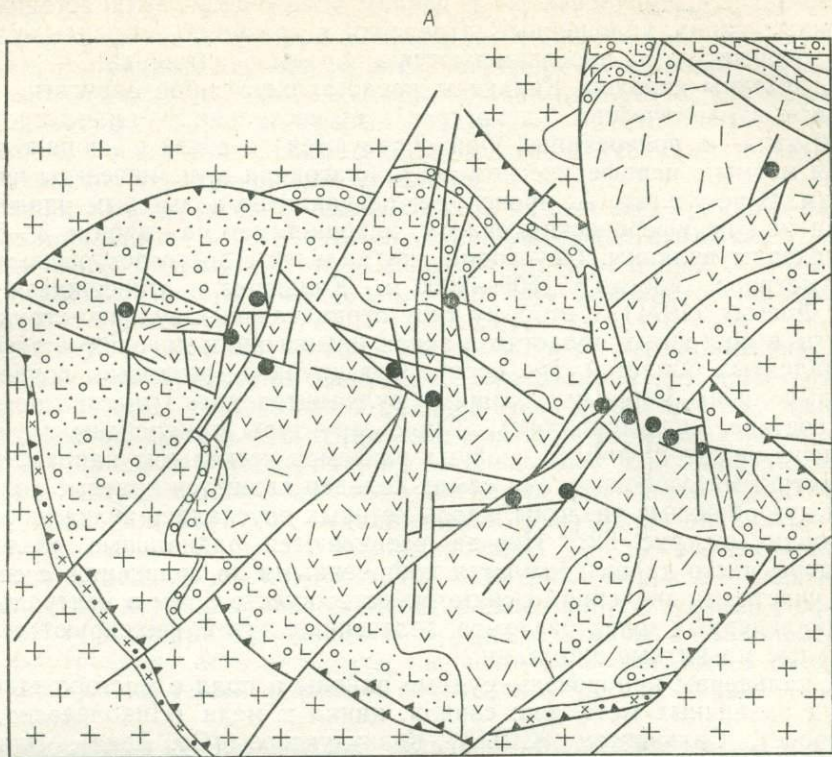


Рис. 61. Схема строения рудного поля, приуроченного к вулканогенной депрессии (по И. С. Модникову и др.):

А — геологическая схема, Б — геологический разрез: 1 — андезитовые и андезито-базальтовые порфиры; 2 — игнимбриты и туфы липаритового и липарито-дацитового состава; 3 — игнимбриты, туфы липаритового и трахилипаритового состава; 4 — осадочные и вулканогенные породы разного состава; 5 — базальные конгломераты; 6 — породы фундамента депрессии (метаморфические сланцы, гранитогнейсы, граниты, гранодиориты, диориты); 7 — дайки гранит-порфиров, сиенит-диоритов; 8 — экструзивы кислого состава; 9—10 — разломы: 9 — кольцевые, 10 — продольные и поперечные (радиальные); 11 — месторождения

рудные залежи, приуроченные к пачкам чередования вулканогенных и осадочных пород, уплощенные штокверки и трещинно-жильные рудные тела, которые иногда прослеживаются в породы фундамента.

Структуры кальдер. Кальдеры представляют собой округлые или овальные вулканические депрессии от нескольких километров до 30—50 км — в поперечнике. Они образуются в связи с понижением уровня магмы в периферическом очаге благодаря вулканическим извержениям. В результате их происходят оседания по кольцевым разломам кровли над периферическим очагом, находящимся на глубине 3—5 км и питающим вулканы. Опускание дна кальдеры достигает нескольких сотен метров, иногда 1500—2000 м. Кальдеры, относящиеся, по Г. М. Фремду (1971), к второму типу отрицательных вулкано-структур, развиты в орогенных областях и зонах активизации древних платформ и складчатых областей, где осложняют крупные сводовые поднятия. Они выполнены мощными толщами вулканитов преимущественно кислого состава (игнимбритами). Такие структуры приурочены к участкам пересечения крупных линейных разломов нескольких направлений. Характерными особенностями самих кальдер являются краевые кольцевые и дугообразные разломы, вдоль которых опускались вулканические постройки (см. рис. 62). Иногда развиваются радиальные разломы. Кальдеры часто характеризуются пониженными по сравнению с соседними участками значениями силы тяжести; вместе с тем в центральных и прикальдерных зонах разломов, залеченных лавой, фиксируются значительные магнитные аномалии.

К кальдерам приурочены рудные районы и поля с месторождениями руд различных металлов: свинца, цинка и меди (Николаевское в Приморье), Сильвертон (США), Казкудукское (Ср. Азия), Эль-Тениенте (Чили), олово-полиметаллические (Приморье), бериллия (Агуачилле в Мексике), апатит-магнетитовые карбонатитовые (Скандинавия, Африка), золота и серебра (Крипль-Крик в США).

По морфогенетическим особенностям среди кальдер проседания выделяются две группы: вершинные и периферические (или очаговые) кальдеры.

Вершинные кальдеры, имеющие размер в поперечнике до 10—12 км, образуются в центральных частях крупных щитовых вулканов или стратовулканов. Эти кальдеры формируются главным образом в областях развития вулканизма основного и среднего состава, связанного с мантийной магмой. Они представляют собой обычно провальные (реже взрывные — эксплозивные) депрессии, как правило, ограниченные кольцевыми разломами, по которым опускается лишь вершинная часть вулкана. При этом борта их имеют ступенчатый облик. Эти депрессии хорошо выражены в современном рельефе, заполнены продуктами извержений внутрикальдерных стратовулканов. Грубые агломератовые туфы, лавы и игниспумиты часто перекрываются пачкой тонкослоистых вулканогенных алевролитов, алевропелитов, слоистых пелитовых туфов и других отложений кальдерных озер. Наблюдаются кислые экструзивные купола и кольцевые дайки. Так, Тенфуrowsкая кальдера (диаметром около 12 км), находящаяся в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе, осложняет верхнюю часть одноименного вулкана, который имеет в основании в поперечнике порядка 20 км. Кальдера ограничена системой кольцевых концентрических разломов, которые круто наклонены к центру вулкана и образуют серию ступенчатых сбросов с амплитудой перемещения до первых сотен метров, суммарно более 1 км.

В центре кальдеры находится интенсивно гидротермально измененная экструзия дацитов, с которой ассоциирует свинцово-цинковая минерализация. В прикратерной части внутрикальдерного вулкана наблюдаются многочисленные субвулканические дайки липаритов; а у внешнего края кальдеры, в зоне кольцевых разломов — экструзивы и некки биотитовых липаритов. Среди гидротермально-измененных пород этой зоны известны рудопроявления металлов.

Вершинные депрессии, развивающиеся на щитовых вулканах раннегеосинклинального этапа развития, устанавливаются и в зонах палеовулканических областей Урала, Северного Кавказа и др. С ними связаны некоторые колчеданные поля, например, Блявинское на Южном Урале.

Периферические (очаговые) кальдеры характеризуются погружением по кольцевым разломам всего вулкана или даже группы вулканов, которые расположены над периферическим очагом, связанным с коровой магмой. Эти депрессии, имеющие размеры в поперечнике до 30—40 км и более, ограничены кольцевыми и дугообразными с крутыми центриклинальными направлениями плоскости сместителя. Периклиналиная структура вулканической постройки, опущенная на 800—1000 м и более, бывает деформирована. Вдоль зоны кольцевых разломов пласты пород приобретают центриклинальное залегание; первичное же периклиналиное залегание слоев конуса вулкана сохраняется только в центре опущенной постройки, а также в закальдерной зоне. Внутренняя часть кальдеры, разбитая сбросами, имеет блоковое строение. Описываемые кальдеры подразделяются на моногенные и полигенные.

Моногенные периферические кальдеры обладают простым блюдцеобразным строением. Они выполнены разнообразными лавовыми и пирокластическими образованиями кислого (иногда среднего) состава, преимущественно игнимбритами и игниспумитами. Встречаются мелкие экструзивные купола, приуроченные к прикальдерной зоне кольцевых разломов. Вулканикам комагматичны интрузивы, которые приурочены к кальдерам.

Моногенные очаговые кальдеры наблюдаются в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе, известны в Средней Азии, где примером может служить Казкудукская кальдера. К этой кальдере приурочено одноименное рудное поле с полиметаллическим месторождением Казкудук и рудопроявлениями. Она образовалась на месте вулкана центрального типа, сложенного орогенной андезит-дацитовый формацией верхнего палеозоя. Кальдере ограничивают кольцевые разломы, поперечными и продольными разломами она расчленена на блоки, которые были опущены. Разломы залечены дайками гранит-порфиров и липаритов. В центральной части депрессии обнажаются вулканические жерла, сложенные туфами кислого и основного состава и закупоренные кислыми экструзивами, по которым развиты зональные метасоматиты. К этим жерловицам приурочено Казкудукское месторождение. Рудные тела, сложенные прожилково-вкрапленными сульфидами, имеют трубообразную форму, совпадающую с конфигурацией вулканического жерла.

В областях молодой вулканической деятельности на Камчатке представителем простых кальдер является Паужетская депрессия, связанная с дочетвертичным — неогеновым вулканизмом. К ней приурочена одноименная современная гидротермальная система, обязанная более молодому внутрикальдерному экструзивному вулканизму.

Полигенные периферические кальдеры характерны для наиболее крупных вулканических построек и поэтому они достигают значительных размеров (40—50 км в поперечнике). От моногенных кальдер они отличаются более длительной историей развития (в несколько вулканических этапов), иногда взаимодействием вулканических и интрузивных процессов, а также сложным внутренним строением. Они относятся к полигенным (сложным) вулкано-тектоническим структурам, которые более перспективны в отношении рудоносности, чем моногенные (простые) кальдеры. Они принадлежат к длительно развивавшимся вулканогенным рудным центрам.

В таких кальдерах центральный блок может быть опущенным или приподнятым. Полигенные кальдеры с опущенным блоком построены по типу Сомма-Везувий и состоят из двух вложенных друг в друга депрессий. Внешняя депрессия по своей морфологии аналогична простым периферическим кальдерам. Она выполнена преимущественно грубо-обломочными туфами и игнимбритами. Внутренняя кальдера, напоминающая вершинную депрессию, имеет небольшой диаметр (до 5 км). К таким двойным кальдерам с опущенным центральным блоком относятся Бриннеровская, Куруминская и другие структуры в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе.

Полигенные кальдеры, с которыми связаны рудные поля с гидротермальными месторождениями, известны на площадях активизированных срединных массивов складчатых областей и активизированных молодых платформ, где они приурочены к участкам пересечения глубинных разломов (Лаверов и др., 1978). Внутреннее строение таких полигенных длительно формировавшихся кальдер определяется покровами вулкаников — от основных до кислых, кальдерными разломами, возникшими в поздний этап вулканизма, и расположением месторождений во внутренних частях кальдер. К краевому кальдерному разлому кольцевого типа приурочены субвулканические тела и экструзивы кислого состава. Выделяются также внутрикальдерные кольцевые разломы со значительным проседанием центрального блока. Однако в размещении месторождений главную роль играют линейные тектонические разломы: сквозные и скрытые, проявленные в гранитном фундаменте, но рассеянные в вулканических покровах, особенно в их верхних горизонтах. К скрытым разломам, в местах их выклинивания по восстанию, и выступам фундамента, а также к участкам пересечения и сопряжения линейных нарушений с внутренними кольцевыми разломами приурочены месторождения и рудные тела.

Полигенные кальдеры с приподнятым центральным блоком характеризуются тем, что на площади последнего обнажается складчатый фундамент. Здесь же отмечаются интрузии, которые связаны с этим поднятием. Оно бывает сильно разрушено, и центр извержения устанавливается лишь по наличию глубоко эродированного нека и концентрическому расположению тел субвулканических фаций. Поднятый блок имеет обычно ступенчатое строение. За его пределами слои вулкаников на некотором расстоянии куполообразно задраны кверху; на остальной площади депрессии они залегают почти горизонтально и лишь вдоль ограничивающих разломов круто наклонены к центру кальдеры. Такие кальдеры известны, например, в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе.

На Камчатке представителем сложных кальдер является поздне-неогеновая Анавгайская кольцевая структура, прошедшая стадию обрушения, а затем претерпевшая положительную инверсию в своей

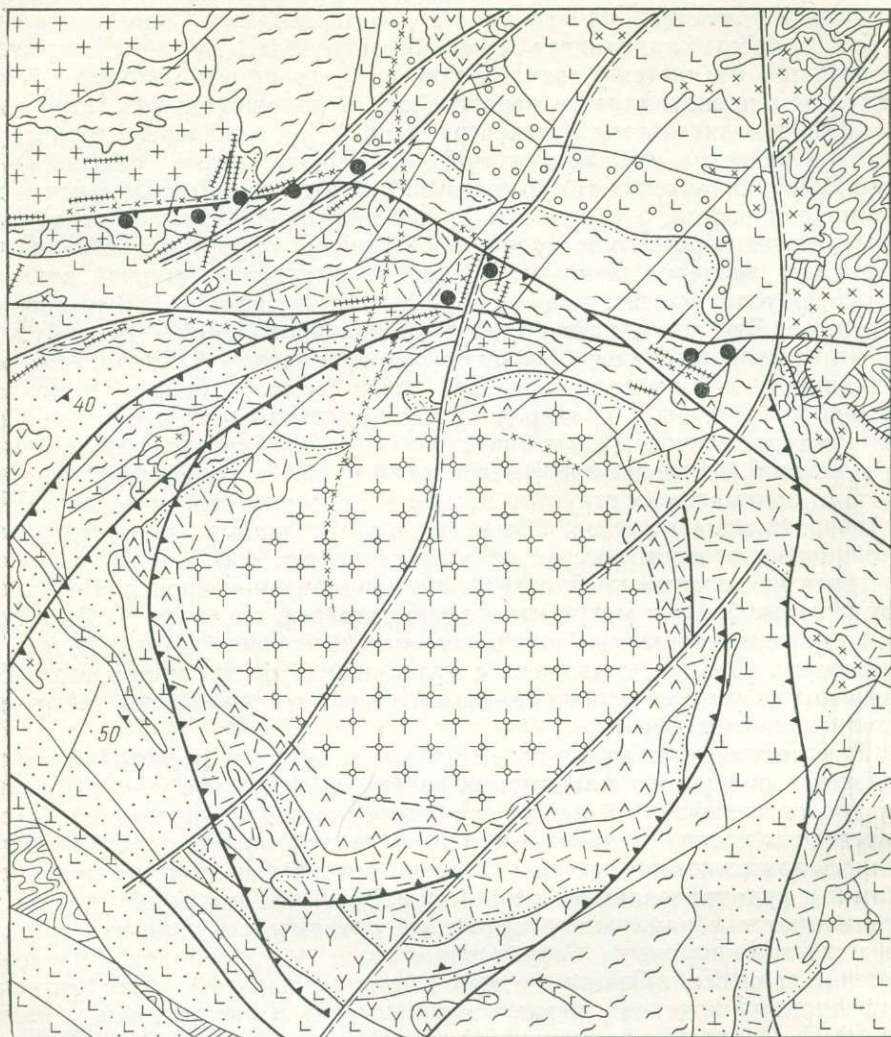
центральной части в связи с подъемом магматического материала среднего и кислого состава. Такие кальдеры называются резургентными. Во второй половине плиоцена в результате мощного площадного извержения кислых вулканитов здесь сформировалась крупная депрессия, наложенная на систему андезитово-базальтовых стратовулканов. В последующем происходила ее перестройка в положительную структуру вследствие поднятия магматических масс. Для кальдеры характерно широкое развитие кислых вулканитов в верхах толщи, связанных с ними субвулканических тел и экструзий, ограничение кольцевыми и дуговыми разломами, а также мозаично-блоковое строение. Внутри кальдеры и по ее обрамлению проявился главным образом экструзивный вулканизм, сопровождавшийся непрерывной гидротермальной деятельностью, обусловившей площадное развитие пропилитов и вторичных кварцитов. Ртутные месторождения и рудопроявления группируются как по ее кольцевому ограничению (рудопроявления Апапель, Агликич, Крапивная), так и в ее центральной части (месторождение Чempура), где они приурочены к эродированному вулканическому аппарату. Современная деятельность магматического очага фиксируется термальными источниками (Апапельский, Быстринский и др.) в прикальдерной зоне.

Для описываемых структур весьма характерны огромные масштабы экструзивного магматизма. Эффузивно-экструзивные и экструзивно-интрузивные массивы по сути дела представляют собой интрузии, прорвавшиеся на поверхность в результате проплавления кровли. По характеру вулканизма они могут классифицироваться, согласно Р. Дэли, как представители площадных или ореальных извержений. Это отличает их от сложных кальдер, связанных с вулканизмом центрального типа. Поэтому можно выделять даже самостоятельный тип кольцевых экструзивных вулкано-структур.

В качестве примера приведем кальдеру обрушения, которая характеризуется смещением максимумов развития эффузивов и их выводных каналов от периферии к центру с образованием во внутренней части депрессии куполов, сложенных поздними экструзивами и субвулканическими телами кислого состава. Однако основными магмоконтролирующими и рудопроводящими разломами здесь, как и обычно для кальдер, являются обрамляющие кольцевые разломы, секущие их радиальные и другие нарушения, обуславливающие неоднородное блоковое строение депрессий. Сочетания этих разломов, наряду с литологическими факторами контроля, играют главную роль в распределении месторождений. Последние размещаются в блоках с преобладанием в разрезе эффузивов; они приурочены к жерловинам поздних палеовулканов или к субвулканическим дайкообразным телам, развитым в зоне обрамляющего кольцевого разлома, в местах пересечения его поперечными разрывами и дайковыми поясами (рис. 62).

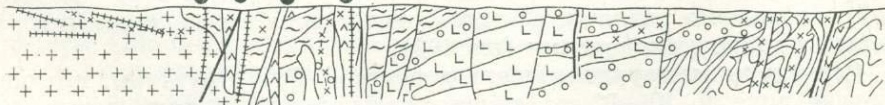
Структуры межвулканических депрессий. Эти структуры, имеющие в поперечнике до 10—12 км, расположены между вулкано-купольными структурами (стратовулканами) — очагами преимущественно кислого вулканизма. Выполнены главным образом туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми отложениями удаленных фаций.

























Такие депрессии представляют собой отрицательные формы палеорельефа бассейна, в котором, наряду с вулканогенными образованиями, накапливался кластический материал, глинистые, кремнистые и известковистые осадки. Рудные поля бывают приурочены либо к краевым, либо к центральным частям межвулканических депрессий. В первом



3103

BCB



- | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|
|  |  |  |  |  |  |  |  | 1 | 2a | 2b | 3a | 3b | 4a | 4b | 5a |
|  |  |  |  |  |  |  |  | 5b | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|  |  |  |  |  |  |  |  | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |

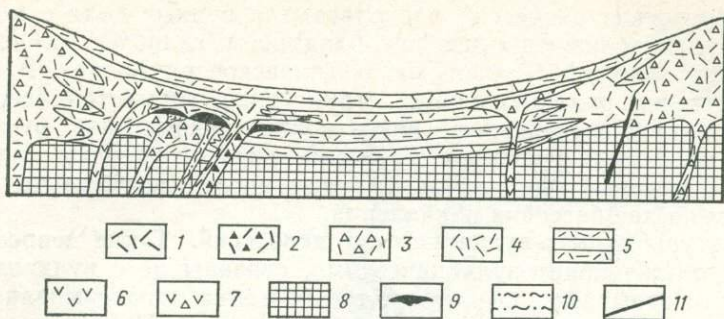


Рис. 63. Межвулканическая депрессия, к которой приурочено Лениногорское рудное поле на Алтае (по В. В. Попову, В. И. Старостину, Г. Н. Щербе). Поперечный геологический разрез:

1—5 — фации вулканитов кислого состава: 1 — субвулканической и экструзивной фации (2 — с автомагматическими брекчиями), 3 — жерловой—прижерловой зоны, 4 — промежуточной зоны, 5 — удаленной зоны; 6—7 — фации вулканитов основного состава: 6 — субвулканической, 7 — жерловой-прижерловой зоны; 8 — комплекс пород в основании вулканов; 9—10 — рудные тела: 9 — сплошных руд, 10 — прожилково-вкрапленных руд

случае (например, Лениногорское рудное поле на Алтае) колчеданно-полиметаллические месторождения приурочены к ограниченным радиальными разломами секторным блокам, характеризующимся наличием небольших одиночных вулканов, на пологих склонах которых развиваются вулканические купола (рис. 63). Радиальные разломы служили рудоподводящими каналами, а купола рудовмещающими структурами. Здесь наблюдается сочетание гидротермально-осадочных залежей с гидротермально-метасоматическими рудными телами при преобладании последних. В удалении от центров вулканизма — в центральных частях

Рис. 62. Схема геологического строения кальдеры обрушения, к которой приурочено рудное поле (по И. С. Моднякову и др.):

1 — липаритовые, липарит-дацитовые и кварцевые порфиры верхнего комплекса — игнимбриты; 2 — андезитовые и трахиандезитовые порфиры среднего комплекса: а — лавы, б — чередование лав, туфов и осадочных пород; 3 — липаритовые, трахилпаритовые, кварцевые порфиры и фельзиты среднего—нижнего комплекса: а — игнимбриты, туфы, б — переслаивание игнимбритов и туфогенно-осадочных пород; 4 — дацитовые, трахидацитовые и трахитовые породы среднего — нижнего комплекса: а — игнимбриты, б — переслаивание игнимбритов и туфогенно-осадочных пород; 5 — андезит-базальтовые, андезитовые и андезит-дацитовые порфиры нижнего комплекса: а — преимущественно лавы, б — переслаивание лав, туфов и осадочных пород; 6 — дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, лампрофиров; 7 — дайки гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, микрогранитов; 8 — гипабиссальные граниты батолитоподобных интрузивов; 9 — гранит-порфиры, граносиенит-порфиры субвулканических тел; 10 — поздние экструзивы и жерловины кислого состава с эруптивными брекчиями; 11 — ранние экструзивы кислого состава; 12 — осадочные и вулканогенно-осадочные породы фундамента разной степени метаморфизма; 13 — зоны продольных разломов первого порядка, в том числе скрытого типа; 14 — зоны поперечных и диагональных разломов второго порядка; 15 — кольцевые и ограничивающие разломы; 16 — разрывы высоких порядков и зоны трещиноватости; 17 — пологие разломы и межпластовые срывы; 18 — границы несогласного залегания в основании вулканогенного чехла и отдельных вулканических комплексов; 19 — элементы залегания разломов и пород; 20 — месторождения

межвулканических депрессий располагаются рудные поля с месторождениями, характеризующимися преобладанием гидротермально-осадочных рудных залежей (Рубцовское и Таловское на Алтае). В качестве непосредственно рудовмещающих структурных элементов здесь могут рассматриваться погребенные поверхности накопления, отвечающие наиболее прогнутым участкам депрессий, а также прослой осадочного материала, которые еще до литификации могли замещаться рудным веществом на дне бассейна накопления.

Структуры скрыто-вулканических депрессий. Такие депрессии, называемые также криптовулканическими, связаны не с вулканами, а с подземными взрывами, во время которых магма образовывала приповерхностные или гипабиссальные трубки взрыва. Последние сложены автомагматическими или эксплозивными брекчиями, являющимися обычно членами вулcano-плутонических комплексов. В связи с прорывами газов из магматического очага или с изменением формы магматических камер под сводовыми поднятиями, представляющими собой проявление локальных очаговых структур в понимании И. Н. Томсона и М. А. Фаворской, эти своды осложнялись линейными, радиальными и кольцевыми разломами. Происходило проседание блоков пород с образованием депрессий, которым соответствуют крупные синклинали кольцевого строения или грабены. С ними бывают связаны карбонатитовые поля в Африке, рудные поля со свинцово-цинковыми, баритовыми и флюоритовыми месторождениями (штаты Кентукки и Иллинойс в США и др.).

К разломам и оперяющим их трещинам приурочены жильные тела и метасоматические залежи с рудными столбами в местах пересечения и оперения трещин. Трубообразные, штокообразные и неправильной формы тела связаны с трубками взрыва, которые являются наиболее характерными магматогенными телами на площади скрыто-вулканических депрессий (Вольфсон, Яковлев, 1975).

ВУЛКАНО-КОРНЕВЫЕ СТРУКТУРЫ

Вулкано-корневые структуры, обнажающиеся при значительном эрозионном срезе вулканических сооружений, представлены полями развития жерловин и некков, а также субвулканических и гиповулканических тел (Вольфсон, Яковлев, 1975). Эти вулканические тела могут быть проявлены как среди стратифицированных вулканогенно-осадочных отложений, так и на площади более древних пород, слагающих основание вулканических комплексов. Глубина формирования пород субвулканической фации от десятков метров до 1000 м; они представлены эффузивно подобными разновидностями вулканитов, характеризующимися рядом специфических черт, как, например, наличием гломеропорфировых сростков и др. Породы гиповулканической фации, формировавшиеся на глубине примерно от 1000 до 2000 м, по петрографическому облику ближе к породам, слагающим малые интрузии и дайки интрузивных комплексов. Однако они, в отличие от последних, несут некоторые черты и вулканитов, например, в гиповулканических образованиях кислого состава в цементирующей массе сохраняются участки стекловатого облика. Породы как субвулканической, так и гиповулканической фаций слагают тела, различные по возрасту, составу и форме (силлы, лакколиты, штоки, дайки и др.).

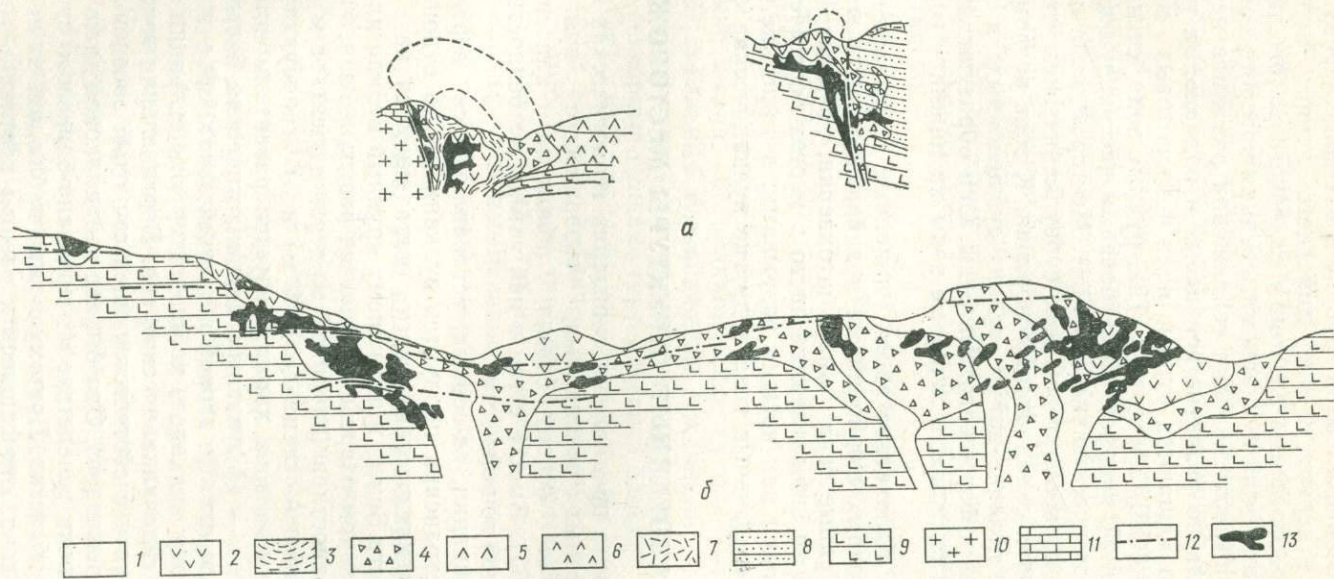


Рис. 64. Вулкано-корневая структура рудного поля с субвулканическими телами корнями экструзий (по Н. П. Лаврову, Б. Л. Рыбалову, Е. П. Сонюшкину, Л. В. Хорошилову). Геологические разрезы: продольные (б) и поперечные (а): 1 — гранит-порфиры и граносиенит-порфиры, 2 — кварцевые порфиры и фельзитовые порфиры, 3 — флюидалные фельзит-порфиры, 4 — кластические порфиры, 5 — ранние кварцевые порфиры, 6 — ранние фельзиты, 7 — туфы липаритовые, 8 — туффиты и туфопесчаники, 9 — покровы андезито-базальтов, 10 — гранитоиды основания, 11 — известняки, 12 — разрывные нарушения, 13 — рудные тела (штокверки)

В некоторых палеовулканических провинциях жерловины (некки), субвулканические и гиповулканические тела пользуются значительным развитием, образуя пояса и зоны, а также поля и узлы, которые являются проявлением на определенной глубине эрозионного среза вулканокорневых структур: в первом случае линейного типа вулканизма, приуроченного к региональным разломам глубокого заложения, а во втором — центрального типа вулканизма, позиция которого часто определяется участками пересечения или сопряжения разломов нескольких направлений. Характерно развитие кольцевых и радиальных разломов. В таких участках размещаются рудные поля флюоритовых месторождений хребта Томас (США) и других. Так, рудные поля, связанные с липаритовой формацией, приурочены к корневым частям вулканических аппаратов и субвулканических тел (рис. 64). Месторождения локализируются как в экзо- и эндоконтактной зоне субвулканических тел и неков, а также в породах складчатого основания. К зоне разломов приурочены также более поздние дайки средних субщелочных и основных пород, после которых и формировались руды. Они образуют штокверки на верхних горизонтах, жилы и жильные зоны на нижних горизонтах месторождений.

В Центральном Казахстане вдоль линейных вулканокорневых структур, представленных жерловинами и дайками, развиваются вторичные кварциты. Рудные тела (жилы, штокверки, рудные столбы), сложенные сульфидами, локализируются часто в местах пересечения этих структур с поперечными или косыми разрывами; в таких же участках концентрируются экструзивные тела и другие вулканические формы.

ГЛАВА 8. ВУЛКАНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В свое время была предложена типизация геологических структур месторождений полезных ископаемых, связанных с вулканизмом (Яковлев, 1968). В ее основу была положена классификация В. И. Смирнова (1965). Вместе с тем в ней учтены особенности вертикальной и латеральной зональности.

В этой классификации, во-первых, устанавливается вертикальная зональность распространения продуктов вулканизма по отношению к периферическому магматическому очагу, находящемуся на глубине 3—5 км от поверхности Земли и питаемому крупный вулкан или группу вулканов. В вертикальном разрезе выделяется несколько зон: 1) поверхностная — приповерхностная (глубиной до первых десятков м); 2) субвулканическая (десятки — сотни до 1000 м) и 3) гиповулканическая (свыше 1000 м). Первая зона характеризуется развитием поверхностных фаций вулканитов — эффузивных, пирокластических, экструзивных и вулканогенно-осадочных. Во второй и третьей зонах, объединяемых в одну — корневую зону вулканов, наблюдается концентрация неков, субвулканических и гиповулканических тел. Вертикальная зональность устанавливается в связи с соответствующей степенью эрозионного среза — древнего и современного. Она бывает неодинаковой даже в пределах одного рудного поля вследствие их мозаично-блокового строения в палеовулканических областях. Поэтому можно наблюдать на небольшой площади соседние блоки, относящиеся к разным вертикальным зонам.

Во-вторых, намечено распределение фаций на площади с выделением зон их распространения по отношению к центрам активного вул-

канизма (латеральная зональность). Выделяются жерловая — прижерловая, промежуточная и удаленная зона. Вулканогенные месторождения разных типов и глубин формирования тесно связаны с соответствующими фациями вулканитов и сопряженных с ними вулканогенно-осадочных и их зонами, а также вулканогенными структурами, сложенными породами определенных фаций. Распределение руд и месторождений вулканогенного происхождения также характеризуется латеральной и вертикальной зональностью. Она хорошо коррелирует с отмеченной зональностью размещения вулканогенных пород и образованных ими структур.

На основании изложенного были выделены вулканогенные структуры следующих зон: 1) внутриэффузивных, 2) жерловых — прижерловых и 3) субвулканических. Эта группировка, сохранившая свое значение и по настоящее время, может быть дополнена новыми данными по рудоносным вулканогенным структурам. Они позволяют, во-первых, значительно уточнить прежние представления о вулканогенных структурах месторождений полезных ископаемых и, во-вторых, выделенные группы структур, в первую очередь жерловых — прижерловых зон, дополнить новыми типами.

Систематика локальных вулканогенных структур, контролирующих месторождения полезных ископаемых, в настоящее время представляется в таком виде:

I. Структуры внутриэффузивных зон — протозэффузивные структуры.

II. Структуры жерловых — прижерловых зон: 1) вулканические жерла; 2) вулканические купола (лавовые, экструзивные и др.); 3) локальные вулканические биклинали; 4) локальные вулканодепрессионные структуры (вершинные, межкупольные и другие депрессии); 5) секторные вулканотектонические блоки.

III. Структуры субвулканических зон — структуры экзо- и эндогенных зон субвулканических и гиповулканических тел.

Кроме того, в каждом типе структур месторождений присутствуют такие тектоногенные структурные элементы, как синвулканические разломы, трещины, зоны повышенного расщепления и трещиноватости, гораздо реже — синвулканические складки.

СТРУКТУРЫ ВНУТРИЭФФУЗИВНЫХ ЗОН.

Структуры внутриэффузивных зон характерны для некоторых вулканогенных гидротермальных месторождений: медно-цеолитовых руд (оз. Верхнее в США), оловянных руд, ассоциирующих с эффузивами риолитового состава, распространенных в вулканических покровах Мексики, Южной Боливии, США (штат Невада) и СССР (Малый Хинган), оптического кристаллосырья, например, исландского шпата в СССР (Сибирь); эксгаляционных — серы и ртути; гидротермально-осадочных — железа и марганца, а также меди, свинца и цинка и других металлов. Породы эффузивной группы фаций (лавы, пирокласты) слагают покровы и потоки в осадочно-вулканогенных толщах. Во внутреннем строении этих толщ большую роль играет прототектоника, которая связана с процессом застывания лав. Она проявлена в шаровом или подушечном их строении, миндалекаменных текстурах, в сложной морфологии подошвы и кровли потока, а также в первичной трещиноватости. Эти геологические структуры внутриэффузивных зон могут быть назва-

ны протозэффузивными, среди которых выделяются раннепротозэффузивные и позднепротозэффузивные. Первые связаны с застыванием лавы (жидкая фаза); они выражены главным образом текстурными особенностями эффузивных пород. Позднепротозэффузивные структуры представлены первичными трещинами, возникшими благодаря контракции или другим явлениям в твердую фазу. Протозэффузивные структуры обычно часто сочетаются с вулканогенными структурами других типов (жерловыми, синвулканическими разрывами, трещинами и др.). Такие комбинированные структуры особенно характерны для месторождений колчеданной группы.

Роль протозэффузивных структур в локализации кристаллосырья видна на месторождениях исландского шпата, приуроченных к траппам

Сибирской платформы. В бассейне р. Нижней Тунгуски они залегают в триасовых базальтах. Здесь при подводных излияниях базальтов лавы приобрели шаровую или подушечную текстуру, которая характерна лишь для нижней части покровов (5—10 м), вследствие малой глубины озер, где происходили излияния. Исландский шпат в ассоциации с монтмориллонитом и цеолитами выполняет межшаровое пространство в базальтах или мандельштейнах. Форма скоплений исландского шпата преимущественно гнездовая. Локализация его в шаровых лавах зависит от их раннепротозэффузивных структур, которые формируются во время застывания эффузивных покровов. К этому же подклассу относятся структуры медноцеолитовых месторождений в США (оз. Верхнее).

Здесь часть рудных тел в виде пластовых залежей приурочена к верхним частям покровов, сложенным миндалекаменными базальтовыми лавами; в них крупные миндалины выполнены самородной медью с цеолитами (рис. 65).

Позднепротозэффузивные структуры встречаются также в некоторых месторождениях исландского шпата в Сибири. На участках этих месторождений развиты лавовые покровы базальтов (мощностью 10—20 м), которые обладают сложным строением. Кальцитовая минерализация концентрируется в первичных трещинах и полостях, приуроченных к мощным горизонтам мандельштейнов. Кальцитосные протозэффузивные полости (магматогенные, по Е. Я. Киевленко) имеют изометричную или седловидную форму. Они образовались при охлаждении лав, богатых летучими компонентами. Быстро остывшая корка лавовых покровов изобилует трещинами глыбовой и шаровой отдельности, по которым циркулировали гидротермальные растворы. Форма скоплений исландского шпата жильная и гнездовая.

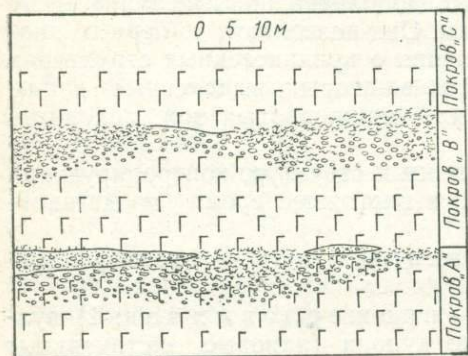


Рис. 65. Структуры внутриэффузивных зон. Схематический разрез, иллюстрирующий морфологию оруденелых миндалекаменных горизонтов лавовых покровов на месторождении оз. Верхнее в США (по У. Уайту):

1 — интенсивно оруденелые брекчированные миндалекаменные лавы (амигдалоиды); 2 — миндалекаменные базальты с рассеянным оруденением; 3 — массивные базальты; 4 — линзы оруденелых конгломератов

К ним могут быть отнесены локальные вулканогенные структуры, к которым приурочены месторождения: жерловые структуры, вулканические купола, вулcano-депресссионные (вершинные и межкупольные) депрессии, вулканические биклиналии, секторные вулcano-тектонические блоки, синвулканические разломы и трещины.

Жерловые структуры. С вулканическими жерлами (некками, жерловинами) связаны различные типы месторождений: эксгаляционные серы, ртути и мышьяка, колчеданные меди, свинца и цинка, вулканогенные гидротермальные олова, благородных, редких и других металлов, иногда со скарновыми проявлениями, как, например, железорудные Ангаро-Илимского района и полиметаллическое Трепча (Югославия); некоторые карбонатитовые, в частности, Мбея (Африка). Рудоносные структуры этого типа широко развиты в альпийских, мезозойских, палеозойских и докембрийских складчатых областях и зонах активизации платформ; они известны в Средиземноморском поясе (Балканы, Кавказ), Тихоокеанском поясе (Дальний Восток, СССР; Колорадо в США и др.).

Целый ряд особенностей месторождений, приуроченных к жерловым структурам, обусловлен сочетанием приповерхностных и субвулканических условий формирования рудных тел (от 0 до 1500—2000 м): вертикальная и горизонтальная (концентрическая) зональность, проявляющаяся в смене высокотемпературных парагенезисов в центральной зоне более низкотемпературных в периферических зонах; явления телекопирования вследствие резкого падения температуры и давления, а также смещения ювенильных растворов с метеорными водами; стадийность минералообразования; сопряжение гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических руд; присутствие рудокластов в надрудной толще; наличие послерудных даек и нарушений (Котляр, 1970; Смирнов, 1976).

Вулканические жерла обычно нанизаны в виде цепочки на региональные разломы (часто глубокого заложения), проходящие вдоль границ геосинклинальных и геоантиклинальных зон, в краевых частях средних массивов и платформ. Они концентрируются в местах пересечения продольных разломов с поперечными нарушениями — разрывными или складчатыми структурами (брахиантиклинальными, куполами). Отдельные жерловины и некки приурочены к участкам сопряжения крупных разломов и оперяющих нарушений, к местам пересечения разломов нескольких направлений. Они имеют различную форму: коническую, цилиндрическую, дайкообразную и более сложную. Обладают вертикальным или крутым залеганием. Размеры в поперечнике колеблются от десятков метров до первых километров (обычно 0,5—2 км).

Жерла бываю выполняемы вулканическими брекчиями (некоторые жерловины Закарпатье в СССР; хр. Томас в США), лавами и лавобрекчиями (месторождение золота Нагаг в Венгрии), туфами в верхних горизонтах, иногда слоистыми (Ангаро-Илимские железорудные месторождения в СССР). Они могли иметь смешанное выполнение. В жерловинах, вскрытых эрозией на различной глубине, изменяется тип выполнения, что хорошо прослежено на урановых месторождениях района Хопи-Навахо (США). Здесь слабо эродированные жерловины сложены слоистыми туфами, а глубоко эродированные (более 0,5 км) — лавами и лавобрекчиями. На площади рудного района или поля ртут-

ных месторождений в Закарпатье, железорудных в Ангаро-Илимском районе и других наблюдается серия жерловин, которые отличаются по своим размерам, форме, залеганию, и выполнению к эрозионному срезу (многожерловые структуры).

Локализация оруденения и морфология рудных тел определяются не только составом, текстурными особенностями и физико-механическими свойствами пород, выполняющими жерло, но и первичной (протовулканической) трещиноватостью, специфичной для жерловых структур в виде конических, кольцевых, радиальных, иногда пластовых и других трещин, которые связаны с взрывными явлениями и становлением жерловин. Кроме того, довольно обычны линейные разломы и трещины тектонического происхождения, часто наследующие направления тех региональных разломов, к местам пересечения которых приурочены вулканические жерла. Все эти нарушения развиваются в жерловой, а также в прижерловой зоне. Среди жерловых структур рудных месторождений могут быть выделены три типа: ранний протовулканический, обусловленный первичным строением вулканических пород, выполняющих жерло; поздний протовулканический, представленный первичными трещинами, и протовулканический — тектонический, т. е. комбинированный тип, локализация оруденения в котором, помимо структур первых двух типов, определяется тектоническими трещинами.

По положению рудных тел по отношению к жерловине выделяются три типа: 1) внутрижерловый (Красноярское и Коршуновское железорудные месторождения в Сибири, золота Нагаг в Венгрии, карбонатитовое Мбея в Африке); 2) околожерловый (полиметаллические Карасук в Хакасии, Стари ТРГ в Югославии) и 3) комбинированные (железорудные Рудногорское в Сибири, ртутное Монте-Амиата в Италии). Рудные тела внутрижерлового типа месторождений представлены трубообразными, коническими, штокверковыми, кольцевыми периферическими и линейными рудными телами. Однако два последних более характерны для околожерлового типа. В сложном типе наблюдается комбинация рудных тел, приуроченных к различным частям жерловой — прижерловой зоны. Жильные системы в верхних горизонтах переходят в штокверковые зоны или штокверки, что обусловлено расщеплением и выклиниванием разломов и крупных трещин, а также в связи с развитием кливажа (Монте-Амиата в Италии, Токепала в Перу и др.). Рудоносные трещины обычно имеют вертикальное или крутое залегание; однако иногда они бывают наклонными и даже горизонтальными, что наблюдается в жерловинах, прорывающих платформенный чехол, или в диатремах, выполненных слоистыми туфами.

В качестве примера месторождения, приуроченного к жерловине, может служить ртутное месторождение в Закарпатье (рис. 66). На нем андезито-базальтовый некк, имеющий в плане овальную форму 95×45 м, окаймлен концентрической зоной эксплозивных брекчий мощностью 0,2—1,2 м. Они состоят из угловатых обломков андезито-базальтов, аргиллитов и песчаников, сцементированных туфогенно-осадочным материалом. Цемент минерализован — содержит кальцит, кварц, доломит, барит и киноварь, которая образует в брекчии вкрапленность гнезда и прожилки.

Вулканические купола. Среди них различают эффузивные (лавоые), эффузивно-экструзивные и экструзивные купола. Экструзивы характеризуются следующими чертами: обладают купольной формой и имеют в общем согласное залегание, за исключением нижней корне-

вой зоны; в верхней части происходит разрушение пород и смещение их обломков с осадками; в перекрывающих экструзив туфогенно-осадочных отложениях встречаются обломки пород, которые слагают верхние горизонты экструзива. Купола обладают зональным строением, которое заключается в том, что внутренняя (или нижняя) его часть сложена породами, обладающими признаками субвулканических образований, верхние представлены лавовыми брекчиями, туфами и туффитами.

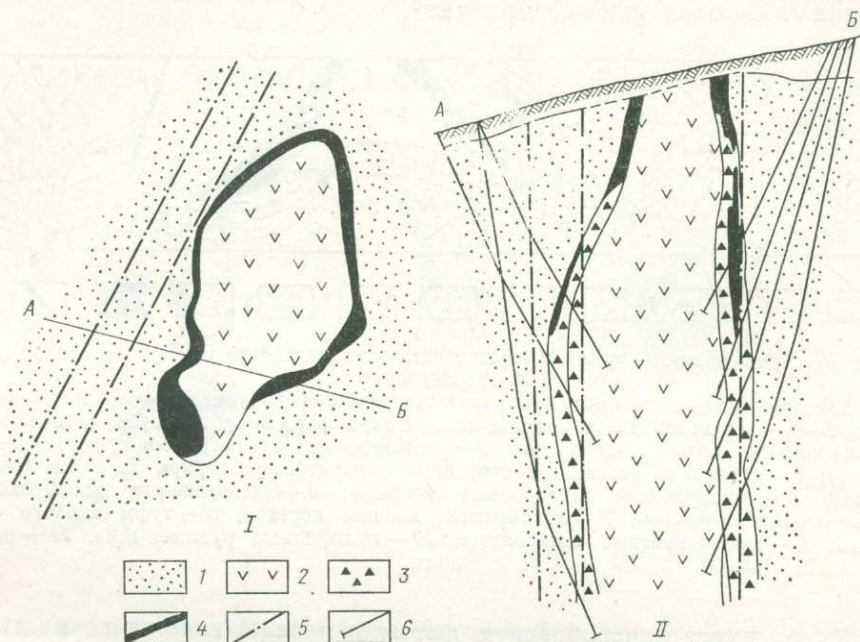


Рис. 66. Жерловая структура ртутного месторождения в Закарпатье (по Б. В. Мерличу). Рудное тело, приуроченное к кольцевой зоне вулканических брекчий некка (геологический план — I и разрез — II):
 1 — осадочные отложения эоцена; 2 — андезито-базальты; 3 — вулканические брекчии андезито-базальтов; 4 — рудные тела; 5 — разломы; 6 — буровые скважины

Купола всех трех типов иногда встречаются на месторождениях в пределах одного участка. В этом отношении интересны колчеданно-полиметаллические месторождения Японии, связанные с миоценовой прибрежно-морской риолитовой формацией («Geology of Kuroko...», 1974). Так, на месторождении Косака проявлены все три указанных типа. Залежи преимущественно гидротермально-осадочных руд здесь связаны главным образом с экструзивными и эффузивно-экструзивными куполами кислого состава. Рудные залежи на других месторождениях, приуроченных к вулканическим куполам, располагаются на их склонах, как, например, на Саканаи. Могут рудные тела залегать и в межкупольных депрессиях, которые будут охарактеризованы ниже (см. рис. 71).

Вулканические купола кислого состава, по данным В. В. Авдонина, развиты и на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. Ярким примером сложного вулканического купола, к которому приурочены колчеданно-полиметаллические руды, является Николаевское месторождение на Рудном Алтае (рис. 67). Здесь ядро купола, представлено субвулканической и экструзивной фацией позднефранско-

го возраста («Вулканогенные...», 1973; Старостин, 1979). О последнем свидетельствует следующее: 1) субогласное залегание липаритовых порфиров, 2) зональное строение купола, 3) эффузивный облик слагающих его пород, 4) захороняющие туфы кислого состава, которые содержат обломки липаритовых порфиров с призматической отдельностью, напоминаящей столбчатую отдельность в центральной части купола, 5) наличие обломков такого же состава в бомбовых туфах, залегающих на склонах описываемого тела.

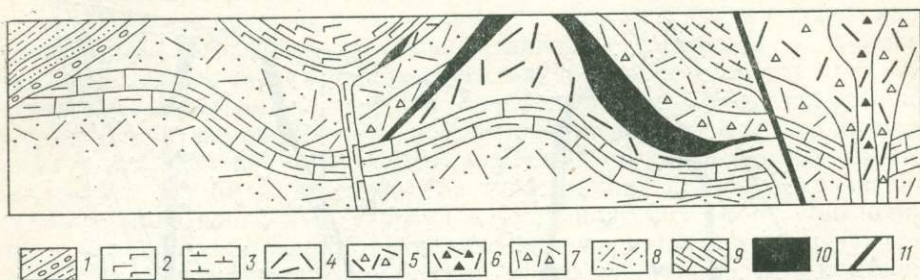


Рис. 67. Вулканический купол Николаевского месторождения на Рудном Алтае (по В. А. Наумову):

1 — конгломераты, песчаники и алевролиты ниже-среднекаменноугольного возраста; 2—9 — верхнедевонская базальт-липаритовая формация: 2 — субвулканические андезито-базальтовые порфириты; 3 — андезито-базальтовые порфириты (лавы, туфы); 4 — субвулканические и экструзивные липаритовые порфиры (вулканический купол); 5 — экструзивные липаритовые порфиры; 6 — экструзивные лавобрекчии липаритовых порфиров; 7 — лавобрекчии кислого состава; 8 — туфы кислого состава; 9 — известковистые алевролиты; 10 — сульфидные рудные тела; 11 — разломы

Купол имеет линзообразную форму и прослеживается по падению на 0,7 км при максимальной мощности около 220 км. Субвулканические липаритовые порфиры слагают изометричное в плане тело в центральной части вулканического купола. Для этих пород характерно широкое развитие столбчатой отдельности с изменяющейся в пределах тела ориентировкой длинных осей столбов. Периферические части купола сложены экструзивно-эффузивными липаритовыми порфиритами, которые близки по внешнему облику к субвулканическим липаритовым порфирам, но отличаются хорошо выраженной флюидалностью, отсутствием столбчатой отдельности и более мелкими вкрапленниками. На склонах вулканического купола развиты пористые, пузыристые, флюидалные лавобрекчии липаритовых порфиров, бомбовые туфы кислого состава и туфоалевролиты. Рудная залежь, имеющая в плане серповидную форму, залегает в контакте экструзивных липаритовых порфиров и вмещающих грубообломочных туфов кислого состава позднефранского возраста. В верхней части рудное тело имеет крутое падение под углом 50—60°, а с глубиной постепенно выполаживается, повторяя все изгибы кровли экструзивного тела, и выклинивается на глубине около 350 м. В его пределах устанавливается зональность, выражающаяся в смене минеральных типов и структур руд. В направлении от лежащего бока к всяческому рудное тело сложено: прожилково-вкрапленными серноколчеданными рудами, сплошными серно- и медноколчеданными, сплошными медно-цинковыми и, наконец, полиметаллическими рудами. Рудообразование происходило в два этапа: ранний, — во время которого образо-

вались кристаллически зернистые серно-медноколчеданные руды, и поздний — колчеданно-полиметаллический этап с метаколлоидными рудами.

Экструзивные купола играют важную роль в локализации руд колчеданных и вулканогенных гидротермальных месторождений (рис. 68).

Локальные вулканические биклинали. Они развиваются на склонах базальтового плато или региональных биклиналей; сложены грубообломочными вулканитами кислого и среднего состава жерлово-прижерловой зоны. К вулканическим биклиналам приурочены медноколчеданные месторождения, локализация рудных тел которых определяется такими

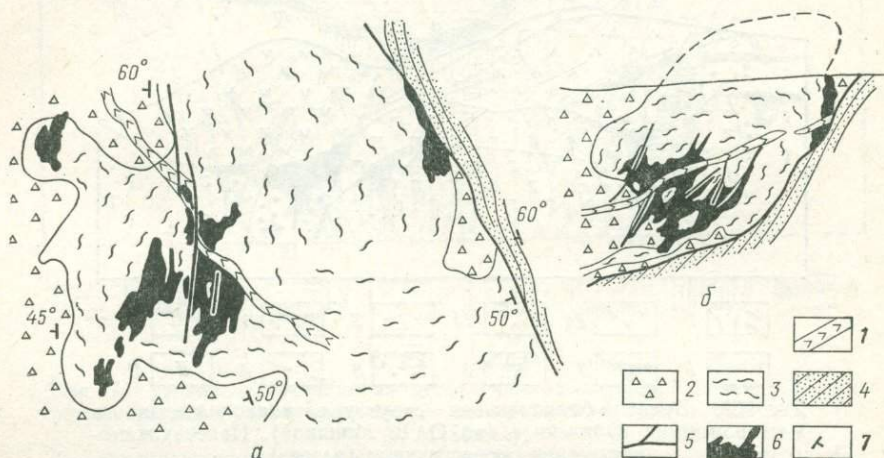


Рис. 68. Экструзивный купол фельзитов — корневая часть (по Н. П. Лаверову, Б. Л. Рыбалову, Е. П. Сонюшкину, Л. В. Хорошилову):
1 — дайки микродиоритов; 2 — лавобрекчии фельзитов; 3 — фельзиты; 4 — осадочные породы; 5 — разломы и трещины; 6 — рудные тела; 7 — элементы залегающие (а — план, б — разрез)

рудовмещающими структурами, как горизонты пород, благоприятных для замещения, контакты пластов с различной проницаемостью; крутопадающие зоны дробления и расщепления, сочетающиеся в сводовых частях биклиналей с экранирующими горизонтами (рис. 69). В краевых частях вулканических биклиналей, где имеются разломы и зоны трещиноватости, формируются рудные тела жилообразной формы. В центральных частях этих структур в контуре вулканических брекчий и туфов с менее проницаемыми породами (например, лавами) образуются согласные пластообразные или линзовидные залежи, в лежачем боку которых к рудоподводящим зонам трещиноватости приурочены прожилково-вкрапленные руды. Размеры медноколчеданных месторождений, связанных с биклиналильными структурами, обычно небольшие, но встречаются на Южном Урале довольно часто.

Так, например, в северной части Макан-Гайской подзоны вулканогенные образования, слагающие три толщи (снизу вверх) — андезито-базальтовую, андезито-дацитовую и дацитовую, формируют локальную биклиналь, к которой приурочены медноколчеданные руды. Породы верхней части разреза андезит-базальтовой толщи образуют в основании подзоны выступы и впадины, разделенные разломами и имеющие

перепады высотой до 150 до 250 км. Вулканы андезит-дацитовый толщ не только выполняют эти впадины, но слагают над ними и свои положительные формы в виде групп двояковыпуклых линз высотой до 250 м при ширине 500—750 м и углах наклона пород — от 10 до 30°. Верхняя толща, завершающая становление формации, нивелирует палеорельеф предшествующего этапа вулканизма.

Локальные биклиналильные структуры, вероятно, имеют более широкое распространение; их следует выявлять прежде всего на площадях развития вулканогенных гидротермальных месторождений, приуроченных к вулканитам среднего и особенно кислого состава.

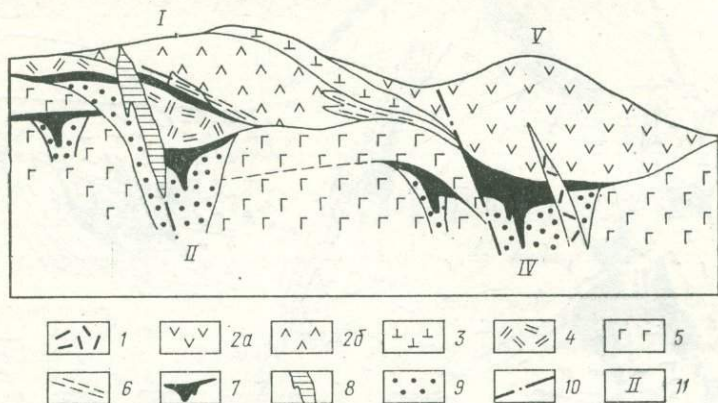


Рис. 69. Вулкано-биклиналильная структура медноколчеданного месторождения Юбилейное (по О. В. Мининой). Палеовулканологическая реконструкция (разрез):

1 — субвулканические липарит-дацитовые порфиры; 2 — дацитовые толщи (а — верхняя, б — нижняя); 3 — верхняя базальтовая толща; 4 — андезит-дацитовая толща; 5 — нижняя базальтовая толща; 6 — пачки вулканомиктовых пород; 7, 8 — медноколчеданные залежи: 7 — преимущественно гидротермально-осадочные, 8 — гидротермально-метасоматические; 9 — серцитолиты с прожилковвожралпенной пиритовой минерализацией; 10 — разломы; 11 — номера рудных залежей

Локальные вулкано-депресссионные структуры. Они представлены небольшими вершинными и межкупольными депрессиями.

Вершинные депрессии, относящиеся к локальным, имеют сотни метров — первые километры в поперечнике. Они осложняют обычно сводовые части стратовулканов и других вулкано-купольных структур, которые образованы продуктами кислого вулканизма. Представлены плоскими депрессиями, как, например, на медноколчеданном месторождении Сибай и колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая (Рулихинское, Камышинское и др.), или резко выраженными кратерно-кальдерными депрессиями с крутыми стенками и значительно опущенным днищем. Депрессии второго типа образуются над хорошо проработанными жерловыми зонами, по кольцевым разломам которых происходят неоднократные опускания цилиндрических блоков. Вершинные депрессии выполнены пологозалегающими туфогенно-осадочными отложениями и базальтами. В первом типе вершинных депрессий формируются согласные пластовые залежи богатых колчеданных руд, в ряде случаев гидротермально-осадочного происхождения. Во втором типе такие залежи сочетаются с крутопадающими телами

обычно прожилково-вкрапленных руд гидротермально-метасоматического генезиса, которые приурочены к жерловинам (рис. 70).

Межкупольные депрессии представляют собой небольшие понижения вулканического палеорельефа, которые образуются между

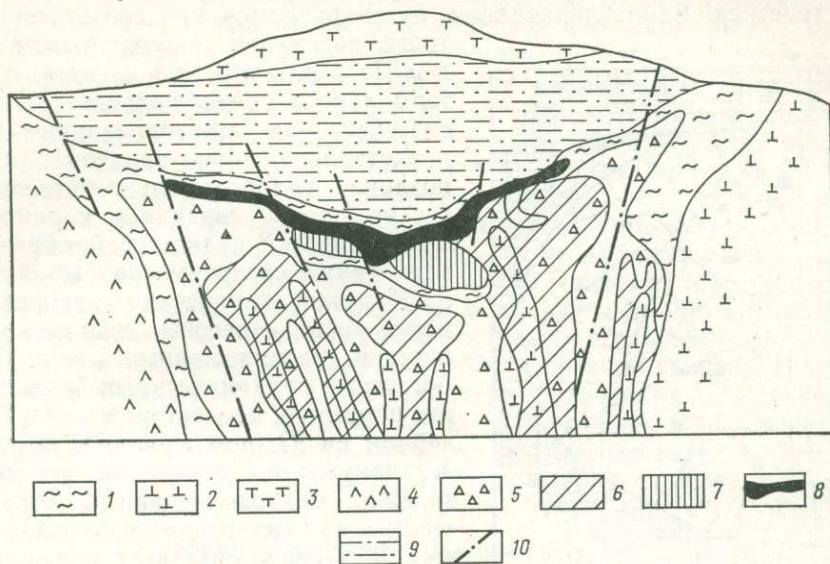


Рис. 70. Локальная вершинная депрессия над жерловой зоной. Геологический разрез полиметаллического месторождения Ивами в Японии (по Х. Макайма):

1 — каолинизированные породы; 2 — риолито-дациты; 3 — дациты; 4 — андезиты; 5 — вулканические брекчии дацитов; 6—8 — руды: 6 — сульфидные прожилково-вкрапленные, 7 — гипсовые, 8 — сплошные сульфидные (черные и желтые); 9 — аргиллиты; 10 — разломы

экструзивными, лавовыми и другими вулканическими куполами или биклиналями, сложенными породами кислого состава. Размеры их такого же порядка, что и куполов (сотни метров — первые километры). К этим депрессиям приурочены рудные залежи некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений, например, Саканаи (Япония, рис. 71).

Межкупольные депрессии реконструированы В. Г. Золотаревым при палеовулканологическом анализе на Стрежанском, Шубинском и Гусляковском месторождениях на Рудном Алтае («Вулканогенные...» 1978). Они имеют в поперечнике от 700 до 1000 м и глубину от 190 до 500 м. Днища депрессий были неровные, расчлененные, что способствовало застойной гидродинамической обстановке и накоплению монотонных тонкозернистых осадков — туффицитов и туфо-алевролитов, ко-

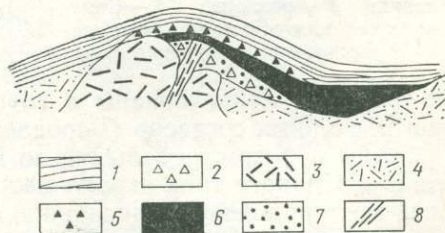


Рис. 71. Межкупольная депрессия на месторождении Саканаи в Японии (по Т. Сато):

1 — глинистые сланцы и туффициты; 2 — брекчии риолитов; 3 — риолитовый купол; 4 — туфы риолитов; 5 — рудокласты; 6—8 — сульфидные руды: 6 — сплошные, 7 — вкрапленные, 8 — жильные

торые вверх по разрезу сменяются углисто-глинистыми отложениями, к бортам — грубозернистыми осадками (туфпесчаниками). В таких депрессиях обычно формировались серноколчеданные, медноколчеданные или колчеданно-полиметаллические залежи гидротермально-осадочного генезиса. Вдоль подводящих путей разломов или зон трещиноватости возникали прожилково-вкрапленные руды того же состава гидротермального происхождения. Иногда сингенетичная минерализация была представлена лишь пиритом; более поздние гидротермально-метасоматические руды, связанные с заключительной фазой вулканизма, образовывали также согласные залежи.

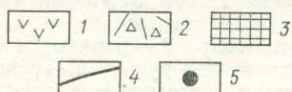
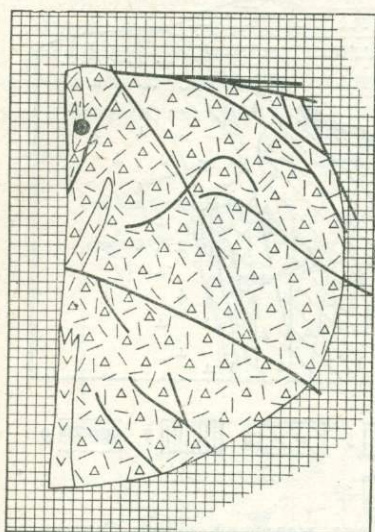


Рис. 72. Секторный вулканотектонический блок (А) в Садовушинской кольцевой структуре (по Е. И. Филатову и др.):

1 — субвулканические породы основного состава; 2 — вулканыты жерловой-прижерловой зоны фаций; 3 — комплекс пород основания; 4 — разломы; 5 — Семёновское колчеданно-полиметаллическое месторождение

ную форму и локализованы в горизонтах вулканомиктовых пород и залегают с ними согласно (Бородаевская и др., 1979).

Таким образом, небольшие по масштабу палеовулканические депрессии различного типа играют важную роль в локализации рудных залежей месторождений колчеданной группы, прежде всего гидротермально-осадочных руд. Выявляются они и на вулканогенных гидротермальных месторождениях.

Секторные вулканотектонические блоки. Такие блоки представляют собой части вулканокупольных структур, но особенно кальдер и кальдерообразных депрессий. Они — результат мозаично-блокового строения этих более крупных структур и неодинакового развития составляющих их блоков. Последние чаще всего бывают ограничены кольцевыми (полукольцевыми) и радиальными разломами и поэтому носят название секторных. В депрессиях на такие блоки расчленяется при-

К межвулканическим депрессиям могут быть отнесены локальные депрессии, расположенные между небольшими вулканическими биклиналями, например, на месторождении Юбилейном на Южном Урале. К ним также приурочены согласные пластовые залежи медноколчеданных преимущественно гидротермально-осадочных руд. Как свидетельствует палеорекострукция обстановок рудоотложений, оно происходило неоднократно, причем во всех случаях использовались главным образом депрессии в палеорельефе кровли соответствующих вулканических толщ. Об этом может также свидетельствовать структура Касаргинского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. Здесь все рудные залежи гидротермально-осадочного генезиса приурочены к синвулканической палеодепрессии, удаленной от центров живетского продуктивного вулканизма кислого состава. Они имеют пласто- и блюдцеобраз-

кальдерная зона, как это имело место в Блявинской депрессии на Южном Урале, в Садовушинской кольцевой структуре на Рудном Алтае. Так, например, в Блявинской депрессии длительное время довольно автономное развитие происходило в секторном блоке прикальдерной зоны, в котором сформировались Блявинское и Комсомольское медно-колчеданные месторождения, приуроченные к участкам пересечения полукольцевых и линейных структур этой зоны с радиальными разломами. Для этого секторного блока характерно длительное развитие, приуроченность к нему гнездовой группы вулканов и экструзий кислого состава, насыщенность субвулканическими телами того же состава, развитие значительного ореола гидротермальных метасоматитов. Семёновское полиметаллическое месторождение на Рудном Алтае приурочено к секторному вулкано-тектоническому блоку, осложняющему Садовушинскую кольцевую структуру (рис. 72). Позиция Золотушинского и Новозолотушинского месторождений в том же регионе определяется секторным блоком Кировского вулкано-купольного поднятия.

Секторные вулкано-тектонические блоки, осложняющие вулкано-купольные, кальдерные и другие структуры кольцевого строения, по нашему мнению, играют исключительно важную роль в размещении и формировании не только колчеданных, но и гидротермальных вулканогенных месторождений. В таких блоках они могут достигать значительных масштабов.

СТРУКТУРЫ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН

В строении и истории развития вулканических областей большую роль играют породы субвулканической и гиповулканической фаций, с которыми связаны вулканогенные месторождения медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, оловянных, ртутных и других руд (рис. 73), а также пьезооптического и некоторых других видов сырья.

Морфология, залегание и внутреннее строение субвулканических и гиповулканических тел определяют структурно-морфологические особенности месторождений и рудных залежей. Этому способствует одинаковая глубина формирования и приуроченность к одним и тем же вулкано-тектоническим структурам этих магматических тел и оруденения, а также их минералого-геохимические связи и общность термодинамических условий образования. В связи с тем что в локализации оруденения преимущественную роль играют особенности строения описываемых тел в эндоконтактной зоне (протосубвулканические структуры), морфология самого контакта этих тел, часто осложненного тектоническими подвижками (контактные зоны срыва), и строение вмещающих эти тела пород в экзоконтактной зоне; следует выделять приконтактные структуры субвулканических и гиповулканических тел.

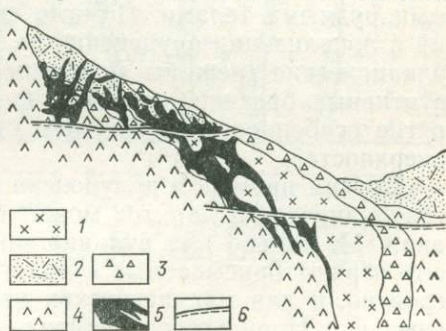


Рис. 73. Строение столбообразного штокверка, приуроченного к субвулканическому телу (по Н. П. Лаверову и др.).

Геологический разрез: 1 — граносиенит-порфиры; 2 — кварцевые порфиры; 3 — кластолавы и лавобрекчи липаритов; 4 — андезиты и их туфы; 5 — рудные тела; 6 — разрывные нарушения

В качестве примера можно указать некоторые гидротермальные месторождения оптического сырья в виде исландского шпата в Сибири (Джекиндинское, Мархайнское и др.), которые приурочены к субвулканическим трапповым телам дайкообразной штокообразной форм, сложенным долеритами, габбро-долеритами и другими породами. Эти магматические тела, образующие линейные зоны вдоль разломов, имеют зональное строение, обусловленное чередованием указанных пород. Гнезда исландского шпата, залегающие в интенсивно измененных (цеолитизированных, хлоритизированных) долеритах, тяготеют к куполовидным участкам субвулканических тел, осложненных зонами дробления и трещиноватости.

Многие медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Южного Урала, Малого Кавказа, Балкан, Рудного Алтая и других провинций связаны с субвулканическими телами. Так, например, на Блявинском рудном поле на Южном Урале выделяются две основные группы медноколчеданных месторождений, которые тяготеют к субвулканическим телам кислого состава нижнедевонского возраста. К первой группе относятся месторождения Блявинское и Комсомольское, рудные тела которых залегают в тектонически осложненных контактах субвулканических тел и силурийских эффузивных диабазов (с прослоями туффитов и кремнистых сланцев), игравших роль структурно-литологических экранов. В этих контактах и в эндоконтактной зоне субвулканических тел залегают линзообразные залежи медноколчеданных руд. Вторая группа представлена мелкими месторождениями (Яман-Касинское, Разумовское и др.), рудные тела которых приурочены к зонам дробления и трещиноватости, развитым в пределах субвулканических тел. Оруденение представлено штокверковыми жильными рудными телами. Помимо синвулканических разрывных нарушений в локализации оруденения на Блявинском поле играли роль прототектонические трещины (особенно во второй группе месторождений), эруптивные брекчии, развитые в контактах субвулканических тел, и другие особенности внутреннего строения и морфологии контактовых поверхностей.

Другим примером приуроченности медноколчеданных руд к штокам субвулканических дацитов может служить месторождение Бор в Югославии. Не только для вулканогенных гидротермальных руд важную роль играют описываемые структуры субвулканических зон, но также, вероятно, и для магматических месторождений, например, медно-никелевых руд Норильского района, приуроченных к субвулканическим телам (силлам и др.), сложенным породами трапповой формации Сибирской платформы (габбро-диабазы, пикритами, долеритами). Эти тела, имеющие псевдостратифицированное строение, характеризуются развитием протектонической жидкой фазы, обусловившей скопление вкрапленных руд донных залежей, и твердой фазы, сопровождавшейся возникновением трещин, к которым приурочены богатые руды жильной формы.

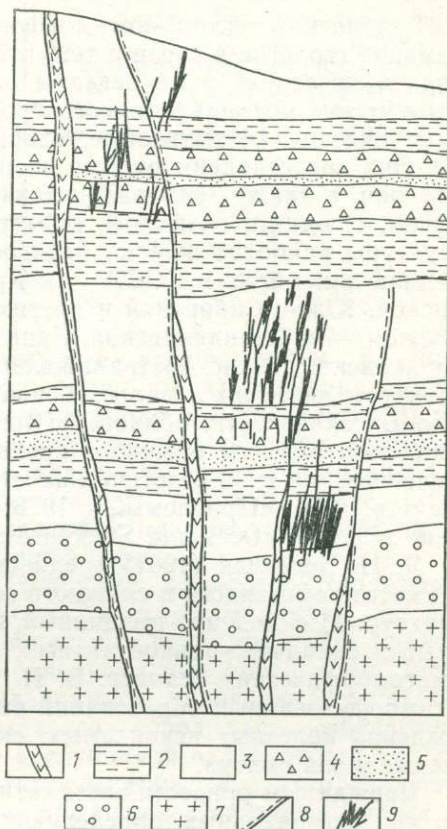
СИНВУЛКАНИЧЕСКИЕ РАЗЛОМЫ И ТРЕЩИНЫ

Синвулканические разрывные нарушения, играющие большую роль при формировании вулканотектонических структур различных типов, имеют важное значение в локализации оруденения, о чем уже упоминалось. Синвулканические разломы, чаще всего сбросы, прослеживаются

обычно вдоль границ вулкано-тектонических блоков разной мобильности, имеющих разную мощность осадочно-вулканогенных отложений. К этим нарушениям приурочены жерловины, субвулканические и гиповулканические тела, особенно линейного типа. Чаще всего разрывные нарушения в виде разломов и зон трещиноватости являются рудоподводящими каналами для рудоносных гидротермальных растворов и поэтому фиксируют корневые части гидротермально-осадочных колчеданных месторождений в виде зон метасоматитов и прожилково-вкрапленных руд лежащего бока. Они имеют также и самостоятельное значение, например, на некоторых медноколчеданных месторождениях (Кафан на Кавказе). На месторождениях редких и благородных металлов, представленных жильным или штокверковым типом,

Рис. 74. Жильные рудные тела в скрытых синвулканических разломах и зонах трещиноватости (по Н. П. Лаверову и др.):

1 — дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров; 2 — фельзиты покровов, флюидалные кварцевые порфиры и игнимбриты; 3 — туфы липаритов, кварцевых порфиров и кластолавы кварцевых порфиров; 4 — лавобрекчии фельзитов и кварцевых порфиров; 5 — туфогенные песчаники и агломераты; 6 — лавоагломераты с дацитовым лавовым цементом, конгломераты; 7 — граниты основания; 8 — синвулканические разломы и зоны трещиноватости; 9 — рудные жилы



синвулканические трещины и зоны трещиноватости играют ведущую роль. При этом следует иметь в виду, что разрывные нарушения часто бывают скрытыми, затухающими в верхнем структурном этаже и поэтому не выходящими на поверхность. На выклинках разломов по восставанию в трещиноватых породах залегают рудные жилы (рис. 74). Помимо линейных нарушений большое развитие имеют кольцевые, полукольцевые и дуговые синвулканические разломы и трещины; в сочетании с линейными разломами они часто определяют границы секторной и другой конфигурации вулкано-тектонических блоков.

В заключение следует отметить, что локальные вулканогенные структуры широко распространены на колчеданных и вулканогенных гидротермальных месторождениях; они определяют их позицию, а также форму и залегание рудных тел. Эти структуры весьма разнообразны. В отличие от вулканогенных структур рудных полей, среди которых ведущее значение имеют вулканодепрессионные структуры, здесь

многие типы структур играют важную роль в локализации оруденения. Однако крупные месторождения формируются в длительно развивавшихся локальных структурах.

ТЕКТОНО-МЕТАМОРФОГЕННАЯ СЕРИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рудоносные тектоно-метаморфогенные структуры давно привлекают внимание геологов в связи с тем, что с метаморфическими комплексами пород и их структурами связаны разнообразные месторождения главным образом метаморфогенного происхождения, отчасти эндогенного — магматические, пегматитовые, альбитовые, скарновые и гидротермальные. Они представлены рудами черных, цветных, благородных и редких металлов, а также неметаллическими ископаемыми — керамическим сырьем, слюдами, графитом, строительными материалами и др. Такие структуры наиболее широко распространены в металлогенических провинциях докембрия в СССР — в Криворожской, Карело-Кольской, Алданской, Южно-Сибирской и других металлогенических провинциях, за рубежом — в Скандинавской, Канадской, Южно-Американской, Южно-Африканской, Южно-Австралийской и др. Кроме того, метаморфогенные структуры известны в палеозойских (Урал, Казахстан, Алтай) и более молодых складчатых областях (Кавказ), в которых метаморфические комплексы развиты обычно в срединных массивах, в зонах смятия (Белевцев, 1961; «Геологические структуры...», 1978; Казанский, 1972; Крейтер, 1956; «Проблемы...», 1978; Смирнов, 1976; «Эндогенное оруденение...», 1978; «Ores and Structures», 1977 и др.).

Я. Н. Белевцев (1961) среди структур железорудных месторождений метаморфогенного и сложного генезиса описывает три главных типа структур: 1) складчато-трещинный, 2) складчато-разрывный и 3) складчатый и складчато-приконтактный, развивающийся на границе гнейсов и метаморфических сланцев. В. И. Смирнов (1976) для регионально метаморфизованных образований выделяет три группы структур месторождений полезных ископаемых: складчато-трещинные, складчато-разрывные и зон смятия.

Прежде чем привести систематику тектоно-метаморфогенных структур как региональных, определяющих размещение и строение рудных полей, так и локальных, к которым приурочены месторождения и рудные залежи (табл. 4), следует подчеркнуть особенности тектоники метаморфических комплексов. Они характеризуются: 1) развитием разнообразных форм и типов складок, особенно течения, 2) резкой дисгармонией складчатости, 3) сочетанием складок нескольких порядков, 4) распространением сжатых изоклинальных складок как лежачих, так и крутошарнирных, 5) формированием складок волочения и гофрировки пород, связанных с более крупными складками и разломами, 6) многоэтапностью деформаций — наложением складчатости разного плана (в том числе поперечной) и разных этапов складкообразования, иногда с полным затушеванием ранних и образованием новых антиформных и синформных складок; полиметаморфические комплексы обычно являются и полифазно-складчатыми, 7) интенсивной тектоно-метаморфической переработкой пород с образованием новых плоскостных структур — кливажа, сланцеватости по слоистости и вдоль осевой плоскости складок, вторичной полосчатости, а также линейных ориентировок, что приводит к образованию зон повышенного рассланцевания и трещино-

Тектоно-метаморфогенная серия структур рудных полей и месторождений

Структуры рудных полей		Структуры месторождений	
Группы	Примеры	Типы	Примеры
I. Гранитогнейсовые купола и блоки	Куранах (Алдан)	1. Складки течения 2. Структуры будинаж 3. Зоны дислокационного метаморфизма	Хоумстейк (США) Казаргинское (Забайкалье) Иеллоунайф (Канада)
II. Зеленосланцевые зоны	Колар (Индия)		
III. Зоны смятия	Даванская (Вост. Сибирь)		

ватости, складчато-трещинных структур, 8) тектоническим разлинзованием, сопровождающимся формированием структур будинаж и трещин расплющивания, 9) проявлением глубинного диапиризма, 10) развитием зон дислокационного метаморфизма, 11) обилием разрывных нарушений, часто параллельных складчатости (взбросы, надвиги), с образованием складчато-разрывных структур, флексур, полос излома («kink — bands»), 12) резким преобладанием пластических деформаций, сопровождающихся перекристаллизацией пород.

Эти локальные структуры и структурные элементы, характерные для дислоцированных метаморфических толщ, формируются на фоне развития таких специфических региональных структур, как гранито-гнейсовые купола, зеленосланцевые синклинальные зоны и зоны смятия. В. В. Белоусов (1971) сложную складчатость, типичную для метаморфических и гранитизированных комплексов пород, часто образующих ядра глубинных диапиров, относит к глубинной складчатости. О глубинном происхождении тектоно-метаморфогенных структур свидетельствуют многие из приведенных выше признаков. Связанные с ними метаморфогенные месторождения полезных ископаемых регионального характера также формируются на значительной глубине в обстановке высоких температур и давлений.

ГЛАВА 9. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Внутреннее строение металлогенических провинций, образованных рудоносными метаморфическими комплексами пород докембрия, является сложным, обычно складчато-блоковым. Приподнятые блоки, часто имеющие куполовидную форму, сложены гранито-гнейсами и другими ультраметаморфическими породами. Они окаймляются сложнопостроенными синклинальными зонами (зеленокаменными поясами), которые образованы метаморфическими сланцами. Границей между гранито-

гнейсовыми куполами (блоками) и синклинальными зонами часто служат зоны смятия, являющиеся глубинными разломами. К перечисленным региональным структурам, сложными метаморфическими комплексами, приурочены рудные районы и поля, строение которых определяется особенностями указанных структур. В связи с этим могут быть выделены три основные группы тектоно-метаморфогенных структур рудных полей: 1) гранитогнейсовые купола и блоки, 2) зеленосланцевые синклинальные зоны и 3) зоны смятия.

Структуры гранитогнейсовых куполов. Такие структуры развиты в докембрийских метаморфических комплексах на щитах и реже встречаются в фанерозойских образованиях, например, в герцинидах Урала и Пиринеев. Они имеют в поперечнике первые километры — десятки километров. В ядрах гранитогнейсовых куполов и блоков среди различных метаморфических пород выходят мигматиты и гранитогнейсы, а еще глубже — гранитоиды магматического облика. В слагающих купола или блоки гранитизированных породах — мигматитах и гранитогнейсах кристаллы ориентированы параллельно поверхности купола. В этих породах, слагающих его центральную часть, обычно обнаруживаются только реликты складчатой структуры. В метаморфических куполах и блоках внутренняя структура является более сложной, что выражается в расплющивании пород с образованием структуры будинаж и формировании крутых изоклинальных складок. В архейских гранит-зеленокаменных областях относительно стабильных гранитогнейсовые купола и блоки, представляя выступы гранитного фундамента, являются иногда глыбовыми структурами, которые образовались благодаря действию вертикальных усилий при процессах протоактивизации.

Выступы древнейшего — раннеархейского кристаллического фундамента в виде гранитогнейсовых куполов и блоков, обрамленных позднеархейскими или протерозойскими зеленокаменными синклинальными зонами, известны в ряде областей развития метаморфогенных месторождений. К таким металлогеническим провинциям относятся: в Канаде — полиметальная Супериор, в Африке — полиметальная Трансваальская и золото-железорудная, в Австралии — золото-железорудная Западно-Австралийская и полиметальная Южно-Австралийская, в СССР — флогопитоносная Беломорская, железорудная и флогопитоносная Алданская и другие провинции.

К гранитогнейсовым куполам и блокам приурочены поля ортомагматических месторождений слюд. С заключительной стадией их развития связано заложение зон вторичного рассланцевания (регрессивного метаморфизма), которые являются рудоподводящими и рудовмещающими структурами. Эти локальные структуры контролируют размещение месторождений, которые приурочены к участкам пересечения зон или к самим зонам в пределах продуктивных горизонтов.

Главными рудоконтролирующими структурами, например, Мамской кристаллической полосы являются гранитогнейсовые купола. Слагающие их породы мамской серии испытали существенные деформации и перекристаллизацию в условиях наложенного зонального метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии; с ним связано образование месторождений мусковитовых пегматитов. Отмечается приуроченность слюдяных и керамических пегматитов Беломорья к Приморскому гранитогнейсовому валу; на поздних стадиях его формирования образовались системы трещин, в которых залегают пегматитовые жилы. К гранитогнейсовым куполам, развитым в Восточно-Уральском анти-

клинории, приурочены проявления мусковитовых пегматитов, антофилита, талька, графита и других полезных ископаемых.

Рудные поля с флогопитовыми месторождениями на Южном Алдане приурочены к Нижне-Тимптонскому гранитогнейсовому куполу архейского возраста. Наиболее крупные месторождения залегают в горизонте пироксеновых сланцев (содержащем также доломиты) среди гранитогнейсов федоровской свиты. Кристаллические сланцы мигматизированы, особенно интенсивно в сводовой части купола. Месторождения развиты на участках умеренной мигматизации и поэтому рудные поля расположены на крыльях купола, где они приурочены к линейным синклиналим зонам, окаймляющим ядро Нижне-Тимптонского купола. На площади одной из таких зон находится Куранахское флогопитоносное поле (рис. 75).

Синклинали часто опрокинуты в сторону купола и имеют узкий клиновидный профиль. Крылья их осложнены складками волочения, разрывными нарушениями и трещиноватостью. Такие складки являются наиболее перспективными структурами. Оптимальная форма складок волочения является веерообразной, с опрокинутым залеганием. Наиболее крупные слюдоносные залежи контролируются складками с амплитудой 120—150 м и шириной 25—30 м. К месторождениям подобного типа относятся также Южное и Леглиерское на Канкунском слюдоносном поле и другие флогопитовые месторождения Алдана.

Структуры зеленосланцевых синклиналичных зон. В докембрийских комплексах они окаймляют гранитогнейсовые блоки и купола; иногда между последними бывают расположены межкупольные синклинали. В метаморфических комплексах синклиналичные зоны образуются на месте вулканогенных трогов, приуроченных к глубинным разломам. Вулканогенно-осадочные отложения, слагающие эти зоны, подвержены метаморфизму амфиболитовой и зеленосланцевой фации, они интенсивно дислоцированы. Зеленокаменные синклиналичные зоны имеют сложное строение; для них характерно наличие тех признаков метаморфогенных структур, которые были уже приведены. В этих зонах развиты складки течения и структуры будинаж. Складчатость осложнена разрывами — продольными надвигами и диагональными сдвигами, зонами рассланцевания и трещиноватости. Эти складчато-разрывные и складчато-трещинные структуры описаны для Криворожья Я. Н. Белевцевым

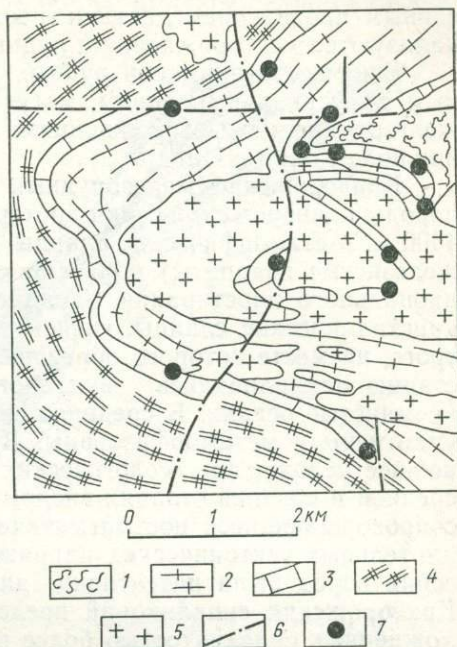


Рис. 75. Куранахское флогопитоносное поле в Южной Якутии, приуроченное к гранитогнейсовому куполу (по Б. П. Фоменкову):

- 1 — верхний гнейсовый горизонт; 2 — продуктивные горизонты (мраморы, кальцитиферы); 3 — средний гнейсовый горизонт; 4 — нижний гнейсовый горизонт; 5 — граниты; 6 — разрывные нарушения; 7 — флогопитовые месторождения

(1961) и др. Зеленосланцевые синклинали являются довольно распространенными и важными региональными метаморфогенными структурами. К ним приурочены рудоносные зоны, рудные районы и поля метаморфогенных месторождений руд черных, цветных, благородных редких металлов. Структура этих рудоносных площадей определяется внутренним строением сложных синклиналий зон с интенсивным проявлением дизъюнктивов; в этих структурных элементах локализируются месторождения и рудные залежи.

В качестве примеров рудных полей, приуроченных к зеленокаменным синклиналиям зонам, могут быть рассмотрены рудные поля с железорудными месторождениями в Криворожье, а также золоторудное поле Колар в Индии.

Криворожский железорудный бассейн слагают зеленокаменные породы криворожской серии протерозойского возраста мощностью около 4000 м. Метаморфические сланцы (амфиболовые, хлорит-серпичитовые и железистые кварциты) образуют сложную синклиналию зоны меридионального простирания, западнее и восточнее которого обнажаются кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты архея. В вулканогенном тропе, на месте которого образовалась синклиналийная зона, в раннюю стадию накапливались вулканогенные, терригенные и железисто-кремнистые осадки. В среднюю стадию породы были смяты в складки, уплотнены и метаморфизованы. В позднюю стадию происходило дальнейшее усложнение геологических структур и метаморфизм пород. На средней и поздней стадиях внедрялись различные изверженные породы, сопровождающиеся постмагматическими процессами. В результате длительных тектонических напряжений и метаморфизма криворожская серия пород была интенсивно дислоцирована. В центральной части Криворожский синклиналий представлен серией крупных складок, осложненных складчатостью более высокого порядка и многочисленными разрывами (рис. 76). Здесь размещено несколько рудных полей, месторождения которых характеризуются складчато-трещинными и складчато-разрывными структурами. Бедные рудные тела представляют собой серии согласных пластов железистых кварцитов, вытянутых на десятки километров при мощности в десятки метров. Богатые рудные тела залегают среди железистых кварцитов и приурочены к тектоническим осложнениям последних — к флексурам и шарнирам складок течения, к складкам скалывания, зонам рассланцевания и трещиноватости, структурам будинаж и разрывным нарушениям (сбросам и др.). Форма этих рудных тел пластовая, линзообразная, лентовидная и столбовобразная. Богатые руды образовались вследствие дополнительного привноса железа и выноса нерудных компонентов — кремния и др.

Золотые месторождения жильного типа на рудном поле Колар в Индии расположены в древнейших метаморфических толщах. Здесь сланцевая толща верхнего архея образует узкую сильно сжатую синклиналию зоны меридионального простирания 50 км длиной и шириной 4,5—6,5 км. Она сложена амфиболитами и железистыми кварцитами, залегающими на гнейсах. Синклиналийная зона осложнена поперечными складками, оси которых прослеживаются в ССЗ и ССВ направлениях. Крылья складок и осевые плоскости падают на запад под крутыми углами. Эти крупные складки, образовавшиеся в более поздний этап, чем зеленокаменная синклиналий Колар, в свою очередь осложнены мелкими складками. Сложноскладчатая сланцевая зона разбита много-

численными сбросами северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания.

Золоторудное поле Колар расположено в средней части синклинали и прослеживается по ее простиранью на 20 км. Оно представлено серией золотоносных кварцевых жил, прослеживающейся вдоль оси Главной поперечной складки, по обе стороны разлома Север-

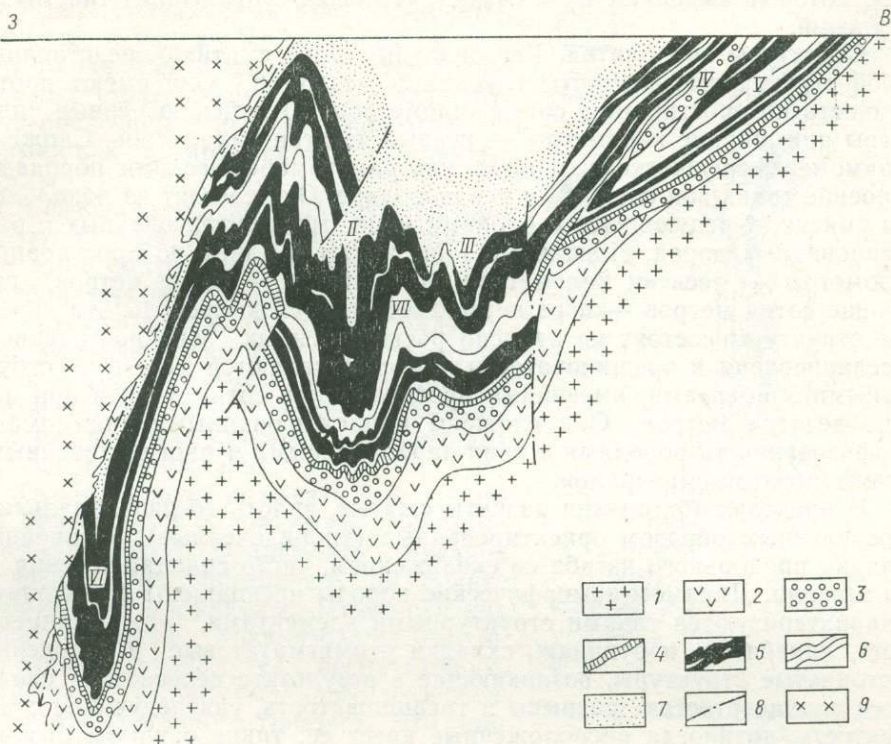


Рис. 76. Геологический разрез зеленосланцевой синклинали зоны Криворожского железорудного бассейна (по Я. Н. Белевцеву):

I — саксаганские плагиограниты; *2* — амфиболиты; *3* — нижняя свита криворожской серии; *4* — тальк-карбонатный горизонт; *5* — железорудные горизонты средней свиты; *6* — сланцевые горизонты средней свиты; *7* — верхняя свита; *8* — тектонические перемещения; *9* — кировоградские микроклин-плагиоклазовые граниты.

I — Тарапако-Лихмановская антиклиналь; *II* — Западно-Ингулецкая мульда; *III* — Восточно-Ингулецкая мульда; *IV* — Саксаганская антиклиналь; *V* — Саксаганская синклиналь; *VI* — Лихмановская синклиналь; *VII* — Советская антиклиналь

ный Майсур. Локализация рудных жил подчинена контактам сланцеватых амфиболитов с их массивными разностями. Особенно благоприятными для этого структурами оказались участки поперечной складчатости, наложенной на региональную складчатость вблизи разломов и, вероятно, генетически связанной с движениями по ним. Одно из месторождений — рудная зона Чемпион — представляет собой жильную систему, протягивающуюся по простиранью на 8 км и по падению более чем на 3200 м. Золотоносные кварцевые жилы, имеющие среднюю мощность 1,2 м, выполняют кулисно расположенные трещины, которые

на поверхности падают на запад под углами 45—55°, а на глубине 2000 м они вертикальные. Рудные столбы, приуроченные к мелким поперечным складкам с крутыми шарнирами, имеют северное склонение. Роль крутошарнирных складок для локализации оруденения в метаморфических комплексах пород на примере Колар, а также ряда месторождений Казахстана подчеркнута А. К. Каюповым и Ю. И. Казаниным, которые выделяют их в самостоятельный структурный тип месторождений.

Структуры зон смятия. Региональные зоны смятия представляют собой структурные элементы глубинных разломов. Они имеют протяженность по простиранию сотни километров, по падению первые километры при ширине километры — первые десятки километров. Сложены динамометаморфическими, иногда ультраметаморфическими породами. Строение таких зон сложное и неоднородное. Они состоят из локальных зон смятия, чередующихся с блоками менее метаморфизованных и рассланцованных пород. Локальные зоны имеют в длину по простиранию километры — десятки километров, по падению — сотни метров, при ширине сотни метров — первые километры. В свою очередь, эти линейные структуры состоят из кулисно расположенных зон повышенного рассланцевания и трещиноватости, которые являются мелкими структурными элементами, имеющими протяженность сотни метров при ширине десятки метров. Они сложены кливажированными динамометаморфизованными породами с план-параллельными и иногда линейными ориентировками минералов.

В пределах зон смятия развиты сжатые, вплоть до изоклинальных, определенным образом ориентированные (упорядоченные), линейные складки продольного изгиба со скольжением, часто складки течения и скалывания. Динамометаморфические породы превращены в тектониты и характеризуются такими структурными элементами, как сланцеватость, линейность и будинаж, складки птимигатитовые и волочения, фестончатые структуры, возникающие в результате пересечения слоистости сланцеватостью, разрывы и трещиноватость, унаследующие сланцеватость, но иногда расположенные крест ее; такие разрывы бывают выполнены альпийскими жилами. Сланцеватость и линейность имеют выдержанную ориентировку, причем сланцеватость совпадает с плоскостью симметрии складок скалывания, но является наложенной, как и динамометаморфизм пород на складчатость продольного изгиба. Линейность, выраженная преимущественно ориентировкой минералов и бороздами скольжения на плоскостях сланцеватости, играет роль осевого элемента симметрии тектонитов.

Зоны смятия являются структурами, характерными для древних щитов, но известны также в каледонских, герцинских и даже более молодых складчатых областях; например, герцинские — Иртышская и Северо-Восточная зоны смятия на Алтае, Успенская в Центральном Казахстане и др. К зонам смятия, являющимся подвижными и пронизаемыми структурами, приурочены пегматитовые, грейзеновые, альбититовые, гидротермальные и метаморфогенные месторождения руд черных, цветных, благородных и редких металлов, а также неметаллического сырья — керамического, слюд, пьезооптического и др.

Зоны смятия, унаследовавшие глубинные разломы, — длительно развивающиеся структуры, поэтому их отношение к оруденению может быть различным. В тех случаях, когда месторождения (пегматитовые, грейзеновые, гидротермальные) образовывались в позднегеосинклиналь-

ную и орогенную стадии или в этап активизации древних платформ, зоны смятия представляют собой дорудные структуры. Если месторождения полигенные и полихронные, что часто характерно для метаморфогенных месторождений, то эти зоны имеют существенное значение для локализации оруденения поздних этапов. Однако, если месторождения, например, колчеданные или осадочные, возникли в раннегеосинклинальную стадию, то эти зоны смятия являются последующими структурами. Рудные тела, будучи вовлечены в них, подвергаются деформациям и приобретают вторичные формы.

Региональные зоны смятия контролируют рудные пояса и районы. Локальные зоны смятия определяют главным образом строение рудных полей и позицию месторождений на их площади; и, наконец, зоны повышенного расланцевания и другие структурные элементы зон смятия влияют на морфологию и залегание рудных залежей в пределах участка месторождения.

Особо следует отметить зоны смятия, связанные с глубинными разломами кристаллического фундамента древних платформ. Они определяют не только позицию рудных районов и полей; в них непосредственно локализованы месторождения и рудные тела пегматитового, скарнового, гидротермального и особенно метаморфогенного генезиса. Эти длительно развивавшиеся структуры наиболее благоприятны для оруденения при явлениях протоактивизации щитов или проникновения разломов в фанерозойские толщи при их активизации. С этими процессами обычно связано формирование зон дислокационного метаморфизма — регрессивного и реже прогрессивного («Эндогенное оруденение...», 1978).

Примером приуроченности рудных полей редкометалльных метасоматитов гидротермально-метаморфогенного генезиса к описываемым зонам может служить Даванская зона смятия в Северо-Западном Прибайкалье. Она приурочена к системе глубинных разломов краевого шва юга Сибирской платформы и прослеживается в виде полосы шириной от 5 до 50 км в субмеридиональном направлении (рис. 77). В ее строении принимают участие метаморфизованные осадочно-вулканогенные и интрузивные образования среднего протерозоя. В пределах зоны смятия выделяются три подзоны, отличающиеся различными фациями

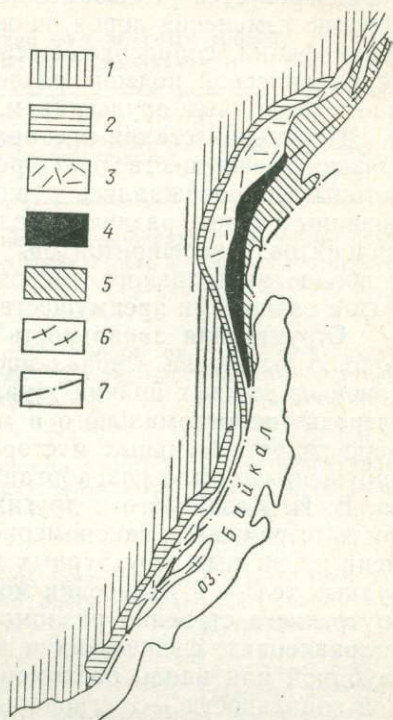


Рис. 77. Схема Даванской зоны смятия в Прибайкалье (по М. П. Лобанову):

- 1 — терригенные отложения нижнего палеозоя; 2 — терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя; 3 — Прибайкальский вулканоплутонический пояс среднего протерозоя; 4 — метаморфические (вплоть до палингенных гранитов) и метасоматические образования (в том числе редкометалльные метасоматиты) Даванской зоны смятия; 5 — осадочно-метаморфические образования нижнего протерозоя (?); 6 — метаморфические образования архея Байкальской глыбы; 7 — главные разломы

метаморфизма и тесно ассоциирующего с ними оруденения: 1) в осевой, наиболее подвижной части зоны, отвечающей амфиболитовой фации метаморфизма, развиты биотит-амфиболитовые blastsмилониты, blastопорфиоровые и очковые ортогнейсы, палингенные граниты; эта подзона характеризуется редкоземельной минерализацией; 2) в промежуточной подзоне изменения пород, происходившие в условиях эпидот-амфиболитовой фации, сопровождаются редкометальным оруденением и 3) в периферической подзоне развита зеленосланцевая фация метаморфизма с сульфидным оруденением.

Начальная стадия преобразования пород в Даванской зоне смятия связана преимущественно с процессами дислокационного метаморфизма, которые сопровождались образованием катаклазированных и расщепленных пород, различных сланцев и тектонитов, сланцеватых blastsмилонитов и порфиритоидов. Рудные поля приурочены к участкам наиболее интенсивного дислокационного метаморфизма, тесно связанным с разломами преимущественно взброснадвигового типа.

Структурная зональность рудных полей и месторождений. Она хорошо выражена в зонах дислокационного метаморфизма и является одной из важных причин зонального размещения оруденения, в первую очередь гидротермального и метаморфогенного. Эта проблема на примере гидротермальных месторождений, приуроченных к разрывным нарушениям, была разработана в трудах В. М. Крейтера, А. В. Королева, В. И. Казанского и других исследователей. Структурная зональность выражена в закономерном размещении в пространстве и во времени различных структурных элементов (разломов, трещин, складок) и рудных тел — в изменении морфологии последних с глубиной, а также внутреннего строения разломов и кольцевых структур в различных направлениях, физических и механических свойств горных пород с глубиной или вдоль разломов. Выделяется несколько типов структурной зональности — региональная и локальная, которые проявляются по вертикали, латерали и концентрически («Геологические структуры...», 1978).

В. М. Крейтер (1956), впервые установивший вертикальную структурную зональность, показал, что на месторождениях с глубиной количество пустот, трещин и тектонических глинок сокращается. Тектонические глинки, выполняющие трещины скола, постепенно уменьшаются в мощности и с увеличением глубины исчезают. Эти трещины сменяются кливажем скола, а затем кливажем течения, который сопровождается перекристаллизацией пород с уменьшением их объема под воздействием всеобщего (гидростатического) сжатия.

Эта закономерность, конечно, осложняется другими геологическими процессами, в первую очередь внедрением магматических масс, вызывающими тепловые поля, и последующими контракционно-усадочными явлениями. Региональная вертикальная структурная зональность выражается в изменении с глубиной типа складчатости, внутреннего строения разломов, особенностей трещиноватости горных пород и их физико-механических свойств. Это обусловлено увеличением в этом направлении температуры и давления, возраста горных пород, степени деформации и метаморфизма.

В. И. Казанский, развивая идею В. М. Крейтера о вертикальной зональности дизъюнктивов, выделил пять уровней дислокационного метаморфизма, показал фациальное соответствие тектонитов и близких к ним по возрасту рудоносных метасоматитов, установил смену струк-

турных условий локализации месторождений от высокотемпературных на нижних уровнях дислокационного метаморфизма до низкотемпературных, характерных для верхних уровней (табл. 5, рис. 78). В зонах

Таблица 5

Распределение эндогенных месторождений по глубинным уровням дислокационного метаморфизма (по В. И. Казанскому)

Глубинные уровни	Характер деформации горных пород	Минеральный состав тектонитов	Рудоконтролирующие разрывные нарушения	Характерные типы эндогенных месторождений
I	дробление и растрескивание	отвечает составу вмещающих пород	зоны брекчирования и трещиноватости	низкотемпературные гидротермальные месторождения свинца; цинка, флюорита, сурьмы и др.
II	дробление, перетирание на плоскостях скольжения	обломки вмещающих пород, гидрослюда, глинистые минералы, карбонаты, кварц	дизъюнктивные нарушения с глиной трения	низко- и среднетемпературные гидротермальные месторождения висмута, кобальта, свинца, цинка.
III	катаклаз, милонитизация, частичная перекристаллизация	эпидот, хлорит, актинолит, альбит, серицит, карбонаты, кварц	зоны милонитов, катаклазитов, диафоритов	среднетемпературные редкометалльные натровые метасоматиты и гидротермальные месторождения
VI	рассланцевание, пластическое течение в твердом состоянии, перекристаллизация	биотит, роговая обманка, микроклин, олигоклаз, кварц	зоны бластомилонитов и бластокатаклазитов	высокотемпературные калиевые и калинатровые метасоматиты с оруденением, некоторые редкометалльные пегматиты
V	рассланцевание, перекристаллизация, частичное плавление, будинаж	биотит, роговая обманка, пироксены, микроклин, олигоклаз-андезин, кварц	зоны инъекционных мигматитов и будинажа, сопряженные со складками	магнезиально-скарновые месторождения магнетита и флогопита, мусковитовые и керамические пегматиты

разломов кристаллического фундамента в первую очередь локализируются рудоносные щелочные метасоматиты (калиевые, калинатровые, натровые). Они формируются в процессе протоактивизации докембрийских структур, приурочены к региональным разломам, сопровождающимся зонами дислокационного метаморфизма, не обнаруживают видимой связи с магматизмом и отличаются большой протяженностью по простиранию и на глубину («Эндогенное оруденение...», 1978).

Другие исследователи считают, что формирование рудолокализирующих структур и связанных с ними гидротермальных месторождений на площади докембрийских щитов происходило на трех уровнях: 1) приповерхностном (0,5—3,0 км), на котором развиты зоны брекчий и открытых полостей; 2) гипабиссальном (3—7 км), где распространены милониты и катаклазиты зеленосланцевой фации; 3) абиссальном уровне (7—8 км), характеризующемся наличием бластомилонитов и бластокатаклазитов амфиболитовой фации.

Наиболее ярко вертикальная структурная зональность проявляется в резких различиях внутреннего строения разлома в верхнем структурном этаже и в верхних ярусах геосинклинального этажа и в породах фундамента («Геологические структуры...», 1978). Этим обусловлены весьма существенные отличия закономерностей размещения на этих уровнях эндогенных месторождений. В верхних горизонтах земной коры разломы представлены высокопроницаемыми зонами с серией тектонических швов, окаймленных мощными полосами тектонической глинки, милонитов брекчии и зон сгущения трещин. Эндогенные месторождения обычно небольшого масштаба приурочены к крупным трещинам и небольшим разломам, оперяющим глубинные или сопряженные с ними разломы. В нижнем структурном этаже разломы представлены менее проницаемыми линейными зонами бластомилонитов и

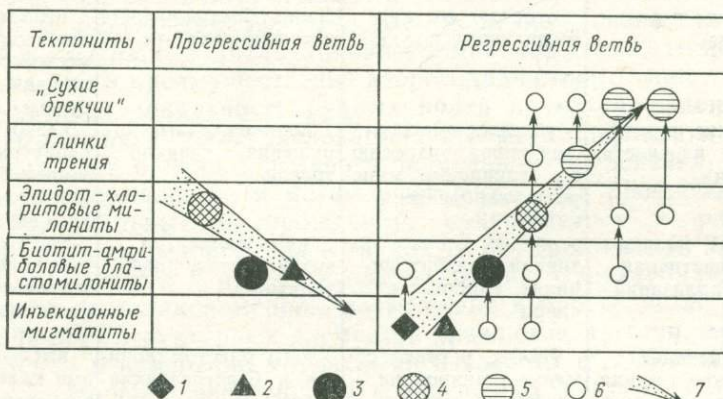


Рис. 78. Распределение эндогенных рудных месторождений по глубинным уровням дислокационного метаморфизма (по В. И. Казанскому):

1—5 — месторождения: 1 — магнезиально-скарновые, 2 — пегматитовые, 3—5 — гидротермальные: 3 — высокотемпературные, 4 — среднетемпературные, 5 — низкотемпературные; 6 — этапы развития разломов; 7 — изменение глубины рудообразования

бластокатаклазитов. Рудные месторождения здесь чаще бывают более крупного масштаба и приурочены к региональным разрывным нарушениям или непосредственно к глубинным разломам высшего порядка, узлам их пересечения и сопряжения. Месторождения концентрируются обычно в узких линейных зонах, расположенных вдоль глубинных разломов.

Локальная структурная зональность разнообразна; в первую очередь она зависит от типа геологических структур и распределения в них тектонических полей напряжения («Геологические структуры...», 1978). Поперечная зональность выражается в закономерном размещении в пространстве различно деформированных горных пород относительно главного шва разрыва, а продольная — в усложнении их внутреннего строения от флангов к центру. Концентрическая зональность кольцевых магматических комплексов и связанных с ними месторождений обусловлена закономерным развитием во времени и в пространстве различных структурных элементов (разломов, трещин) и рудных тел.

Локальная вертикальная структурная зональность в кровле гипабиссальных интрузивов и субвулканических тел проявляется в измене-

нии с глубиной внутреннего строения разломов, особенностей трещиноватости горных пород и морфологии рудных тел. Это изменение обычно происходит на относительно коротких вертикальных интервалах, что обусловлено резким перепадом температур от кровли магматических тел к поверхности.

ГЛАВА 10. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди локальных метаморфогенных структур, к которым приурочены рудные тела месторождений, могут быть выделены следующие: 1) складки течения, 2) зоны дислокационного метаморфизма и 3) структуры будинаж.

Складки течения. В них хорошо проявлена пластическая деформация, сопровождающаяся резким увеличением (до 10 раз) мощности пластичных пород (например, глинистых сланцев) в шарнирах складок за счет уменьшения их мощности на крыльях. В метаморфических комплексах такие складки возникают особенно часто. Они характеризуются тектоническим разлинзованием хрупких пород на крыльях, развитием плоскостных и линейных ориентировок минералов, свидетельствующих о пластическом течении пород и их перекристаллизации. Иногда описываемые структуры представляют собой складки волочения на крыльях более крупных складок или разломов. Все это позволяет считать складки течения метаморфогенными структурами. К ним обычно приурочены метаморфогенные, реже гидротермальные месторождения.

Следует подчеркнуть различную роль этих складчатых структур по отношению к рудообразованию. Во-первых, поскольку складки течения часто образуются позднее древних первичных руд осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения, постольку они являются по отношению к этим рудам послерудными структурами. Во-вторых, при складкообразовании происходит метаморфизм первичных руд, сопровождавшийся переотложением и регенерацией, в результате которых сформировались богатые седловидные залежи, приуроченные к шарнирам складок течения. По отношению к этому этапу рудообразования они являются внутрирудными или сорудными структурами; они определяют структурный облик некоторых метаморфогенных месторождений. В-третьих, складки течения как дорудные структуры могут быть использованы гидротермальными залежами.

Описываемые складки известны на месторождениях Криворожья и в других районах развития докембрийских железистых кварцитов, где к шарнирам складок приурочены богатые железные руды.

Примером такого рода складок с крутопогружающимися шарнирами может служить также золоторудное месторождение Хоумстейк (США). Участок сложен протерозойской метаморфической толщей, содержащей углеродистые, биотитовые и другие сланцы. Он приурочен к зоне мезозойской тектоно-магматической активизации. Сланцы смяты в изоклинальные складки, осложненные зонами рассланцевания и трещиноватости, малоамплитудными разломами и дайками амфиболитизированных основных пород. Совместно с платформенными отложениями палеозоя протерозойские сланцы прорваны палеогеновыми штоками, лакколитами и дайками монцититов, риолитов и фонолитов. В черных

сланцах содержится первичная сульфидная (пирит-халькопиритовая) минерализация с убогим содержанием золота (рис. 79). Промышленных руды, образованные в процессе регионального метаморфизма черных сланцев и, вероятно, при воздействии гидротермальных растворов, сложены кварцем, содержащим сульфиды, самородное золото, а также такими нерудными минералами, как биотит, гранат, альбит, флюорит, хлорит, серицит и др. Рудные тела имеют столбообразную, седловидную и линзовидную форму. Они приурочены преимущественно к крутосклоняющимся шарнирам антиклиналей. Длина основной рудной залежи по простиранию всего 240 м при мощности 12—18 м, по падению она прослежена горными выработками более чем на 2500 м.

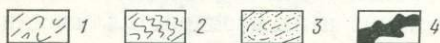
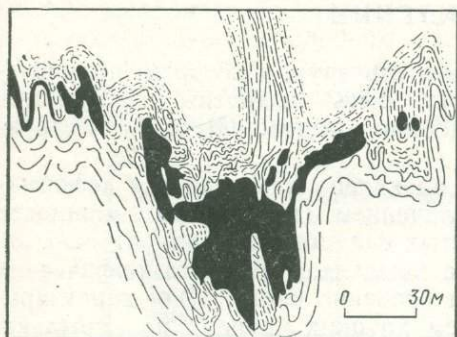


Рис. 79. Складки волочения. Разрез золоторудного месторождения Хоумстейк в США (по А. Слотеру):

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

Метаморфогенная структура месторождения Хоумстейк развивалась длительно как в дорудный, так и во внутрирудный этап, в котором выделяется несколько стадий деформаций и минералообразования. В первую стадию сформировались согласные кварцевые залежи, локализованные в замках мелких складок. Более поздние минеральные ассоциации контролировались секущими трещинами, например, пирротиновые жилы третьей стадии приурочены к трещинам скола. Таким образом, Хоумстейк может быть отнесен также к комбинированным складчато-трещинным структурам метаморфогенных месторождений.

Зоны дислокационного метаморфизма. В связи с протоактивизацией древних платформ в начале среднего протерозоя, когда кристаллический фундамент архейского и раннепротерозойского возраста был рассечен крупными разломами, происходили блоковые перемещения, сопровождавшиеся возникновением зон дислокационного метаморфизма (рис. 80). Частным случаем таких структур являются зоны рассланцевания, развитые как в древних комплексах, так и в более молодых зонах смятия. Как при прогрессивном, так и регрессивном дислокационном метаморфизме образуются рудоносные щелочные метасоматиты, с которыми связаны руды редких, рассеянных и радиоактивных элементов, золота и других полезных ископаемых. При этом хорошо выражена вертикальная структурная и метасоматическая зональность. Высокотемпературные калиевые метасоматиты с редкоземельной и редкометальной минерализацией контролируются мощными зонами рассланцевания биотит-амфиболовых blastsмилонитов, развитых на нижних горизонтах, среднетемпературные ураноносные альбититы сопряжены с зонами эпидот-хлоритовых милонитов, а низкотемпературные золотоносные калиевые метасоматиты — с зонами дробления и трещиноватости горных пород на верхних горизонтах земной коры. Бериллиеносные метасоматиты контролируются глубинными структурными

зонами бластомилонитов и бластоклазитов, которые по минеральным парагенезисам отвечают амфиболитовой фации («Проблемы...», 1978).

В Мамско-Чуйском районе (Прибайкалье) размещение пегматитов

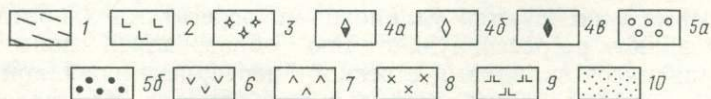
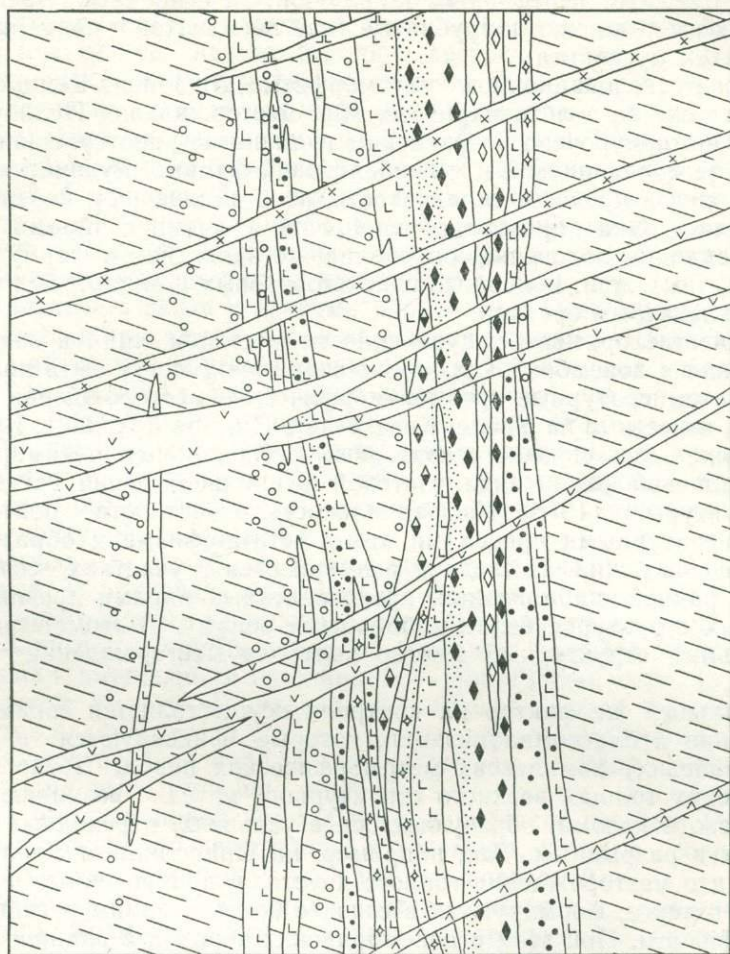


Рис. 80. Зона дислокационного метаморфизма (по В. И. Казанскому). Строение омоложенного раннепротерозойского разлома в разрезе:

1 — гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — метадиориты; 3 — высокотемпературные кварц-полевошпатовые породы; 4 — бластомилониты: а — по гнейсам и кристаллическим сланцам, б — по кварц-полевошпатовым породам, в — по метадиоритам; 5 — бластокатаклазиты: а — по гнейсам и кристаллическим сланцам, б — по метадиоритам; 6 — эгирин-авгитовые сиенит-порфиры; 7 — роговообманковые сиенит-диориты; 8 — эгириновые сиенит-порфиры; 9 — ортофиры; 10 — рудоносные низкотемпературные кварц-ортоклазовые метасоматиты

находится в зависимости от зон дислокационного метаморфизма. Участки, обильно насыщенные слюдоносными пегматитами, тяготеют к гранитогнейсам, подвергшимся диафторезу в линейных зонах интенсивного расланцевания, являющихся частным случаем зон дислокационного метаморфизма. На пересечении таких зон, насыщенных трещинами, локализуются узлы жил и трубчатые тела пегматитов с промышленным содержанием мусковита.

С зоной дислокационного метаморфизма Джайнент-Кемпбелл связано большинство золотокварцевых жил месторождения Иеллоунайф в Канаде. Оно приурочено к архейским вулканитам, претерпевшим метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фации. Рудоносная зона возникла еще в процессе складчатости, но в дальнейшем неоднократно подновлялась. Она образована кварц-серицитовыми сланцами. В ней развиты складки волочения, определившие залегание и форму седловидных рудных жил, и мощные швы хлоритовых и эпидотовых милонитов, катаклазитов и брекчий.

В качестве примера приуроченности месторождений к зонам расланцевания в докембрийских комплексах пород могут быть приведены еще низкотемпературные ортометаморфические месторождения горного хрусталя, известные на Урале, Казахстане, Памире и Алдане. Хрусталеобразование здесь связано с повторным региональным метаморфизмом зеленосланцевой фации андалузитовой фациальной серии («Геологические структуры...», 1978). Изофациальность, в частности, подтверждается температурными пределами этого метаморфизма и образованием хрусталеносных жил. Последние размещаются в участках сочленения областей ранней стабилизации, представленных ядрами древних положительных структур с более мобильными зонами. В этом выражается региональный структурный фактор контроля месторождений горного хрусталя.

Локальный же фактор их контроля осуществляется зонами расланцевания и бластомилонизации, которые фиксируются в древних (докембрийских) комплексах метаморфических пород, тогда как в палеозойских толщах верхнего структурного яруса возникают зоны пластического излома, образующегося в условиях, переходных от пластических к разрывным. Так, например, на Приполярном Урале установлено, что месторождения горного хрусталя, приуроченные к докембрийским толщам, формируются в связи с более поздним региональным метаморфизмом. При этом в докембрийских породах в раннюю — прогрессивную стадию метаморфизма возникают сланцеватость и линейность, которые фиксируются удлиненными агрегатами хлорита и серицита. В позднюю регрессивную стадию образовались зоны смятия, сопровождающиеся складками с резкой переориентированной ранней линейностью, новой сланцеватостью и линейностью. По мере приближения к зонам поздней линейности увеличивается степень деформации и интенсивность хрусталеобразования. Кварцевые жилы обладают максимальной концентрацией в участках линейности, как это установлено, например, на месторождении Хасаварка.

Зоны расланцевания характерны для зон смятия — алтайских (Иртышская), казахстанских (Успенская) и уральских — на площади которых известны колчеданные месторождения с лентовидными залежами руд. Однако дорудный характер этих зон расланцевания оспаривается, так как они возникли в позднегеосинклинальную (орогенную) стадию, тогда как первичные колчеданные месторождения связываются

с раннегеосинклинальным вулканизмом (Смирнов, 1976). Вместе с тем при полигенном и полихронном происхождении некоторых колчеданных месторождений, особенно приуроченных к зонам смятия, зоны расщепления могли играть роль в локализации позднего оруденения.

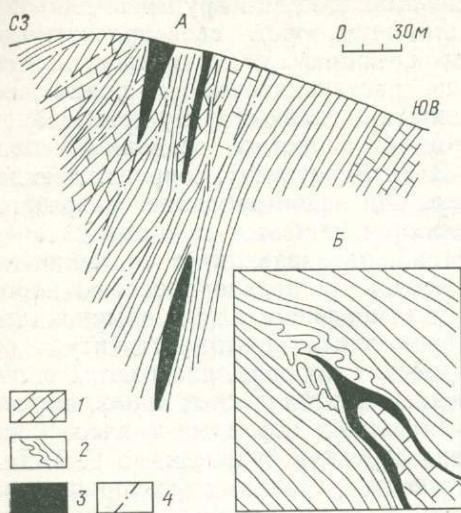
Структуры будинаж. Они представляют собой своеобразную деформацию, при которой жесткий слой, например, песчаников, залегающий в пластичной сланцевой толще, растаскивается на линзы или тела более сложной формы. Происхождение таких структур разнообразное, но главнейшим является деформация слоистых осадочных толщ («тектоническое разлинзование» по В. В. Белоусову), сопровождающая главным образом складкообразование или формирование разрывных нарушений. Структуры будинаж являются наиболее типичными представителями тектонических деформаций, развивающихся в геологических толщах с резко выраженной послойной неоднородностью пород. Но будинаж возникает также при метаморфизме пород обычно древних комплексов в связи с другими процессами. Поэтому структуры будинаж часто встречаются в докембрийских породах, слагающих щиты, в зонах смятия и в других напряженных тектонических зонах, образованных как древними, так и более молодыми породами (палеозойскими и др.). Разнообразная морфология структур будинаж, по Г. В. Тохтуеву, обусловлена влиянием совокупности различных факторов: пластическими и прочностными свойствами горных пород, характером слоистости (или полосчатости), интенсивностью и скоростью деформации, температурой, давлением и т. п.

Описываемые структуры имеют важное значение в локализации оруденения. В архейских комплексах Северо-Запада СССР с ними связаны межбудинные пегматиты. Здесь будинируются пласты амфиболитов, кварцитов и других пород, обладающих большой хрупкостью по отношению к вмещающим их сланцам — пластичным породам, которые претерпевают течение. Растаскивание блоков пород происходит в плоскостях сланцеватости в двух взаимно перпендикулярных направлениях, предпочтительно параллельно шарнирам складок. Межбудинные пегматитовые тела, имеющие жилообразную форму, локализуются в разрывах жестких пород нормально к линейности гнейсов. Межбудинные пегматиты приурочены также к разрывам, которые совпадают с линейностью, они удлинены в направлении последней.

В межбудинных пережимах пластов железистых кварцитов Криворожского, Кременчугского и других железорудных бассейнов докембрия происходила концентрация оруденения с образованием залежей богатых руд. Устанавливается, что в складчатых областях межбудинные зоны ориентированы перпендикулярно осям складок или в двух пересекающихся диагональных к оси складкам. Такая ориентировка структур будинаж указывает на растяжение, параллельное осям складок (в первом случае), или на растяжение одновременно в двух направлениях — по простирающим и по падению крыльев складок (во втором случае). Будинаж, связанный с разрывными нарушениями, обнаруживает ориентировку, совпадающую с опережающими трещинами. В межбудинных пережимах кварцевые слои железистых кварцитов уменьшаются до выклинивания. Вместе с тем в зону пережима привносятся рудные компоненты. Таким образом, при преобразовании железистых кварцитов происходило их естественное обогащение между будинами.

Гидротермальные месторождения, например, с метасоматическими залежами полиметаллических руд в известняках также иногда исполь-

зуют структуры будинаж. Так, на Казаргинском месторождении (Восточное Забайкалье), приуроченном к зоне смятия палеозойских пород, широко развиты такие структуры. Пластические деформации первоначально вызвали здесь резкую



изменчивость мощности пластов. В последующем напряжения привели к разобщению пласта известняков на будины, обжатые более пластичными алевроито-сланцевыми породами. Оруденение приурочено к тектонически разлин-

Рис. 81. Казаргинское полиметаллическое месторождение (Забайкалье), приуроченное к структуре будинаж (по Н. А. Читаевой):

А — поперечный геологический разрез через месторождение; Б — деталь строения — рудная залежь, приуроченная к будине; 1 — известняки; 2 — сланцы; 3 — руда; 4 — тектонические нарушения

зованному пласту известняков и локализовано в торцевых участках будин, иногда в межбудинском пространстве. Рудные тела образуют максимальные раздувы с появлением известняков, но доходят до минерализованных проводников при выклинивании этих пород (рис. 81).

ГЛАВА 11. ТЕКТОНО-ЭКЗОГЕННАЯ СЕРИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Экзогенные структуры играют важную роль в размещении и строении рудных полей и месторождений, в первую очередь, экзогенной серии полезных ископаемых — кор выветривания, инфильтрационных, россыпных и осадочных, в том числе вулканогенно-осадочных. Отчасти они имеют значение для локализации скарпового и гидротермального оруденения, а также на месторождениях полигенного происхождения — стратиформных, иногда колчеданных. Весьма разнообразны виды полезных ископаемых, связанные с экзогенными структурами. К ним относятся руды черных, цветных, редких, благородных и других металлов, а также нерудного сырья — солей, серы, строительных материалов и др.

Описания отдельных типов экзогенных структур приведены в связи с характеристикой экзогенных месторождений в курсах по полезным ископаемым, в первую очередь в книге В. И. Смирнова «Геология полезных ископаемых» (1976). Интересные сведения по экзогенным структурам имеются в работах, посвященных стратиформным месторождениям свинца и цинка США, Франции, Польши и других стран (Попов, 1980; «Рудные месторождения США», т. 1, 1972; Старостин и др., 1980; Grundmann, 1977, Kisvarsanyi, 1977 и др.). Н. П. Ермаковым (1962) была впервые разработана систематика экзогенных структур локализации полезных ископаемых.

Большинство экзогенных структур геоморфогенные, так как формы рельефа играют важную роль в строении рудных полей и месторождений указанных типов; иногда они представляют собой рудные залежи. Формы рельефа третьего и даже четвертого порядка могут образоваться в субаэральных или субмаринных (прибрежно-морских, шельфовых) условиях. Они возникают благодаря тем или иным рельефообразующим процессам — денудации, эрозии, карстообразования и аккумуляции — гравитационной, эоловой, водно-ледниковой, речной, озерной и морской. Тектонический фактор в образовании форм рельефа играет важную роль, особенно для денудационных и эрозионных; для других форм, в первую очередь аккумулятивных, его значение меньше, чем экзогенных факторов. Однако в формировании таких структур, как конседиментационные депрессии и поднятия, с которыми тесно связано осадконакопление, роль тектонических движений значительна. Часто встречаются конседиментационные разломы, которые комбинируются с различными формами рельефа, такими, например, как пенеплен (поверхности выравнивания); на последних развиваются площадные коры выветривания, которые сочетаются с линейными корами, приуроченными к секущим разломам или зонам трещиноватости.

Помимо форм современного рельефа на рудных полях и месторождениях часто встречается погребенный древний рельеф; элементы этого палеорельефа также контролируют оруденение.

Пока нет достаточных данных для четкого разделения экзогенных структур рудных полей и месторождений, так при характеристике экзогенных или другого типа месторождений, приуроченных к этим структурам, такое подразделение отсутствует. Однако в данной главе будут подчеркнуты масштабы тех или иных экзогенных структур, их роль в одних случаях в строении рудных полей, в других — месторождений полезных ископаемых и в локализации оруденения.

Таблица 6

Тектоно-экзогенная серия структур рудных полей и месторождений

Группы	Типы	Примеры
1. Субаэральные	1. Денудационные 2. Эрозионные а) долинные б) котловинные 3. Карстовые	Арканзас (США) Монумент Валли (США) Плесецкое (Северо-Запад СССР) Кадая (Восточное Забайкалье)
2. Субмаринные	4. Прибрежно-морские 5. Баровые 6. Рифовые 7. Оползневые 8. Поверхности несогласий 9. Структуры выклинивания	Траванкор (Индия) Предсудетское (Польша) Вибурнум (США) Кремиковцы (Болгария) Красная Шапочка (Урал) Хейден-Крик (США)
3. Тектоно-экзогенные	10. Конседиментационные депрессии 11. Конседиментационные поднятия	Керченское (Крым) Ламотт (США)

Можно выделить три группы описываемых экзогенных структур рудных полей и месторождений: 1) субаэральные, 2) субмаринные и 3) тектоно-экзогенные структуры (табл. 6).

СУБАЭРАЛЬНЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Главнейшими в этой группе структур являются следующие: 1) денудационные, 2) эрозионные и 3) карстовые.

ДЕНУДАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

Эти структуры представлены главным образом поверхностями выравнивания, возникшими вследствие комплекса денудационных процессов. Они носят также название пенепленов или денудационных равнин, имеющих волнистый или слабо холмистый ландшафт. Поверхности выравнивания развиты на значительных, относительно малоподвижных, участках земной коры и поэтому являются региональными структурами,

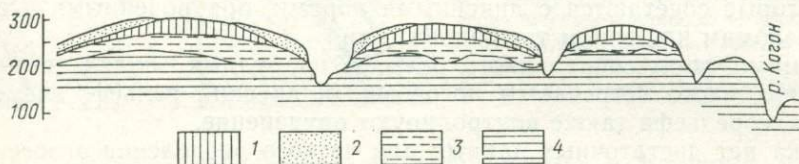


Рис. 82. Денудационная структура — поверхность выравнивания; схематический геологический разрез месторождения Боке в Гвинее (по М. В. Дубовской и Б. М. Одокия):

1—3 — образования коры выветривания: 1 — преимущественно структурные бокситы, 2 — обломочные бокситы, 3 — аллиты, каолиновые глины; 4 — сланцы ордовика

характерными для рудных районов и полей. Однако вследствие эрозии и блоковых подвижек на отдельных участках сохраняются лишь реликты поверхностей выравнивания или денудационные останцы; такие поверхности выравнивания являются локальными; они более характерны для месторождений. Региональные поверхности выравнивания, обычно фиксирующиеся корой выветривания площадного типа (мощностью до 100 м и более), формируются в определенные эпохи в конце крупных геоморфологических циклов.

С корами выветривания связаны месторождения различных видов полезных ископаемых: бурых железняков (Моа и Майори на Кубе), силикатных руд никеля (Урал, Новая Каледония и др.), марганца (Постмасбург в ЮАР; Индия, Бразилия), бокситов (Арканзас в США, Боке, Дебеле и др. в Гвинее), магнезита, талька, каолина и др.

К поверхностям выравнивания приурочены латеритные месторождения бокситов бовального (платообразного) типа, расположенные в Западной Африке, Индии и Бразилии. Месторождения представляют собой покровы латеритных бокситов мощностью 10—40 м. В Гвинее находятся крупнейшие месторождения таких районов, как Боке, Фриа, Киндиа, Дебеле и др. Они образовались в палеоген-неогеновое время за счет интенсивного латеритного выветривания коренных пород палеозоя, почти горизонтально залегающих на древней докембрийской платформе. Бовали представляют собой обширную плоскую возвышенность обычно изометричной или близкой к ней формы с высокими обрывистыми скло-

нами, разделенные узкими речными долинами. Поверхность бовалей обычно относительно ровная или слабо волнистая с мягкими очертаниями, мелкими впадинами и возвышенностями. Крупные залежи бокситов слагают верхнюю часть таких возвышенностей и в некоторых случаях их склоны (рис. 82).

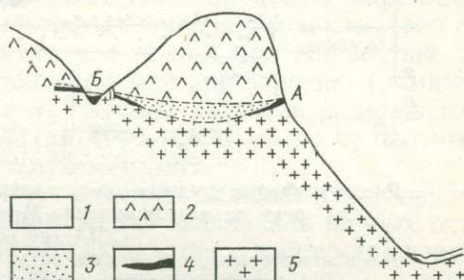
ЭРОЗИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

Они представляют собой сложные поверхности, выработанные проточной водой: речные долины, озерные котловины, эрозионные террасы, уступы и др. В речных долинах и озерных котловинах накапливаются континентальные россыпи или осадки, с которыми связаны полезные ископаемые. Эти отложения образуют аккумулятивные формы рельефа, которые иногда и представляют собой рудные залежи. Однако размещение и морфология этих залежей часто определяются элементами эрозионных структур — долин или котловин.

Долины. С ними связаны главным образом аллювиальные россыпи ценных минералов (золота, платины, алмазов и др.), а также континентальные осадочные месторождения различных руд: железных (Лисаковское в Казахстане), бокситовых (Тихвинское в Ленинградской

Рис. 83. Эрозионные структуры — долины; геологический разрез через погребенные неогеновые и современные золотоносные россыпи на Дальнем Востоке (по Н. С. Ильиной):

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — неогеновые базальты; 3 — неогеновые осадочные отложения; 4 — россыпи: А — неогеновые, Б — современные; 5 — граниты и гранитоиды



области, Смеляны в Белоруссии), урано-ванадиевых в карнититовых песчаниках (Монумент Валли в Колорадо США), кроме того, стратиформные свинцово-цинковых руд полигенного происхождения (Лянжантьер во Франции). Повсеместно с долинными структурами связаны месторождения строительных материалов (гравия, песка, глины).

Образование россыпей обусловлено физическим и химическим выветриванием горных пород и первичных руд. В группе россыпных месторождений известно несколько классов (Смирнов, 1976). Мы рассмотрим только аллювиальные россыпи, приуроченные к долинным структурам. Среди них выделяется несколько подклассов (типов) россыпей — русловой, косовой, собственно долинный, террасовый и дельтовый, — связанных с различными геоморфологическими элементами долин. Они характеризуют собой структурно-морфологические особенности отдельных россыпных месторождений.

По времени образования выделяются россыпи молодые — четвертичные и современные, древние — мезозойские и неоген-палеогеновые и древнейшие — палеозойского и докембрийского возраста. По условиям залегания они могут быть открытыми или погребенными под осадочными или вулканическими толщами, образовавшимися позднее россыпи. Так, например, потоки базальтов (мощностью 15—20 м) перекрыли и законсервировали аллювиальную россыпь неогенового возраста на Дальнем Востоке (рис. 83).

Рудные поля россыпных месторождений, приуроченные к описываемым структурам, характеризуются наличием различных типов россыпей, связанных с тем или иным геоморфологическим элементом долин. Примером их могут служить поля оловоносных россыпей, связанных с Депутатским (Якутия) или с Пыркакайским рудным полем на Чукотке. На втором поле развиты современные аллювиальные россыпи пойм и речных террас в долине р. Пыркакайваны. Они связаны с штокверковыми месторождениями силикатно-сульфидной формации. При довольно простом строении долинных россыпей общей протяженностью до 1,5 км в местах сопряжения с россыпями притоков возникают сложные участки с высоким содержанием касситерита и увеличенной мощностью пласта. Помимо этого здесь же известны элювиальные и делювиальные россыпи.

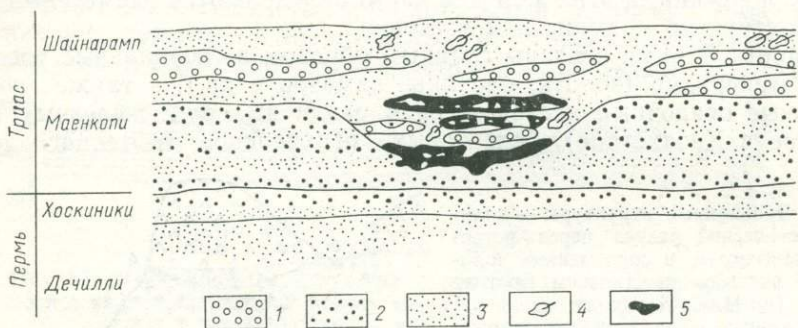


Рис. 84. Форма рудных тел, приуроченных к песчанкам древнего русла реки на месторождении Монумент Валли, плато Колорадо в США (по П. Керру):

1 — конгломераты; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — окаменелые растительные остатки; 5 — урано-ванадиевые руды

В качестве примера континентального осадочного месторождения можно привести Тихвинское месторождение бокситов. Рудные тела его лентообразной формы прослеживаются на многие километры вдоль древних ложбин стока, к которым приурочены верховья палеорек. Аллювиальные залежи бокситов имеют прерывистое четкообразное строение в виде ряда тел, следующих друг за другом по руслу древней ложбины (Смелянское месторождение в Белоруссии). Еще меньшие размеры в виде гнездообразных тел имеют инфильтрационные залежи карнотитовых руд, приуроченных к погребенным долинам, как, например, на месторождении Монумент Валли в США (рис. 84).

Котловины. Котловинообразные депрессии эрозионного происхождения, выполненные континентальными (озерными, болотными) осадками, развиты на платформах. В разрезе они обычно имеют пологие склоны и плоское днище. Размеры первые километры — десятки, реже первые сотни километров в поперечнике. К ним приурочены континентальные осадочные месторождения железных, марганцевых, бокситовых и других руд. В частности, котловинные структуры развиты на Русской платформе в Северо-Онежском бокситоносном районе. Здесь на Плещееком месторождении нижнекаменноугольная бокситовая толща выполняет котловинообразное понижение в эрозионном рельефе докарбонного фундамента.

КАРСТОВЫЕ СТРУКТУРЫ

Карстовые структуры, по И. П. Кушнареву (1977), являются конвергентными образованиями: 1) экзогенный карст, возникающий при циркуляции поверхностных (котловины, воронки) и подземных вод (галереи, пещеры), 2) эндогенный карст, формирующийся благодаря гидротермальным процессам выщелачивания пород, обычно в предрудный этап и 3) полигенные и полихронные карстовые структуры, образующиеся при воздействии поочередно метеорных вод, обычно на ранних этапах, и ювенильных растворов на поздних, — когда отлагаются из них руды.

Общим для различных генетических типов карста является наличие благоприятных для растворения пород, часто карбонатных, их проницаемость как первичная (пористость), так и вторичная — тектоническая (зоны дробления, трещиноватости). Однако для карстообразования разных типов необходимы и специфические условия. Так, при экзогенном карсте важны такие факторы, как геоморфологические (поверхности выравнивания), геотектонические (спокойный режим), гидрогеологические (уровень подземных вод), литологические (наличие солей, гипса, известняков) и др. При эндогенных процессах карстообразование возникает под влиянием нагретых минерализованных вод и гидротермальных растворов, обладающих большой агрессивностью, и поэтому расширяется число пород, подвергшихся растворению (помимо указанных, доломиты, кварциты и др.). Глубина развития эндогенного карста является более значительной (до 1000—1500 м) по сравнению с экзогенным (десятки, реже первые сотни метров).

Карстовые структуры используются рудными залежами месторождений как экзогенной, так и эндогенной серии; однако для первых они более широко развиты и часто имеют площадное распространение. Обычно карст встречается на месторождениях, приуроченных к карбонатным толщам. Экзогенный карст характерен для рудных полей таких экзогенных месторождений, как бокситы кор выветривания, осадочные континентальные (Октябрьское, Софиевское в Казахстане) и иногда осадочные морские (Красная Шапочка на Урале), силикатного никеля кор выветривания (Уфалейское на Урале), железа инфильтрационного типа (Алапаевское на Урале), а также на касситеритовых россыпях (Кинта в Малайзии). Карстовые структуры различных типов, в том числе полигенного, встречаются на свинцово-цинковых месторождениях — скарновых (Дальнегорское в Приморье, Стари ТРГ в Югославии), гидротермальных (Кадаинское в Забайкалье), стратиформных (Болеслав в Польше; Ледвилл, Джефферсон-Сити в США), а также на гидротермальных месторождениях меди (Цумб в Намибии), ртути (Сан-Сальвадор в Испании, Терлингва в США), исландского шпата и др.

Осадочные (переотложенные) месторождения бокситов на молодых (эпигерцинских) платформах часто приурочены к эрозионно-карстовым и суффозионно-карстовым депрессиям, а также к карстовым воронкам, которые развиты в карбонатных породах (рис. 85).

На стратиформных свинцово-цинковых месторождениях Верхней Силезии в Польше (Болеслав, Олькуш) широко развит карст в горизонтально залегающих карбонатных породах триаса, к которым приурочены руды. Карст представлен трубообразными полостями, согласными галереями и неправильной формы камерами, образовавшимися при растворении доломитов преимущественно вдоль плоскостей их напла-

тования, особенно в местах сочленения их с секущими трещинами. Карстовые полости образуют сложной формы структуры, прослеживающиеся на значительные расстояния (десятки — первые сотни метров) по горизонтали и на несколько десятков сантиметров — первые метры по вертикали. Они выполнены брекчиями, образовавшимися главным

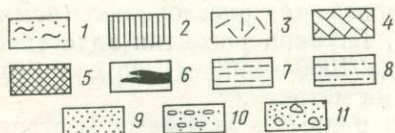
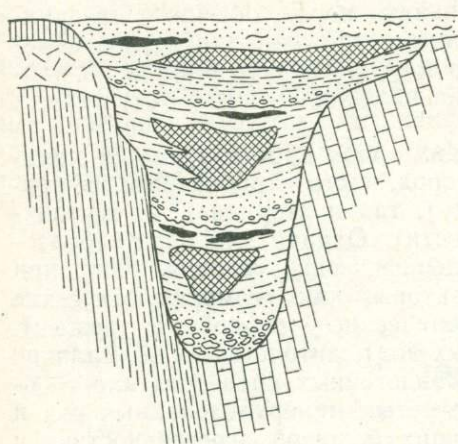


Рис. 85. Схема полициклического карстового бокситового месторождения (по Д. Г. Сапожникову):

1 — четвертичные и неогеновые песчано-глинистые отложения; 2 — каолинистая кора выветривания; 3 — зона дезинтеграции коры выветривания; 4 — известняки; 5 — бокситы; 6 — лигниты; 7 — глина; 8 — алевроиты; 9 — пески; 10 — гравийный материал; 11 — грубообломочный материал

образом при обрушении кровли. Брекчии цементированы галенитом, сфалеритом и марказитом. Богатые руды возникли в результате эпигенетических преобразований рассеянной в карбонатных породах рудоносного горизонта сингенетичной сульфидной минерализации. Эти процессы происходили под воздействием ювенильных гидротермальных растворов или, как полагает В. В. Попов (1980), под влиянием горячих седиментационных рассолов. Последние, возможно, участвовали также в карстообразовании, наряду с подземными водами. Не исключено полигенное происхождение карста на описываемых месторождениях.

Рудные тела эндогенных месторождений связаны с карстами или зонами обрушения, возникшими над карстами в карбонатных породах (Вольфсон, Яковлев, 1975). Выделяют три структурных типа рудных тел: 1) сформировавшиеся на стенках карстов; 2) связанные с обрушением в известняках крутонаклонных карстовых пустот, возникших вдоль разрывных нарушений (Кадая в Забайкалье) и 3) приуроченные к зонам обрушения, возникшим над пологими карстами, образовав-

шимися в связи с выщелачиванием подземными водами пластов известняков (карнотитовые месторождения плато Колорадо в США).

Кадаинское гидротермальное свинцово-цинковое месторождение мезозойского возраста приурочено к тектоническому блоку, сложенному карбонатными породами нижнего палеозоя. На участке прослеживается Кадаинский разлом. Он фиксируется дайками гранит-порфиров и лампорфиров мезозойского комплекса малых интрузий, а также жильообразным рудным телом. В лежачем боку разлома на глубине 200 м от поверхности земли находится Осиновский шток, который сформировался в зоне обрушения, возникшей в связи с древним — палеозойским карстом. Это рудное тело площадью от нескольких сотен до 3000 м² в поперечном сечении сложено богатыми рудами массивной, брекчиевой, брекчиево-кокардовой и бурундучной текстуры. Среди них находятся обломки известняковой брекчии, выполнявшей карстовую полость. Брекчию цементируют галенит, сфалерит и другие сульфиды.

Различные типы субаэральных экзогенных структур используют, например, бокситовые месторождения, формирующиеся на платформах в континентальных условиях.

СУБМАРИННЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Главнейшими в этой группе являются следующие типы структур: 1) прибрежно-морские, 2) баровые, 3) рифовые, 4) оползневые, 5) поверхности несогласий и 6) структуры выклинивания.

Прибрежно-морские структуры. В поперечном сечении стабильных морских или океанских берегов выделяются следующие геоморфологические элементы строения: 1) высокий берег, 2) клиф, 3) пляж, 4) подводный склон и 5) глубинная часть (рис. 86). С двумя элементами прибрежно-морской зоны (пляжем и подводным склоном) связаны современные и древние (ископаемые) литоральные россыпи ильменита, рутила, циркона и монацита, иногда алмазов и касситерита, редко золота

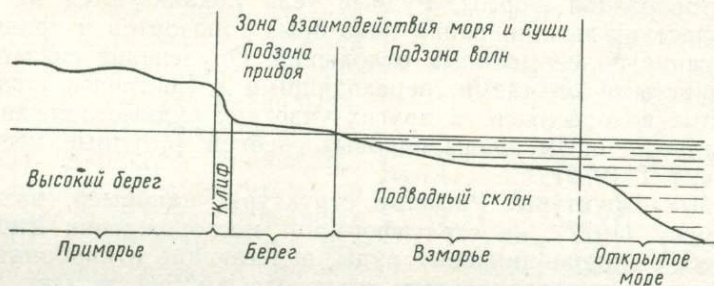


Рис. 86. Схема строения стабильного морского побережья (по В. И. Смирнову)

и платины. Современные прибрежно-морские россыпи известны на берегах Тихого, Атлантического и Индийского океанов — в Австралии, Индии, Бразилии и других приэкваториальных странах, на площади которых развиты мощные коры латеритного выветривания, служившие источником россыпей. Ископаемые россыпи неоген-палеогенового, мезозойского и палеозойского возраста имеются на Украине, Тимане, Урале и в Сибири.

Литоральные россыпи представляют собой субмаринные аккумулятивные формы рельефа (пляжи, реже дюны и др.), которые обладают лентообразной или линзовидной формой. Мощность залежи — до нескольких метров при ширине десятки, редко первые сотни метров (на подводном склоне); прослеживаются по простиранию на сотни метров — первые километры. В рудных полях и районах они группируются в протяженные зоны (десятки — первые сотни километров), приуроченные к региональным прибрежно-морским формам рельефа.

Баровые структуры. Бары являются крупными аккумулятивными формами, протягивающимися вдоль берега моря, иногда на первые сотни километров в длину, при ширине 20—30 км и несколько метров высоты. Они сложены галечными, гравийно-песчаными и ракушечными накоплениями. Такие бары местами полностью или частично отделяют крупные морские заливы — лагуны. Последние характеризуются осадконакоплением, отличающимся от процессов седиментации в открытых

водоемах. Поэтому в лагунах, постепенно превращавшихся в соляные бухты, происходит отложение каменной соли. Так, например, сформировалось месторождение мирабилита в Карабугазском заливе.

Ископаемые баровые структуры известны на месторождениях медистых сланцев, например, Предсудетских (Польша). Здесь бары определяют зональное размещение руд разного состава. По одну сторону от них, в замкнутых заливах, отлагались свинцово-цинковые руды, а по другую — по направлению к открытому морю — медные. Баровые структуры особенно хорошо изучены на стратиформных месторождениях свинца и цинка в Юго-Восточном Миссури (США). Здесь в основании рудовмещающих кембрийских отложений на картах изопакит четко фиксируются бары, вытянутые по простиранию на значительные расстояния (первые сотни, иногда до 1000 м) и высотой до 10—15 м. Они сложены грубозернистыми песками. Бары образуют в древнем палеорельефе выступы, называемые гребневыми структурами («Ridge Structure»). С ним связано большое количество рудных залежей пластообразной формы. Рудные тела локализируются на флангах баров в участках выклинивания некоторых горизонтов и трансгрессивного залегания более молодых отложений. Оруденение связано с черными глинистыми сланцами, переходящими в ленточные горизонты, обогащенные водорослями. В других участках рудные залежи приурочены к надвершинным зонам баровых гребней («Рудные месторождения США», т. I, 1972).

Рифовые структуры. Рифовые структуры, например, развиты, по В. Грандмену (1977), на стратиформном месторождении Вибурнум в США. Здесь свинцово-цинковые руды, залегающие в карбонатной толще, приурочены к колониальным водорослевым рифам. Они содержат кластический материал и осадочные прослои. Основным рудоконтролирующим элементом рифовых структур является контакт между рифами и подстилающими породами, представленными кластическим карбонатным материалом. Эти контактовые зоны минерализованы более интенсивно, чем сами рифы. Если зоны сближены, то вся рифовая масса является рудой. При значительных межрифовых интервалах образуются обособленные рудные тела («роллы»), поперечные по отношению к господствующему простиранию полосы рифов.

В основании рифовых сооружений в том же районе залегают придонные выступы докембрийских пород и особенно часто бары. В последнем случае они образуют сложные баро-рифовые комплексы. Эти комплексы баровых рифов, вытянутые в определенном направлении, представляют собой гигантские гребни, которые протягиваются в длину до 5 км при ширине до 300—500 м и высоте до 60—65 м. Они являются главными концентраторами руд. Если рудные тела приурочены только к рифовым фациям, то размах оруденения по вертикали достигает 60—65 м; если к барам и над их гребнями, то минерализована нижняя часть рифов на 5—6, реже до 15—16 м. Локализация оруденения в рифах определяется их внутренним строением. Некоторые рифы, являющиеся составными частями баро-рифовых комплексов (рис. 87), сливаются в морские рифовые поля. В пределах подобных полей проявлен уже другой структурный тип локализации рудных тел, они приурочены к зонам эрозийного несогласия.

Оползневые структуры. Гравитационное оползание осадков на склонах преимущественно подводных, реже наземных, растущих конседиментационных поднятий, приводит к образованию оползневых скла-

док и брекчий. Последние характерны также для областей вулканической деятельности, в частности в связи с ростом экструзивных куполов. Оползневые брекчии и особенно складки пользуются локальным развитием, но иногда брекчии образуют шлейфы на склонах конседиментационных поднятий или экструзивных куполов. Оползневые структуры известны на стратиформных железорудных (Кремиковцы в Болгарии) и свинцово-цинковых (Ледвуд в США), а также на колчеданных месторождениях цветных металлов.

Зоны брекчирования, образовавшиеся в результате подводных гравитационных оползней, широко распространены на свинцово-цинковом месторождении Ледвуд (США) и аналогичных месторождениях, где они часто являются главными рудовмещающими структурами. Иногда оползни на одном и том же участке проявляются неоднократно, причем более молодые оползни накладываются на другие зоны брекчирования. В участках широкого проявления оползней рудные зоны достигают до 2 км в длину (при длине отдельных рудных тел до 200 м) и 50 м в высоту. Оползневые брекчии минерализованы лишь там, где они пересекают зоны контактов различных горизонтов. Рудная минерализация тяготеет к этим контактам и к участкам развития несортированного обломочного материала. Склоны, порождающие оползни, минерализованы лишь в редких случаях.

Поверхности несогласий. Несогласное залегание пород бывает стратиграфическим и угловым. Если при стратиграфическом несогласии поверхность неровная, что связано с наличием в нижележащих толщах долин, ложбин стока, карстовых полостей и других геоморфологических эрозионных форм, то такое несогласие часто называют эрозионным. Оно особенно благоприятно для оруденения.

К поверхностям несогласий приурочены некоторые осадочные месторождения железа, марганца и бокситов, а также других типов месторождений. Среди осадочных месторождений наиболее четко роль поверхностей несогласий проявлена в месторождениях бокситов морского (геосинклинального) происхождения на Северном Урале. Примером этого может служить месторождение Красная Шапочка (рис. 88). Здесь на неровной закарстованной поверхности массивных известняков нижнего девона залегают бокситы, которые согласно перекрыты слоистыми известняками среднего девона. К стратиграфическому же

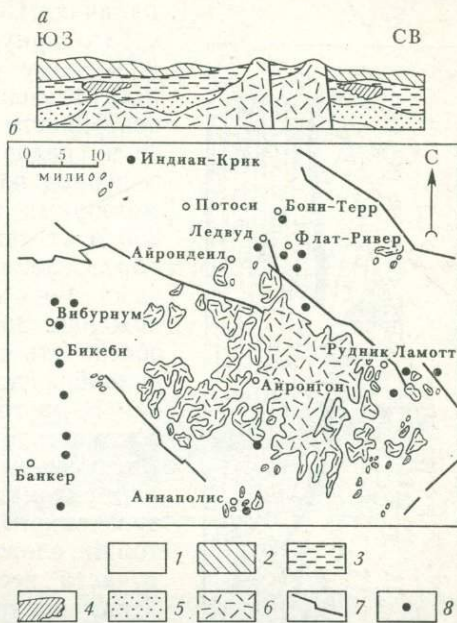


Рис. 87. Баровые и рифовые структуры; геологическая схема юго-восточной части штата Миссури и участка распространения свинцовых месторождений (по Ф. Снайдеру и П. Гардеману): а — разрез, б — план; 1 — кембрийские и ордовикские осадочные породы; 2 — Постбонн-Террская формация; 3 — формация Бонн-Терр; 4 — баровый риф; 5 — формация Ламотт; 6 — докембрийские изверженные породы; 7 — разломы; 8 — месторождения

несогласию юрских меловых карбонатных пород приурочены бокситы месторождения Газуль во Франции.

Другим примером локализации руд к поверхностям стратиграфического (эрозионного) несогласия могут служить стратиформные свинцово-цинковые месторождения Маскот-Джефферсон-Сити и других рудных районов (США). В этом районе, расположенном в Южных Аппалачах (США), стратиформные месторождения строго приурочены к определенному стратиграфическому уровню. Многие американские геологи объясняют это рудоконтролирующей ролью поверхности несогласия между толщами нижнего и среднего ордовика. Предполагается, что в период размыва нижних толщ под действием метеорных вод, проникавших на глубину до 250 м от палеоповерхности, происходило карстообразование, формирование брекчий и других экзогенных структур, используемых для рудоотложения. Зоны эрозионного несогласия способны обеспечить интенсивную латеральную миграцию рудообразующих растворов.

В другом районе развития свинцово-цинковых месторождений эти структуры особенно часто развиты на конседиментационных поднятиях и их склонах. Они представлены поверхностями эрозионного несогласия внутри рудовмещающей толщи, сложенной преимущественно доломитами, отчасти песчаниками и глинистыми сланцами. К ним приурочены пластообразные залежи так называемого покровного типа — «blanket-type» («Рудные месторождения США», т. I, 1972). Небольшие концентрации руд отмечаются в тех участках, где поверхность несогласия образует куполообразные ловушки.

Структуры выклинивания. Участки резких фациальных изменений рудовмещающих толщ обычно благоприятны для локализации оруденения. В этих участках наблюдается выклинивание тех или иных пачек пород и горизонтов; здесь же устанавливается концентрация руд. Это литолого-фациальный фактор контроля оруденения, но он определенным образом связан со структурными особенностями рудного поля или месторождения: во-первых, такие участки выклинивания размещаются в определенных типах структур, например, на склонах конседиментационных поднятий, где происходит иногда довольно быстрая смена фаций; во-вторых, в местах выклинивания наблюдается более интенсивное брекчирование пород, развивается дополнительная трещиноватость и т. д. Так, на месторождении Хейден-Крик в США вблизи выступов докембрийского фундамента от них отходят линзы конгломератов и песчаников, быстро выклинивающиеся

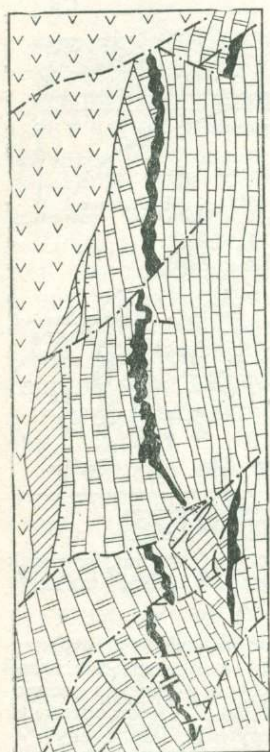


Рис. 88. Поверхности несогласий. Геологическая схема месторождения Красная Шапочка на Северном Урале (по А. В. Пейве):

1 — вулканические породы сосвинской свиты; 2 — слоистые известняки сарайной свиты; 3 — массивные известняки петропавловской свиты; 4 — бокситы; 5 — известняки варганской свиты; 6 — надвиги; 7 — сбросы

ся среди доломитов. В местах выклинивания линз локализуются сульфидные руды, которые распространяются далее по плоскостям напластования. Здесь руды локализованы в конгломератах, залегающих среди доломитов на флангах выступов докембрийских гранитов (рис. 89). Гальки в конгломератах представлены гранитами, а цемент — карбонатный, который благоприятен для замещения сульфидами.

В отличие от этого размещение определенного типа руд в местах смены фаций, сопровождающейся выклиниванием пластов тех или иных пород, иногда руд, для осадочных месторождений объясняется фациально-геохимическими условиями рудоотло-

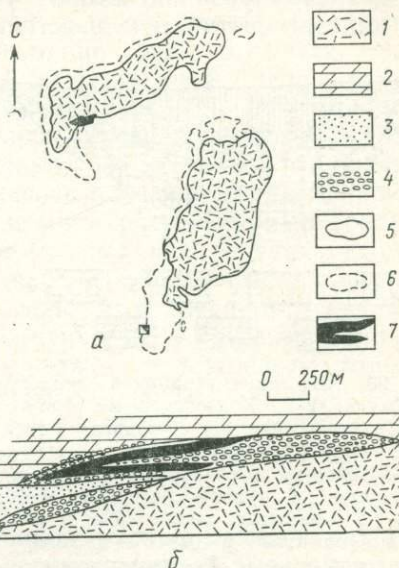


Рис. 89. Структуры выклинивания; план (а) и разрез (б) рудного тела месторождения Хейден-Крик (по Ф. Снайдеру и П. Гардеману):

1 — гранит; 2 — доломит Бони-Терр; 3 — песчаники Ламотт; 4 — конгломераты; 5 — линия выклинивания песчаников Ламотт; 6 — верхняя граница распространения конгломератов; 7 — рудные тела

жения. Примером этого может служить локализация марганцевых руд в участках выклинки железных руд, с одной стороны, и известняков, с другой стороны, на месторождении Западный Каражал в Казахстане.

ТЕКТОНО-ЭКЗОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

К тектоно-экзогенным структурам относятся конседиментационные депрессии и поднятия. С этими структурами, особенно депрессионными, связаны месторождения различных полезных ископаемых: осадочные и вулканогенно-осадочные железных, марганцевых, бокситовых, медных, свинцово-цинковых и других руд, стратиформные меди, свинца и цинка. Такие структуры часто являются сопряженными, поэтому месторождения находятся на их склонах, где приурочены к локальным депрессиям или поднятиям, осложняющим крупные поднятия, или, наоборот, к локальным поднятиям, являющимся частными структурами более крупных депрессий. Региональные конседиментационные структуры относятся к морфоструктурам, т. е. к формам рельефа второго порядка.

В строении описываемых структур разломы могут не играть большой роли, или, наоборот, они имеют существенное значение. В первом случае депрессии представлены в виде плоских мульд, а поднятия имеют вид куполов. Такие конседиментационные мульды характерны для осадочных месторождений. Во втором случае конседиментационные структуры имеют блоковое строение, обусловленное наличием разломов, обычно сбросов. Они развиваются преимущественно в зоне со-

пряжения положительных структур (горст-антиклиналей) и отрицательных (грабен-синклиналей), в их краевых частях, реже встречаются на других участках. Такие конседиментационные структуры, являющиеся комбинированными тектоно-экзогенными, характерны для гидротермально-осадочных, стратиформных и других полигенных месторождений, в формировании которых участвовали эндогенные гидротермальные или эпигенетические экзогенные процессы. Разломы играли при этом роль рудоподводящих и иногда рудовмещающих структур.

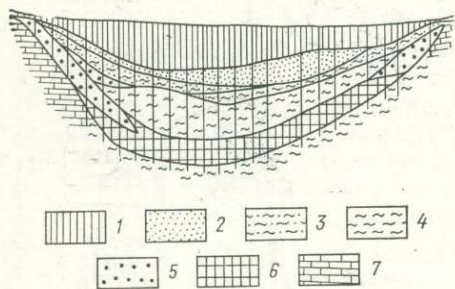


Рис. 90. Конседиментационная депрессия (мульда) на Керченском месторождении, геологический разрез (по Ю. Ю. Юрку и др.):

1 — лессовидные суглинки; 2 — пески и алевролиты; 3 — глины песчаные; 4 — глины; 5 — железные, обломочные и обломочно-оолитовые руды; 6 — табачные оолитовые руды; 7 — известняки

Конседиментационные депрессии. В качестве примера таких депрессий следует привести Керченское железорудное поле, залежи которого приурочены к плоским конседиментационным мульдам — Эльтигенской, Камышбурунской и др. Эти рудные тела пластовой формы наиболее значительной мощностью обладают в центральных частях мульд, по направлению к их бортам она уменьшается, а на соседних поднятиях рудные залежи выклиниваются (рис. 90). Характерна латеральная зональность, выраженная в изменении состава руд. В краевых частях мульд, где глубина моря незначительная и поэтому режим рудоотложения был окисным, залегают бурые железняки, содержащие трехвалентное железо. В центральных же зонах, где благодаря большим морским глубинам господствовала восстановительная обстановка, руды сложены железистыми хлоритами, содержащими в своем составе главным образом двухвалентное железо. Таким образом, конседиментационные структуры Керченского рудного поля определяют закономерности размещения его месторождения, морфологию и мощности рудных залежей, а также латеральную зональность оруденения в пределах последних.

Конседиментационные структуры весьма характерны для залегающих в карбонатных толщах стратиформных месторождений свинца и цинка полигенного происхождения. Эти структуры весьма разнообразны по своим масштабам и фациально-морфологическим особенностям. К конседиментационным депрессиям (мульдам) приурочены, например, рудные поля полигенных стратиформных месторождений свинца и цинка в карбонатных породах (Сумсар в Средней Азии, Верхне-Силезское в Польше; Три-Стейт и Маскот — Джефферсон — Сити в США). Их

лучше всего рассмотреть на примере рудных полей Верхней Силезии (Польша), где главную роль играют депрессионные структуры.

Верхнесилезский рудный район приурочен к склону древнего структурного поднятия, расположенного в южной части Средне-Европейской эпипалеозойской платформы, примыкающей с севера к Чешскому массиву. В палеогеографическом отношении стратиформные месторождения свинца и цинка тяготеют к прибрежной зоне триасовой трансгрессии моря. Они приурочены к карбонатной толще среднего триаса, участвующей в строении чехла платформы и слагающей депрессионные структуры. Месторождения являются полигенными и полихронными. Они формировались в два этапа: ранний (среднетриасовый), в который образовались сингенетичные пластовые тела вкрапленного сульфидного оруденения, и поздний (послетриасовый до миоцена включительно), в который в результате преобразований рассеянной минерализации под действием растворов гидротермальных или горячих седиментационных хлоридных рассолов возникли промышленные рудные тела в пределах тех же рудовмещающих доломитов среднего триаса. Они имеют более сложную форму, будучи приурочены к конседиментационным грабен-синклиналям, а их рудные тела — к локальным структурам, таким, например, как карстовые полости, зоны дробления и трещины, часто послойные. Руды сложены сфалеритом, вюрцитом, галенитом, марказитом и мельниковит-пиритом, а также доломитом, анкеритом, в меньшей степени баритом, кварцем и гипсом.

Палеотектонический и палеофациальный контроль оруденения выражается в исключительной приуроченности рудных полей к крупным конседиментационным структурам: пологим мульдам, осложненным грабен-синклиналями, или к грабен-синклинальным депрессиям. Первый тип структур (Бытовская и Хжановская мульды) развит в Верхне-Силезском межгорном прогибе; к ним приурочены одноименные рудные поля, второй — на площади Силезско-Краковской моноклинали (рудные поля Тырново, Олькуш, Зоверци). Эти депрессионные структуры являются конседиментационными, что устанавливается по анализу мощностей триасовых отложений. Они развивались длительно и унаследованно, начиная с позднего палеозоя, так как мульды пространственно совпадают с прогибами (грабенами) допермского возраста. В основании мульд залегают верхнекаменноугольные угленосные и частично пермские терригенные отложения. Выполнены они доломитами среднего триаса, с которыми ассоциируют свинцово-цинковые руды, а за пределами мульд доломиты сменяются безрудными известняками. Грабенообразные структуры, осложняющие мұльды, связаны с конседиментационными разломами.

К крупным региональным депрессиям следует относить также абиссальные океанские котловины, в которых накапливаются современные железо-марганцевые конкреции в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах.

Конседиментационные поднятия. Конседиментационные поднятия контролируют размещение рудных полей с гидротермальными флюоритовыми месторождениями в районе Иллинойс-Кентукки (США), стратиформных месторождений свинца и цинка в Юго-Восточном Миссури (США) и др.

Рудное поле с месторождениями Юго-Восточного Миссури (Ламонт, Олд-Лид-Белт, Вибурнум и Индиан-Крик) находится на склоне конседиментационного купола Сент-Франсуа (до 75 км в попереч-

нике), осложняющего восточный склон антеклизы Озарк в США. Последняя является крупным сводовым поднятием плиты Мидконтинент Северо-Американской платформы. Развитие антеклизы и расположенных между ними синеклиз, к которым также приурочены рудные районы (например, Три-Стейт), началось в верхнем кембрии и продолжалось в течение палеозоя. На поднятиях уменьшаются мощности отложений палеозоя и наблюдаются крупные стратиграфические несогласия с выпадением некоторых членов разреза. Ядро купола Сент-Франсуа сложено докембрийскими гранитами и риолитами. Конседиментационный характер этого купола также вытекает из распределения мощностей и фаций нижнепалеозойских прибрежно-морских отложений (особенно их нижних горизонтов), обусловленных палеорельефом поднятия. В частности, базальные конгломераты и песчаники заполняют депрессии между выступами докембрийского фундамента, а рифы, наоборот, нарастают на таких гребнях (рис. 91).

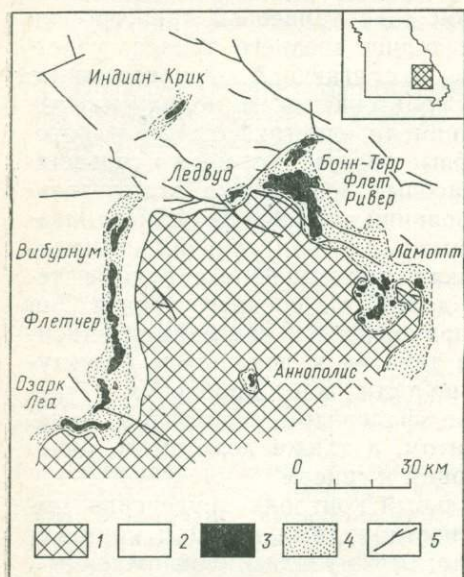


Рис. 91. Схема размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений Юго-Восточного Миссури (США) на склонах конседиментационного поднятия Сент-Франсуа (по Г. Кисварзани):

1 — выходы докембрийских пород; 2 — осадочные отложения кембрия и ордовика; 3 — участки интенсивной минерализации; 4 — участки слабой минерализации; 5 — главные разломы; Ледвуд — месторождение

Сингенетичная свинцово-цинковая минерализация первого этапа образует пластовые залежи в доломитах кембрия и ордовика; они залегают выше песчаников, перекрывающих породы докембрия. Купол осложнен кольцевыми и линейными разломами, которые служили каналами для седиментогенных растворов (рассолов), преобразовавших первичную минерализацию и приведших к накоплению богатых руд второго этапа («Рудные месторождения США», т. II, 1972; Попов,

1980). Рудные залежи стратиформных свинцово-цинковых месторождений приурочены к локальным конседиментационным депрессиям и выступам, поверхностям стратиграфического несогласия, структурам выклинивания, барам в виде гребневых структур, рифам и другим элементам осадконакопления. Строение рудоносных горизонтов связано здесь с локализацией оруденения в низах палеозойского платформенного чехла и, по В. Грандмену, с особенностями палеорельефа докембрийского фундамента. Осадконакопление происходило в прибрежно-морских и лагунных условиях на неровной эрозионной поверхности этого фундамента. Так, на месторождении Ламотт оруденение строго контролируется выступами докембрийских пород, возвышающимися над горизонтами базальных конгломератов и песчаников, заполняющих соседние углубления в палеорельефе (Grundmann, 1977).

Внутрирудные структуры имеют важное значение для локализации различных типов руд в пределах рудного тела. Эти структуры являются по сути дела структурами рудных тел, которые в первую очередь определяют форму и залегание участков развития среди рядовых или убогих руд участков богатых руд, называемых рудными столбами, которые очень важны для гидротермальных месторождений, особенно редких, благородных и радиоактивных металлов. В образовании рудных столбов важную роль играют внутрирудные подвижки по трещинам, реже длительно развивающимся разломам. Для полигенных и полихронных месторождений руд цветных металлов имеют некоторое значение также складчатые структуры, зоны рассланцевания и метаморфизма, которые возникли после этапа первичного рудоотложения (осадочного, гидротермально-осадочного) и формировались в процессе более позднего гидротермального этапа, сопровождавшегося перетолжением руд, часто с привнесом новых рудных компонентов.

Рудные столбы. Внутреннее строение рудных тел очень часто является неоднородным, анизотропным, что обусловлено неравномерным распределением минеральных парагенезисов, в первую очередь продуктивных ассоциаций. В месторождениях полезных ископаемых, особенно благородных, редких и цветных металлов, это выражается также в различных концентрациях ценных компонентов в разных частях рудных тел. В них наблюдается смена богатых руд бедными или даже безрудными участками. Скопления богатых руд образуют рудные столбы, характеризующиеся значительными концентрациями ценных компонентов, что часто коррелирует с соответствующим размещением продуктивных минеральных ассоциаций. В. М. Крейтер (1956) под рудным столбом понимает участок любой формы промышленных руд или руд более высокого качества по сравнению со всеми другими рудами данного месторождения. Долгое время рудные столбы выделялись только на гидротермальных месторождениях жильного типа благородных металлов, особенно на золоторудных (Бородаевский, 1960). Однако считают, что понятие рудный столб универсально и относят его к месторождениям разного генезиса (магматического, гидротермального, осадочного и др.). И, действительно, сейчас рудные столбы выявлены на месторождениях различного происхождения и любого вида полезного ископаемого — благородных, редких, радиоактивных, цветных и даже черных металлов, нерудного сырья, например, флюоритового и многих других («Проблемы образования рудных столбов», 1972).

Рудные столбы имеют разнообразную форму: трубообразную, линзовидную, гнездообразную, неправильную. Особенно богатые рудные столбы в виде гнезд, кустов и карманов устанавливаются на золоторудных или серебряных месторождениях; они носят название бонанцев (этот термин чаще всего применяют для богатых вторичных руд). Вертикальные или крутонаклонные рудные столбы с более или менее изометричным поперечным сечением называют рудными трубами или трубообразными рудными столбами. Пологие рудные столбы иногда называют рудными залежами.

Размеры рудных столбов варьируют в значительных пределах: по простиранию колеблются от 10 до 100 м, иногда больше; по падению

они прослеживаются на десятки — сотни метров, в отдельных случаях до 1000—1500 м и более. Например, рудные столбы Материнской жилы в Калифорнии имеют по падению 1500 м, на месторождении Грэсс Вэлли (США) даже до 2700 м.

Одно из главных затруднений при разведке и разработке месторождений с неравномерным распределением компонентов (особенно золота, серебра, редких металлов) заключается в выявлении богатых руд, т. е. рудных столбов, которые различаются по форме, размерам, залеганию, минеральному составу и причинам образования. Следует иметь в виду, что как по простиранию, так и по падению рудные столбы выклиниваются, вновь появляются и исчезают, а рудное тело продолжается непрерывно.

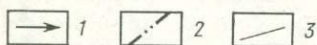
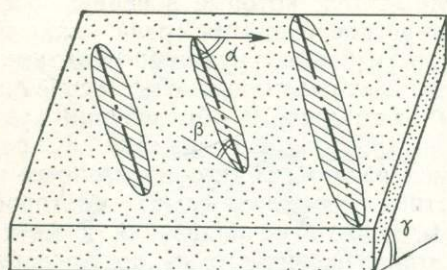


Рис. 92. Рудные столбы:
1 — простирание рудной жилы; 2 — ось рудного столба; 3 — проекция оси на горизонтальную плоскость; α — склонение (угол склонения) рудного столба; β — скатывание или ныряние (угол скатывания) рудного столба; γ — угол падения рудной жилы

Для рудных столбов характерны некоторые элементы. Направление наибольшей вытянутости рудного столба в плоскости рудного тела (жилы) называется его осью (рис. 92). Склонение рудного столба — это угол, который по мере углубления отклоняется ось рудного столба в плоскости падения заключающего его рудного тела (жилы) от направления простирания послед-

него. Склонение в трубообразных рудных столбах практически определяется по его границе. Ныряние или скатывание рудного столба соответствует углу, образованному осью рудного столба и ее проекцией на горизонтальную плоскость. Этот угол определяется построением при сопоставлении положения столба на нескольких погоризонтных планах.

По своему происхождению рудные столбы подразделяются на гипогенные (эндогенные, первичные), гипергенные (экзогенные, вторичные) и сложные, в которых наблюдаются участки наложения вторичного обогащения на первичные рудные столбы («Проблемы...», 1972). Здесь нами будут рассмотрены гипогенные рудные столбы, так как гипергенные столбы в настоящее время имеют значительно меньшее распространение и практическое значение, чем первые.

Соотношение максимумов мощностей руд (рудные столбы по форме) и максимумов содержаний ценных компонентов (рудные столбы по содержанию) бывают различными, но чаще всего наблюдаются два основных случая и соответственно две категории рудных столбов (Смирнов, 1976).

1. В первой — морфологической категории максимумы мощностей и содержаний рудных столбов совпадают. Столбы этой категории представлены раздувами рудных тел, сложенными богатыми рудами. Они характерны для золоторудных, оловянных и других гидротермальных месторождений. Эти раздувы могут быть вызваны различными причинами, но часто они возникают вследствие неравномерного открывания криволинейной рудоносной трещины при внутрирудных под-

вижках и выполнении таких полостей продуктивными минеральными ассоциациями. Они наблюдаются также в участках развития оперяющих трещин, повышенного брекчирования вмещающих пород. Например, на одном из оловянных месторождений рудные столбы возникли в том участке, где рудоносные трещины в сланцах из послойных переходят в секущие.

2. Концентрационные рудные столбы характеризуются богатыми рудами, не связанными с увеличением мощности рудных тел. При этом мощные раздувы могут быть представлены относительно бедными рудами, а маломощные — богатыми. Они особенно характерны для месторождений радиоактивных, редких и благородных металлов.

П. Ф. Иванкин выделяет еще рудные столбы третьей категории, которые характеризуются общим совпадением осей рудных столбов, но смещением друг относительно друга максимумов, мощностей и содержаний, — своеобразный шаг между рудными столбами, который на Горевском месторождении равен 100—150 м, а на Дарасунском — до 300—400 м («Проблемы образования рудных столбов», 1972).

Главными факторами в образовании рудных столбов морфологического типа являются структурные и отчасти литологические, тогда для двух других типов (концентрационный и сложный) значительно большую роль играют физико-химические условия (температура, давление, концентрации компонентов, динамика флюидно-гидротермального раствора и др.). Главное внимание в этой главе будет уделено структурным и литологическим факторам локализации рудных столбов. Однако следует подчеркнуть, что изучение внутреннего строения или структуры рудного тела заключается в выявлении геолого-структурных, литологических и физико-химических условий (имея в виду их взаимодействие в пространстве и во времени), которые определили распределение, залегание и морфологию рудных столбов в пределах рудных тел. Но прежде чем перейти к этому вопросу, следует рассмотреть зональность рудных тел, частным случаем проявления которых являются рудные столбы.

Зональность рудных тел и рудные столбы. Размещение рудных столбов в пределах рудных тел в первую очередь тесно связано с зональностью последних. Изменение минерального и соответственно химического состава руд по вертикали, горизонтали и по мощности рудных называется зональностью, которая может быть стадийной (первого рода) или фациальной (второго рода), согласно классификации В. И. Смирнова (1976).

Столбовое внутреннее строение рудных тел является частным проявлением их зональности, главным образом по простираанию и падению. Характеризуя структуру зональности, которая заключается в чередовании минерального и соответственно химического составов, отмечают повторяющуюся и неповторяющуюся зональность. В первом случае в контуре рудного тела перемежаются зоны аналогичного состава. Одни из этих зон, сменяющие друг друга в плоскости рудной жилы, представляют собой рудные столбы, образованные одними и теми же или различными продуктивными комплексами. Они чередуются с межстолбовыми зонами, сложенными другими, но однообразными минеральными комплексами. Серия таких столбов описана, например, Д. Гарисоном на месторождении Фриланд Ламартин, на котором наблюдается чередование зон, обогащенных пирито-золотой или свинцово-цин-

ковой рудой; они разобщены межстолбовыми участками смешанных руд.

При неповторяющейся зональности состав каждой очередной зоны отличается от состава всех предыдущих зон. В рудном теле в этом случае наблюдается смена одних и тех же последовательно отлагавшихся минеральных комплексов, общее количество которых незначительно — порядка 2—3. В плоскости рудных жил при такой неповторяющейся зональности наблюдаются единичные рудные столбы.

Типы рудных столбов. Основные типы рудных столбов, связанные с деталями структур, были впервые выделены и подробно описаны В. М. Крейтером (1956). Выявлено до 14 основных типов таких структур (табл. 7). Они относятся к морфологическому типу рудных столбов и могут быть сгруппированы следующим образом: 1) рудные столбы открытых полостей; к этой группе может быть отнесено шесть типов В. М. Крейтера (1, 4, 6, 10, 11, 12), 2) рудные столбы на пересечении и сопряжении трещин (2, 3, 5, 9), 3) рудные столбы, определяемые экранированием (8), и 4) рудные столбы на пересечении рудоносных трещин с горизонтами благоприятных пород (13, 14).

Таблица 7

Типы структур рудных ловушек — рудные столбы
(по В. М. Крейтеру)

	Структурное положение рудных ловушек	Примеры
1	Участки приоткрывания при относительном движении боков трещин	Степняк (Казахстан), Андреевское (Хакассия)
2	Участки пересечения трещин	Явленское (Восточное Забайкалье), Кансай (Карамазар)
3	Участки сопряжения трещин	Благодатское, Смирновское, Акагуевское (Восточное Забайкалье)
4	Участки внутриминерализационных открытых швов	Дарасунское (Восточное Забайкалье)
5	Участки отделения оперяющихся трещин от главного канала	Казаргинское (Восточное Забайкалье)
6	Участки раскрытия старых трещин или межпластовых контактов вблизи плоскостей движения	Квайса (Кавказ), Бериккуль (Западная Сибирь)
7	Участки расширения трещин при переходах в более хрупкие породы	Ононское (Восточное Забайкалье)
8	Участки экранирования трещинами, сбросами и непроницаемыми породами	Хайдаркан (Средняя Азия)
9	Участки разветвления трещин	Восточный Коунрад (Казахстан)
10	Участки приоткрывания в складках волочения	Брич-Мулла (Средняя Азия)
11	Участки перехода каналов в зоны дробления	Осиновский шток (Восточное Забайкалье)
12	Участки куполовидных осложнений в шарнирных и крыльевых зонах складок	Кадамджай (Средняя Азия)
13	Участки пересечения трещинами благоприятных пород	Западное Казаргинское (Восточное Забайкалье)
14	Участки пересечения трещинами контактов пород, различных по физическим свойствам	Чикой (Забайкалье)

Остановимся на некоторых примерах для каждой группы. В первой группе могут быть выделены две подгруппы: а) рудные столбы, которые связаны с характером строения самих трещин скола и тех полостей приоткрывания, которые образуются при движениях по этим трещинам, и б) рудные столбы, которые определяются полостями приоткрывания в шарнирах складок продольного изгиба со скольжением

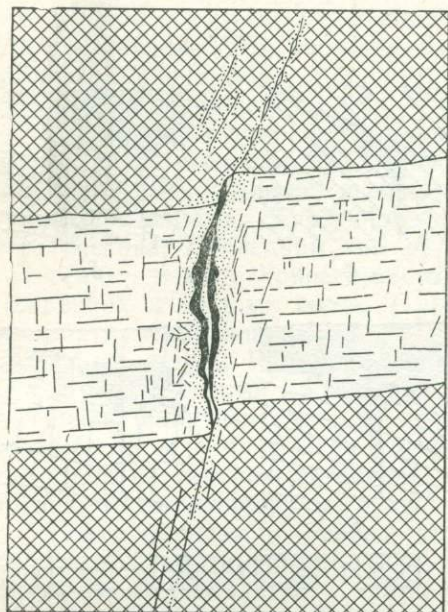


Рис. 93. Месторождение Крипл-Крик (США). Рудный столб в полости приоткрывания при сбросе (по Г. Рикарду):

1 — гранит; 2 — фонолит; 3 — рудная жила

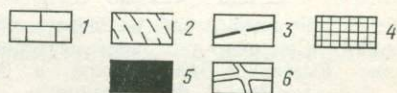
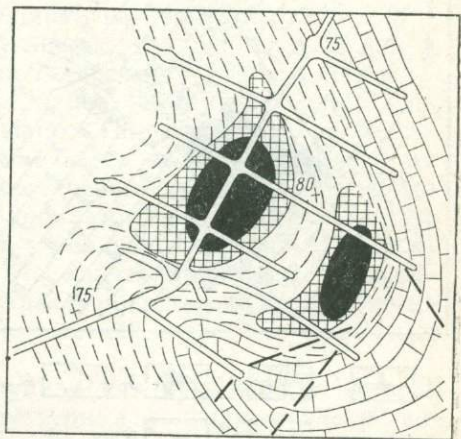


Рис. 94. Рудные столбы, приуроченные к крутошарнирным складкам; геологический план второго горизонта свинцово-цинкового месторождения Коксу в Казахстане (по А. К. Каюпову, П. К. Жукову):

1 — известняки; 2 — кварцевые песчаники, алевролиты, сланцы; 3 — разрывные нарушения; 4 — рудные тела; 5 — рудные столбы; 6 — горные выработки

или дополнительных складок волочения. Примеры первой подгруппы весьма многочисленны в связи с тем, что при вертикальных (взбросовых, сбросовых), горизонтальных (сдвиговых) и диагональных (взбросо-сдвиговых) перемещениях вдоль боков криволинейных трещин скола даже при небольших амплитудах смещения образуются довольно протяженные полости приоткрывания. Если тектонические подвиги происходили во внутрирудный этап, а более поздние парагенетические ассоциации (вторая, третья и другие стадии минералообразования) обычно более продуктивны на благородные и редкие металлы, то в таких полостях образуются богатые рудные столбы. Такие рудные столбы формируются, например, в рудных жилах, приуроченных к трещинам типа сбросов на золото-серебряном месторождении Крипл-Крик (США)

(рис. 93). Примером рудных столбов, приуроченных к шарнирам антиклиналей, может служить золоторудное месторождение Бендиго в Австралии, к складкам волочения — золоторудное месторождение Ново-Скошия в Канаде. В крутошарнирных складках полости отслаивания также благоприятны для локализации рудных столбов, как это уста-

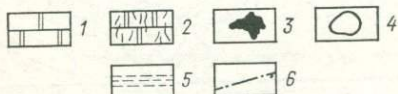
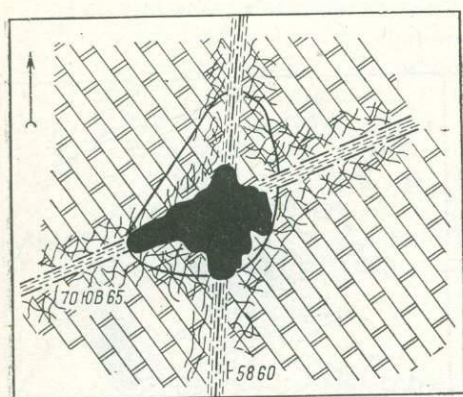


Рис. 95. Рудный столб на пересечении трещин. Свинцово-цинковое месторождение Екатерино-Благодатское в Забайкалье (по К. Ф. Кузнецову): 1 — белые мраморовидные известняки; 2 — трещиноватые известняки; 3 — раздвиг руд, образовавшийся в участке пересечения серии рудоносных трещин с пластами известняков; 4 — предполагаемые контуры рудного тела (контуры обрушения); 5 — тектоническая глина; 6 — трещины скола

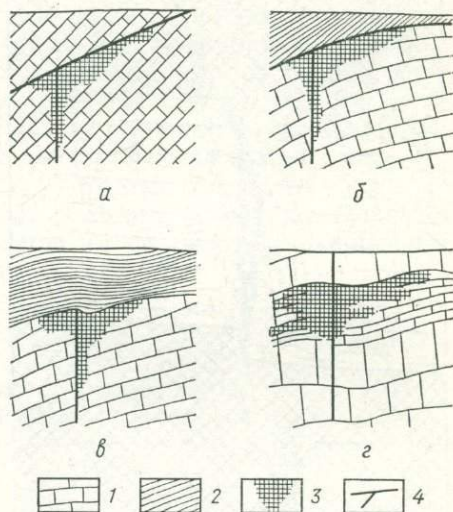


Рис. 96. Типы рудных капканов на ртутном месторождении Хайдаркан в Средней Азии (по В. И. Смирнову): 1 — известняки грубослоистые и тонкослоистые; 2 — сланцы; 3 — руда; 4 — трещины

фея. Рудные столбы локализуются в участках максимальной перегиба рудовмещающей пачки, где развиты крутопогружающиеся S-образные складки. Форма рудных тел и столбов определяется морфологией одной из таких складок. Длинная ось рудного столба, который прослеживается на большую глубину, соответствует погружению шарнира синклинали складки (рис. 94).

Рудные столбы второй группы не менее многочисленные, чем первой, и характеризуются приуроченностью к участкам сопряжения или пересечения основной рудоносной трещины побочными трещинами, к местам разветвления трещин и др. В таких участках локализуются многие рудные столбы свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья, например, на Екатерино-Благодатском (рис. 95). На ртутном месторождении Олюторском рудные столбы расположены в местах пересечения системы параллельных и дорудных трещин с основной рудной зоной.

В третьей группе рудных столбов экранирование может осуществляться пластами полупроницаемых пород (например, глинистых сланцев) в стратифицированных осадочных и осадочно-вулканогенных толщах, глинистой трещины, выполняющей трещину скальвания, дайками и особенно силлами магматических пород (диабазов и др.). Примерами первых двух случаев экранирования могут служить некоторые типы так называемых рудных капканов на ртутных месторождениях Средней Азии (Смирнов, 1976; рис. 96, а, б, в), а также залежи богатых полиметаллических руд под глинистыми сланцами на алтайском Риддер-Сокольном месторождении.

Четвертая группа представлена рудными столбами (рис. 96, г) не только на пересечении рудоносных трещин с горизонтами благоприятных пород (известняков, песчаников, углистых сланцев и др.), но и рудными столбами, образующимися при пересечении рудных жил разного состава. Последний тип рудных столбов часто встречается на полигенных и полихронных месторождениях. Так, например, на месторождениях в Рудных горах (ГДР) намечается обогащение серебром жил пятиэлементной формации при пересечении более древних жил колчеданных руд. Рудные зальбанды кобальтоносных жил на месторождениях Норвегии обогащены рудой в тех участках, где эти жилы рассекают пиритизированные породы. На колчеданно-полиметаллическом месторождении Джуса (Южный Урал) молодые полиметаллические руды обогащены металлами в тех участках, где они рассекают древние медноколчеданные руды.

Таким образом, в первых двух группах для локализации рудных столбов существенную роль играли структурные факторы, значение которых резко снижается в третьей и четвертой группе, где на первое место выдвигаются литологические факторы, а именно физико-механические свойства и химический состав горных пород, на некоторых месторождениях — состав руд.

ГЛАВА 13. ПОСЛЕРУДНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Послерудным тектоническим деформациям наиболее подвержены геосинклинальные осадочные и вулканогенно-осадочные месторождения, особенно древние — докембрийские и палеозойские. Они часто смяты в складки, расчленены разломами на отдельные блоки, преобразованы в зонах дислокационного метаморфизма, рассланцевания, подвержены тектоническому разлинзованию с развитием структур будинаж. Эндогенные месторождения также претерпевают дислокации в связи с послерудными структурами, особенно часто происходят смещения отдельных блоков рудных тел по сбросам, иногда они бывают расчленены на двигами, сдвигами и другими разрывами.

Не только рудные залежи и вмещающие их породы подвергаются послерудным деформациям, но и первичные геологические структуры, к которым приурочены месторождения, претерпевают значительные изменения формы залегания. Особенно наглядными в этом отношении являются деформированные вулканогенные структуры, к первичным элементам которых приурочены раннегеосинклинальные колчеданные месторождения Урала, Алтая и других провинций.

Складки. Морфология осадочных месторождений черных, цветных и других металлов, а также неметаллического сырья определяется пре-

имущественно складчатой структурой. В складки, обычно сопровождаемые соскладчатыми разрывами, интенсивно деформируются рудные залежи геосинклинального этапа развития, менее орогенного и очень слабо платформенного. Для последних двух этапов более характерно

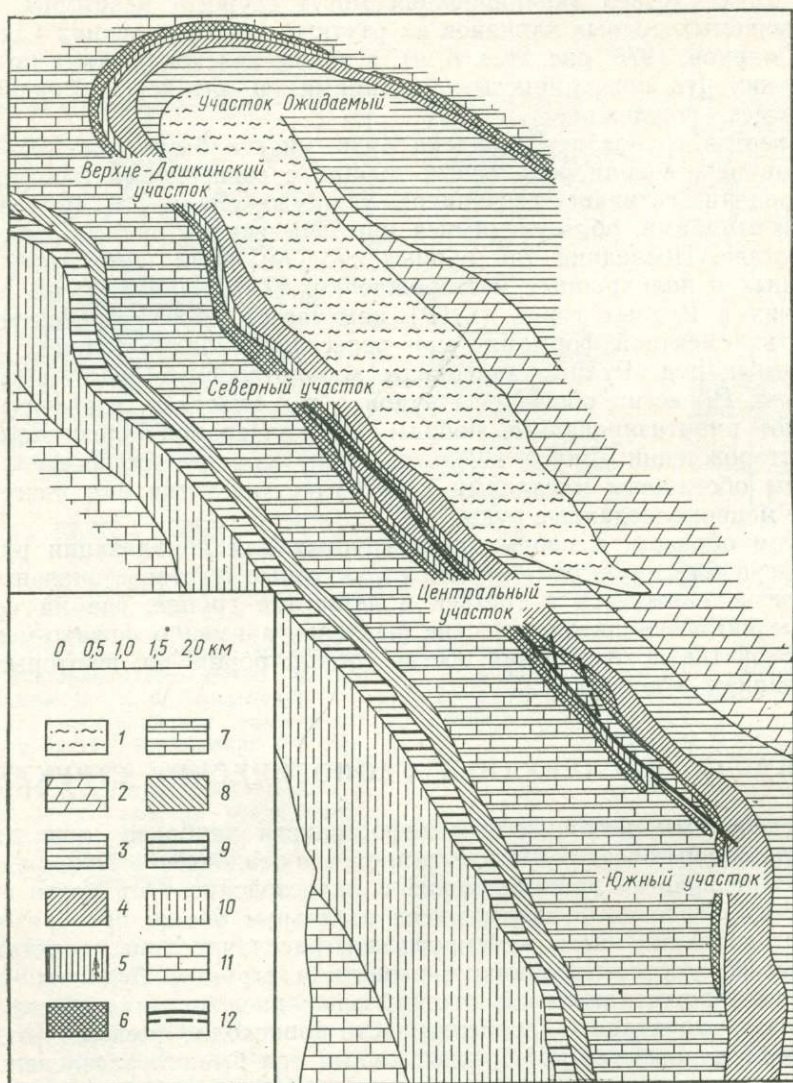


Рис. 97. Послерудная складчатая структура. Схематическая геологическая карта Нижне-Ангарского месторождения (по А. В. Лесгафту): 1 — третичные суглинистые отложения; 2—11 — отложения верхнего протерозоя: 2 — мергелистые темно-серые известняки, 3 — сланцы темно-серые мергелистые, 4 — сланцы фиолетовые песчано-глинистые, 5 — сланцы серые и темно-серые песчано-глинистые, 6 — рудный горизонт, 7 — сланцево-карбонатный горизонт с прослоями известняков, 8 — сланцы фиолетовые, 9 — сланцы тонкополосчатые алевритовые с хлоритомом, 10 — горизонт черных глинистых сланцев с пиритом, 11 — известняки черные, неслоистые; 12 — тектонические нарушения

нарушение рудных тел разломами, главным образом сбросами. После-рудные складчатые структуры, например, развиты на Нижне-Ангарском осадочном месторождении железных руд в Ангаро-Питском районе. В строении его принимают участие глинистые, песчано-глинистые и карбонатные отложения верхнего протерозоя и отчасти нижнего кембрия, которые образуют крупную синклираль, осложненную складками второго и более высокого порядка. Нижне-Ангарское месторождение представляет собой брахисинклираль, в которую смят горизонт гематитовых руд (длиной до 20 км) и вмещающие его породы. Рудный горизонт к тому же сдвоен вдоль Главного сброса с амплитудой смещения от 150 до 400 м, осложнен поперечными и диагональными нарушениями с малыми амплитудами (рис. 97).

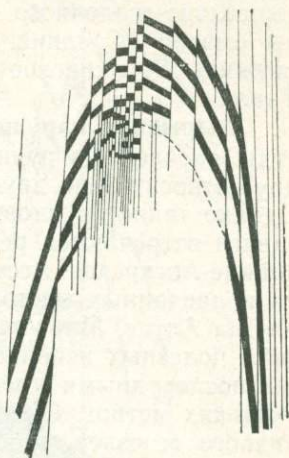


Рис. 98. Складка скалы-вания, деформирующая пачку железистых кварцитов в Криворожье (по Н. П. Семененко)

В мелкие складки волочения бывают смяты кварцево-рудные прожилки. В складки скалывания деформируются рудные прослои в железистых кварцитах Криворожья (рис. 98).

Послерудные складчатые структуры играют большую роль в преобразовании колчеданных и стратиформных месторождений руд цветных металлов, что было показано уже при описании метаморфогенных структур.

Структуры будинаж. Они часто бывают послерудными структурами, в которых рудные тела разлинзовываются. Так, линзовидные формы залегания железистых кварцитов месторождений Алдана, Кольского по-

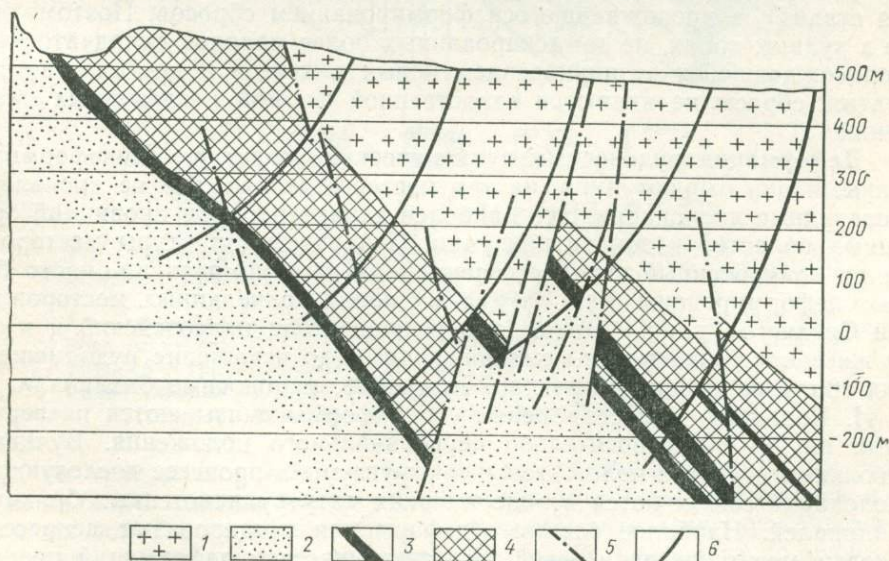


Рис. 99. Послерудные разрывные нарушения на апатит-магнетитовых месторождениях Ректор и Лампмалмен в Швеции (по Т. Параку):
1 — кварцевые порфиры; 2 — песчаники; 3, 4 — руды: 3 — магнетитовые, 4 — гематитовые; 5 — разрывные нарушения; 6 — буровые скважины

луострова и Криворожья объясняются их будиначем. Расположение линз подтверждает их принадлежность к послерудным структурам будиначей. Такие послерудные структуры также характерны для колчеданных месторождений, особенно сложенных ранними рудами гидротермально-осадочного генезиса, которые в дальнейшем вовлечены в зоны смятия (Средний Урал, Рудный Алтай и др.). Примером может служить Левихинское медноколчеданное месторождение на Среднем Урале.

Разрывные нарушения. Послерудные разломы значительной амплитуды расчленяют рудные тела на отдельные блоки, которые смещены друг относительно друга на десятки — первые сотни метров (рис. 99). Однако такие крупноамплитудные сбросы, а также надвиги, взбросы и сдвиги встречаются редко. В качестве примера можно привести то же Нижне-Ангарское месторождение (см. рис. 97). Они известны также на колчеданных месторождениях — Левиха на Урале, Риддер-Сокольное на Алтае, Миргалим-Сай в Казахстане и др. Гораздо чаще многие тела полезных ископаемых после своего образования бывают поражены послерудными трещинами, смещения по которым достигают нескольких метров. Они широко развиты на многих месторождениях различного генезиса, особенно на гидротермальных жильного типа, где развиты дорудные, внутрирудные и послерудные трещины: Садон и Згид на Кавказе, Давенда и Дарасун в Забайкалье, Балахчинское в Кузнецком Алатау. Послерудная разрывная тектоника на рудных полях и месторождениях аналогично внутрирудной может развиваться в один или два этапа. В первом случае послерудные нарушения образуются в условиях растяжения и представлены нормальными сбросами. Во втором случае, более сложном, послерудная тектоника отражает последовательные деформации сжатия (ранняя послерудная стадия) с образованием мелких надвигов и сдвигов и растяжения (поздняя послерудная стадия), сопровождавшегося формированием сбросов. Поэтому даже в рудных полях, не замаскированных более молодой складчатостью, сопровождавшейся возникновением новых надвигов и других структур сжатия, сбросы не являются единственной формой послерудных нарушений.

Деформация рудоносных вулканических структур. Недеформированными они бывают лишь на тех месторождениях, где не проявлены послерудные дислокации. Это наиболее характерно для провинций орогенных областей и зон активизации. Первичные структуры месторождения, приуроченные к раннегеосинклинальным комплексам, часто бывают деформированы. Так, на рудных полях колчеданных месторождений Среднего Урала и Алтая, где возраст толщ палеозойский и к тому же часто развиты зоны смятия, произошло искажение рудовмещающих синвулканических структур. Например, рудоносные биклинали, по А. И. Кривцову, при сохранении своей формы оказываются развернутыми на $70-80^\circ$ относительно первоначального положения. Вулканокупольные и другие положительные структуры в процессе последующих дислокаций сохраняются в виде жестких ядер вулканогенных брахиантиклиналей. Наиболее сложные деформации претерпевают депрессии, которые могут иногда в результате тектонических деформаций превратиться в антиклинальные структуры. В процессе палеовулканологических реконструкций должен быть восстановлен первичный облик таких деформированных вулканоструктур.

Примером послерудных структур, часто распространенных в докембрийских комплексах, может служить метаморфизованное колчеданно-полиметаллическое месторождение — гигант Брокен-Хилл в Австралии (Laind, Marjoribanks, Rutland, 1978). Залежи первичных сульфидных

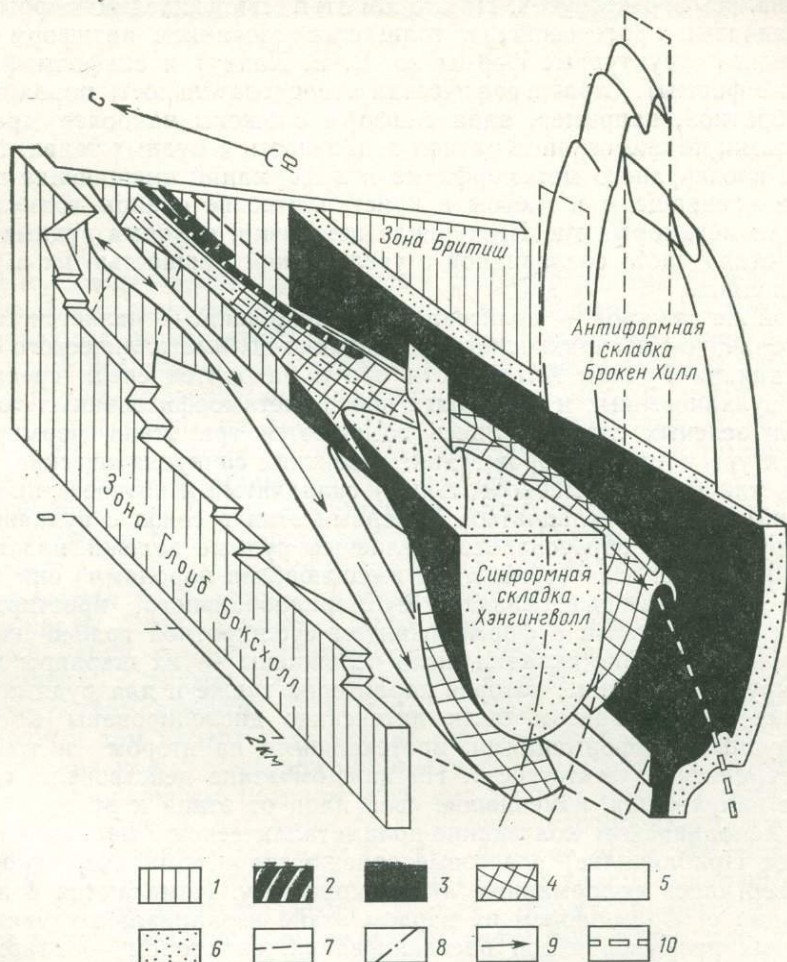


Рис. 100. Послерудные антиформные и синформные складки на месторождении Брокен-Хилл в Австралии (по В. Ляйнгу, Р. Марджорибэнксу и Р. Ратлэнду):

1 — ретроградные сколовые зоны; 2 — рудное тело; 3 — кровля рудного горизонта; 4 — подошва рудного горизонта; 5 — нижние амфиболиты; 6 — гранитогнейсы и гнейсы Потоси; 7 — сбросы; 8 — осевая линия главных складок; 9 — направление линейности; 10 — осевая линия Западных антиформных складок

руд на этом месторождении, по представлениям австралийских геологов, являлись сингенетичными образованиями. Руды отложились в линейных зонах в виде лентовидных тел при затухании вулканизма на контакте вулканических и осадочных фаций вулканогенно-осадочных формаций в раннем протерозое. Современная структура месторождения, в частности антиформная складка Брокен Хилл (рис. 100), осложненная сколовыми зонами, образовалась в течение трех этапов де-

формаций. Два первых этапа протекали в условиях высоких ступеней прогрессивного метаморфизма, а третий — при регрессивном метаморфизме. На первом этапе при формировании лежащих изоклиналильных складок стратиграфическая последовательность слоев и рудных залежей оказалась перевернутой. На втором этапе произошел повторный изгиб складчатых протерозойских толщ с образованием антиформ (положительные структурные формы по В. Е. Хаину) и синформ (отрицательные формы). Стратиграфическая последовательность пород в них стала обратной, например, ядра синформ сложены наиболее древними гнейсами; также стала обратной зональность в рудных телах. В результате послерудного метаморфизма и деформаций вмещающие породы были превращены в гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма. Претерпела изменения и форма рудных тел, которая стала часто седловидной с увеличенной мощностью их в шарнирах складок.

Такой же сложной — полигенной и полихронной — является структура Юбилейно-Снегирихинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае, хотя оно и находится среди среднедевонских вулканогенных и осадочных пород, метаморфизованных только до фации зеленых сланцев. Здесь намечаются три этапа формирования структуры этого месторождения: девонский синвулканический, раннегерцинский (нижнекаменноугольный) складчатый и позднегерцинский (пермский) глыбово-складчатый. В первый этап в связи с вулканическими структурами образовались согласные рудные залежи пластовой формы. Во второй этап совместно с вмещающими породами они были смяты в изоклиналильные складки субмеридионального простирания. В третий этап, в связи с формированием субширотной грабен-синклинали, раннегерцинские складки были осложнены — их шарниры приобрели крутое склонение, которое характерно также и для рудных тел. Последние таким образом были интенсивно дислоцированы в связи с послерудными деформациями, протекавшими на втором и третьем этапах герцинского тектогенеза. На каждом этапе действовали тектонические напряжения, изменявшие свой план от этапа к этапу.

На Холоднинском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Северное Прибайкалье) пластовые залежи гидротермально-осадочных руд подвергались деформациям и метаморфизму. Намечаются 4 этапа деформации с образованием на первом этапе изоклиналильных складок, продольных разрывов и зон рассланцевания, на втором — открытых асимметричных складок (антиформных и синформных) и подновлением заложенных ранее зон и разрывов, на третьем — крутошарнирных коленообразных складок и на четвертом — серии каскадных складок с субгоризонтальными осевыми поверхностями на крыльях более крупных структур ранних этапов. В первые два этапа, сближенные во времени, была сформирована основная структура Холоднинского месторождения и проявился метаморфизм амфиболитовой фации. В процессе последнего руды претерпели перекристаллизацию, переотложение и мобилизацию (регенерацию), которая происходила и на третьем этапе, когда в продольных разрывах и косых трещинах отрыва происходило отложение регенерированных прожилково-гнездовых руд. В четвертый этап произошла дальнейшая деформация рудных залежей, заключающаяся, в частности, в небольших их смещениях по сбросо-сдвигам; каких-либо преобразований руд в этот этап не установлено.

ЧАСТЬ III

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящее время при изучении структур рудных полей и месторождений используется большое количество разнообразных методов, заимствованных из структурной геологии или созданных в связи со специальными исследованиями рудных полей и месторождений (например, структурно-петрофизический анализ). Все эти методы могут быть условно подразделены на две группы: 1) картировочные, в результате которых еще в полевых условиях создаются геолого-структурные или другие специализированные карты, совершенствуемые в процессе камеральных работ, и 2) аналитические и экспериментальные методы, которые также иногда сопровождаются специализированными картами, схемами и разрезами, однако такие материалы появляются обычно после проведения лабораторных исследований, как, например, петрофизические карты. Следует иметь в виду комплексирование методов, рациональный набор которых применяется в соответствии с геологической обстановкой, а также исходя из поставленных задач. Это позволяет произвести комплексный структурный анализ рудных полей и месторождений и тем самым дать научно обоснованный локальный прогноз обнаружения новых месторождений или скрытых рудных залежей.

К картировочным методам изучения рудных полей и месторождений следует отнести детальное геологическое картирование, геофизические методы, минералого-геохимические, фотогеологические, морфогенетический анализ, детальный палеофациальный анализ осадочных комплексов, палеовулканологический анализ, структурно-петрологический анализ интрузивов, парагенетический анализ минералов при картировании метаморфитов и околорудных метасоматитов. Во вторую группу нами включается анализ трещинной тектоники, тектонофизические исследования, микроструктурный анализ, рудная петрофизика, структурно-петрофизический анализ, вычислительная математика и ЭВМ при изучении рудоносных структур, историко-генетический и геодинамический анализ рудоносных структур, моделирование структур рудных полей и месторождений.

ГЛАВА 14. ДЕТАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Цели и задачи. Рудные поля обычно картируются в масштабе 1:10 000 или 1:5 000, месторождения — в масштабе 1:2 000 или 1:1 000; рудные тела в масштабе 1:200 или 1:500 — погоризонтные геологические планы подземных горных выработок и планы карьеров (табл. 8).

Таблица 8

Рудноносные площади	Геологические карты		Площадь съемки, км ²	Стадии и подстадии геолого-разведочных работ
	название	масштаб		
Рудные районы	крупномасштабные	1 : 50 000	300—100	I. Региональные геологосъемочные и геофизические работы: 1) геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)
Рудные поля		1 : 10 000		
Рудные месторождения	геологические планы (погоризонтные; планы карьеров)	1 : 5 000	5—25	II. Поиски
Рудные тела		1 : 2 000	1—3	III. Предварительная
		1 : 1 000	0,1—1	IV. Детальная
				V. Эксплуатационная

Основные задачи детальной геологической съемки заключаются в том, чтобы расшифровать геологическое строение (структуру) рудного поля или месторождения и наметить основные этапы его формирования; выявить форму, размеры и условия залегания рудных тел месторождений полезных ископаемых; обнаружить все рудопроявления и зоны минерализации; установить главнейшие закономерности размещения месторождений и рудопроявлений. Детальные геологические карты необходимы для выбора наиболее эффективной методики и направления разведочных работ на месторождениях, использования их при подсчете запасов; создания прогнозных карт и оценки промышленного оруденения; для поисков и выявления новых месторождений или скрытых рудных тел. Таким образом, крупномасштабная геологическая съемка является основным методом изучения рудных полей и месторождений при обосновании выбора рациональных методов поисков, разведки, подсчета запасов и эксплуатации («Основные вопросы...», 1960 и др., «Методическое руководство...», 1974).

Особенности методики детального картирования обусловлены промышленно-генетическим типом месторождения полезного ископаемого, связанного с различными комплексами пород (осадочными, вулканогенными и др.), которые характеризуются разными типами геологических структур (тектоногенными, тектоно-магматогенными и др.). Детальная геологическая съемка, проводимая на рудных площадях с определенным видом полезных ископаемых, направлена прежде всего на выяснение тех особенностей геологии, которые определяют размещение месторождений этого вида полезных ископаемых; поэтому она является специализированной. Генетические типы месторождений и геологические обстановки их образований разнообразны и, на первый взгляд, многочисленны. Однако многие генетические группы месторождений (осадочные, магматические, пегматитовые, грейзеновые, альбитовые, карбонатитовые, вулканогенные, гидротермальные, метаморфогенные и др.) тесно связаны с соответствующими комплексами пород (осадочными, вулканогенными, плутоногенными, метаморфогенными), в которых они и

залегают. При этом такая связь бывает часто не только пространственной и структурной, но парагенетической и даже генетической. Эти связи для эпигенетических месторождений (плутоногенных гидротермальных и др.) часто бывают только пространственными, но и в этом случае структурный и литологический контроль оруденения имеет важное значение. Поэтому при составлении геологических и специальных карт важное значение имеют структурно-формационный и особенно структурно-фациальный анализы рудоносных комплексов («Вулканогенные...», 1978). Анализ фаций и мощностей производится обычно для осадочных комплексов, палеовулканологический — для вулканогенных, структурно-петрологический — для плутоногенных, а парагенетический анализ минеральных ассоциаций — для метаморфогенных комплексов («Методическое руководство...», 1974 и др.).

Крупномасштабное геологическое картирование и соответственно комплексный структурный анализ должны проводиться с учетом различных природных обстановок: геоморфологических, которые влияют на обнаженность картируемых площадей, и структурно-геоморфологический тип рудоносных структур; геотектонических, обуславливающих ярусное строение районов и их тектоническую структуру; структурно-формационно-фациальных, определяющих развитие рудовмещающих комплексов пород (осадочных, магматических, метаморфических), и рудогенетических обстановок, характеризующих проявление месторождений полезных ископаемых соответствующего генезиса (экзогенного, эндогенного или метаморфогенного).

Комплексность детальной геологической съемки. При геологическом картировании рудных полей и месторождений используется комплекс геологических, фотогеологических, геофизических, геохимических и других методов исследований, а также горных и буровых работ («Основные вопросы...», 1960; и др.). Особую роль при картировании (особенно объемного) рудных полей и месторождений, а также и глубинных поисках играют геофизические методы. Современные методы исследований (фотогеологические, геофизические и др.), которые улучшают структурность крупномасштабных и особенно детальных карт, позволяют более качественно проводить структурный анализ рудных полей и месторождений.

Выбор площади, масштаба и способа детальной съемки. Площадь съемки выбирается с таким расчетом, чтобы на составленной геологической карте была отражена позиция рудного поля и месторождения (рудного тела) в общей структуре рудного поля (месторождения), главные особенности геологического строения закартированной площади, взаимоотношение пород и рудных тел.

Масштаб съемки, осуществляемой на топографической карте в 2—2,5 раза крупнее, определяется сложностью геологического строения, масштабами проявления и распределения рудоконтролирующих структурных элементов (складок, трещин и т. п.) и литологических горизонтов, а также размерами известных рудных тел и зон минерализации. Масштаб съемки следует выбирать такой, чтобы на карте были показаны геологические элементы (пласты, дайки и другие) шириной 1—2 мм и более, что на местности соответствует 1—2, 2—4, 5, 10, 10—20 м при масштабах карт 1:1000, 1:2000, 1:5000 и 1:10 000; наиболее важные из них (рудные тела, маркирующие горизонты) могут быть показаны вне масштаба. Интерполяция при прослеживании геологических элементов по простирацию в зависимости от масштаба съемки (1:1000,

1:2000, 1:5000 или 1:10 000) не должна превышать соответственно 10, 20, 50 или 100 м.

Выбор способа проведения детального картирования определяется обнаженностью, геологической обстановкой (например, какие — вулканические, интрузивные или метаморфические комплексы развиты на площади), первым или повторным составлением геологической карты, полнотой предварительных геофизических съемок и других данных. Основным способом детальной съемки является нанесение на карту пластов и магматических тел горных пород, их контактов, разрывных нарушений, рудных тел и минерализованных зон. В процессе детальной съемки применяются все способы картирования в различной комбинации (оконтуривание, прослеживание по простиранию и маршрутный вкрест простирания), но наиболее часто используется первый и второй метод. Особенность детального картирования заключается также в инструментальной привязке мензулой или теодолитом точек наблюдений горных выработок, буровых скважин и геологических элементов. Она осуществляется различными способами: квадратов, засечек — нанесение инструментальным путем точек наблюдений на имеющейся карте, одновременным составлением топографической и геологической карт, глазомерным способом с последующей инструментальной привязкой; в настоящее время часто при помощи фототеодолитной съемки в горных районах и в карьерах.

Объемное геологическое картирование представляет комплекс геологосъемочных, поисковых, геофизических, геохимических и буровых работ, обеспечивающих получение геологических данных в пределах определенных глубин с заданной точностью. Результаты такого картирования отображаются на геологических картах, разрезах и картах-срезах глубиной 125, 250, как это делается при масштабе 1:25 000—1:50 000 или на более глубоких срезах (500, 750, 1000 м) для рудных полей в масштабе 1:10 000 («Вулканогенные...», 1978). Первые построения макетов карт-срезов глубинного строения района выполняются по данным геологического строения поверхности. Следующим этапом составления карт-срезов является их корректировка по данным площадных и профильных геофизических методов, а также бурения. Геофизические исследования включают сейсмику, грави-, магнито- и электро-разведочные методы, а также определение физических свойств — все это необходимо для получения конкретной информации о строении разреза. На основании анализа всех геологических и геофизических материалов подбирается несколько вариантов прогноза геологической ситуации на глубине с оценкой вероятности данного решения, возможных ошибок построений, доверительным интервалом выделенных границ, а также степени генерализации построений, определяемых рядом факторов: глубиной карт-срезов, типом и строением среды, ее физическими характеристиками и возможностями используемых геофизических методов. Редкая сеть буровых скважин служит главным образом для оценки правильности увязки геологических и геофизических интерпретаций о глубинном строении рудного района или поля.

Кондиционность детальной геологической карты определяется, в первую очередь, точностью и достоверностью изображения прослеженных геологических элементов. Количество описываемых обнажений на единицу площади, которое удовлетворяло бы кондиционности геологической карты поверхности, зависит от масштаба съемки и сложности геологического строения. Иногда приводятся цифровые показатели — чис-

до точек наблюдений на 1 км² при съемке площади средней сложности геологического строения должно быть для масштаба 1:10 000 — 100, 1:5000 — 400, 1:2000 — 2500 и 1:1000 — 10 000. Однако они весьма условны. На площадях однородного геологического строения точки наблюдения располагают более или менее равномерно, но на участках сложного строения, особенно плохо обнаженных, и при наличии оруденения сеть наблюдения сгущается по профилям вкрест господствующего простирания геологических структур. В закрытых районах первоначально изучают все естественные обнажения и используют геофизические материалы. Затем, после анализа предварительно составленной схемы геологического строения, задают сеть искусственных обнажений коренных пород: при малой мощности рыхлых отложений (до 5—10 м) проходят расчистки, канавы, шурфы, а при большей — картировочные и структурные скважины. Горные выработки и буровые скважины также задают вкрест простирания структур для получения перекрытого разреза.

Кондиционность геологических карт обычно определяется детальностью расчленения стратиграфо-литологического разреза стратифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных отложений; дробностью возрастного и петрографического подразделения магматических комплексов; насыщенностью структурными элементами, зонами минерализации и проявлениями оруденения; точностью нанесения геологических элементов на карту; обоснованностью геологической интерпретации фактическим материалом и полнотой исследований; способами изучения геологических образований; полнотой сбора образцов и проб; выполнением требований в отношении комплексности исследований и комплекта карт различного типа, но самое главное — качественным выполнением основной задачи — поисковым эффектом и выяснением перспектив района или рудного поля в отношении полезных ископаемых («Основные вопросы и методы...», 1960). Таким образом оценка качества геологосъемочных работ определяется полнотой выполненных работ, достоверностью полученных материалов и точностью карт.

ГЛАВА 15. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

Структурные исследования на месторождениях полезных ископаемых сопровождаются геологическим картированием рудных тел и рудовмещающих пород, вскрытых горными выработками и буровыми скважинами, или используют его данные. Главной задачей такого картирования является выяснение формы, размеров и залегания рудных тел, которые определяются геологическими структурами и литологическими особенностями рудовмещающих толщ. Не менее важным является выявление внутреннего строения рудных тел, которое выражается в пространственном размещении типов и сортов руд, характеризующихся определенными закономерностями. Они проявляются в зональности рудных тел, наличии в них обогащенных участков — рудных столбов и других особенностях внутреннего строения, обусловленных структурным и литологическим контролем, в первую очередь внутрирудной тектоникой, а также физико-химическими условиями рудоотложения. Более тонкие детали внутреннего строения рудных тел — распределе-

ние парагенетических минеральных ассоциаций, последовательность минералообразования, текстуры и структуры руд и другие черты — выявляются при минералогическом картировании.

Геологическое картирование горных выработок. Основной его целью является составление геологических планов разведочных или экс-

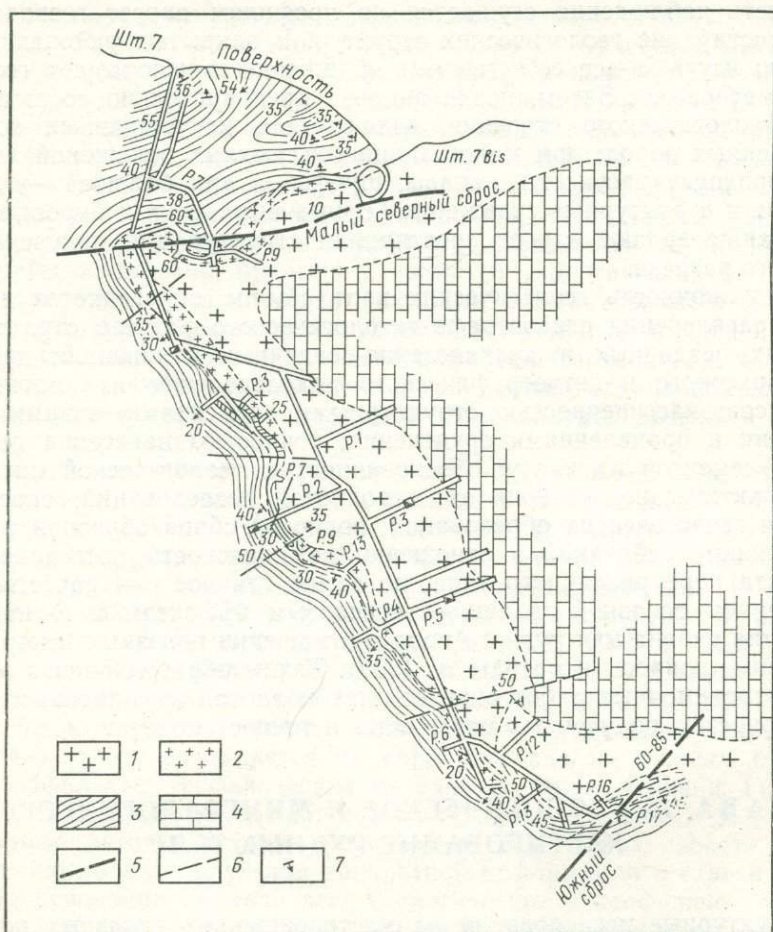


Рис. 101. Геологический план горизонта штольни на сурьмяном месторождении Кадамджай (по А. К. Полякову):

1 — рудное тело; 2 — промышленная руда; 3 — сланцы; 4 — известняки; 5 — сбросы основные; 6 — сбросы малоамплитудные; 7 — элементы залегания

плуатационных горизонтов. В зависимости от сложности морфологии и внутреннего строения рудных тел они составляются в масштабах от 1:250 до 1:1000, наиболее принятым является масштаб 1:500. На них наносят контуры распространения рудовмещающих пород того или иного типа и рудного тела (с интерполяцией между выработками), их элементы залегания, тектонические нарушения и другие структурные элементы (рис. 101). Контуры промышленных руд устанавливаются по планам опробования или иногда визуально.

На месторождениях простого строения, например, осадочного генезиса крупного масштаба геологическое картирование, осуществляемое на маркшейдерской основе, производится непосредственно в выработках. На сложных месторождениях эндогенного или метаморфогенного генезиса при составлении погоризонтных планов подземных горных выработок или планов карьеров используются данные первичной документации горных выработок, в первую очередь зарисовок-разверток, а также буровых скважин. Документация керна скважин является в некоторых случаях (плохой обнаженности, отсутствия горных работ) единственным геологическим материалом, необходимым для составления геологических разрезов через рудное поле или месторождение.

По данным первичной документации составляются сначала карты, планы и разрезы фактического материала. На них должно найти, наряду с фиксацией плотности наблюдений, точное и полное отображение всех геологических данных в пределах точек наблюдений, полученных в процессе геологической съемки и документации. Карты и разрезы фактического материала, которые делаются на ватмане, непрерывно пополняются по мере проходки горных выработок и буровых скважин. Они должны с возможной полнотой отражать весь комплекс проведенных геологических наблюдений и не содержать элементов интерпретации и увязки этих данных. Затем на основе фактического материала вычерчиваются (первоначально на восковке) геологические или специализированные карты, планы и разрезы, допускающие различные варианты интерполяции фактических данных.

Геологические разрезы (масштаба 1:250, 1:500, 1:1000 и 1:2000) составляются по данным геологической карты поверхности, горных выработок и буровых скважин. Они вычерчиваются с учетом искривления буровых скважин, фиксируемых замерами азимутальных и зенитных углов. Геологические разрезы бывают поперечными и продольными по отношению к генеральному простиранию структур и рудных тел. Поперечные разрезы наглядно иллюстрируют эти структуры. В продольных разрезах бывает хорошо видно поведение структур по простиранию, например, унудляция шарниров складок; они также необходимы для показа внутреннего строения крутопадающих рудных тел, особенно плоских (жил, пластов).

Документация горных выработок бывает нескольких видов. В действующих забоях ежедневно примерно через каждые 1—1,5 м ведутся и зарисовки в масштабе 1:20—1:50. Документация горизонтальных выработок производится в масштабе 1:100—1:200 преимущественно методом развертки, при котором зарисовываются две стенки и кровля выработки, видимой как бы сверху и с боков — снаружи (рис. 102, а). Геологические границы и структурные элементы с таких зарисовок-разверток легко переносятся на погоризонтные планы подземных выработок. В карьерах производится документация уступов, которая служит основой для плана карьера. Результаты документации вертикальных и наклонных выработок используются также и для составления геологических разрезов через месторождения или рудные тела. При документации указываются места взятия проб и образцов, а также пункты специальных структурных исследований, например, массовых замеров трещин и сопровождающих их отбор ориентированных штуфов для микроструктурного, структурно-петрофизического и других видов анализов. Зарисовка привязывается к маркшейдерской точке.

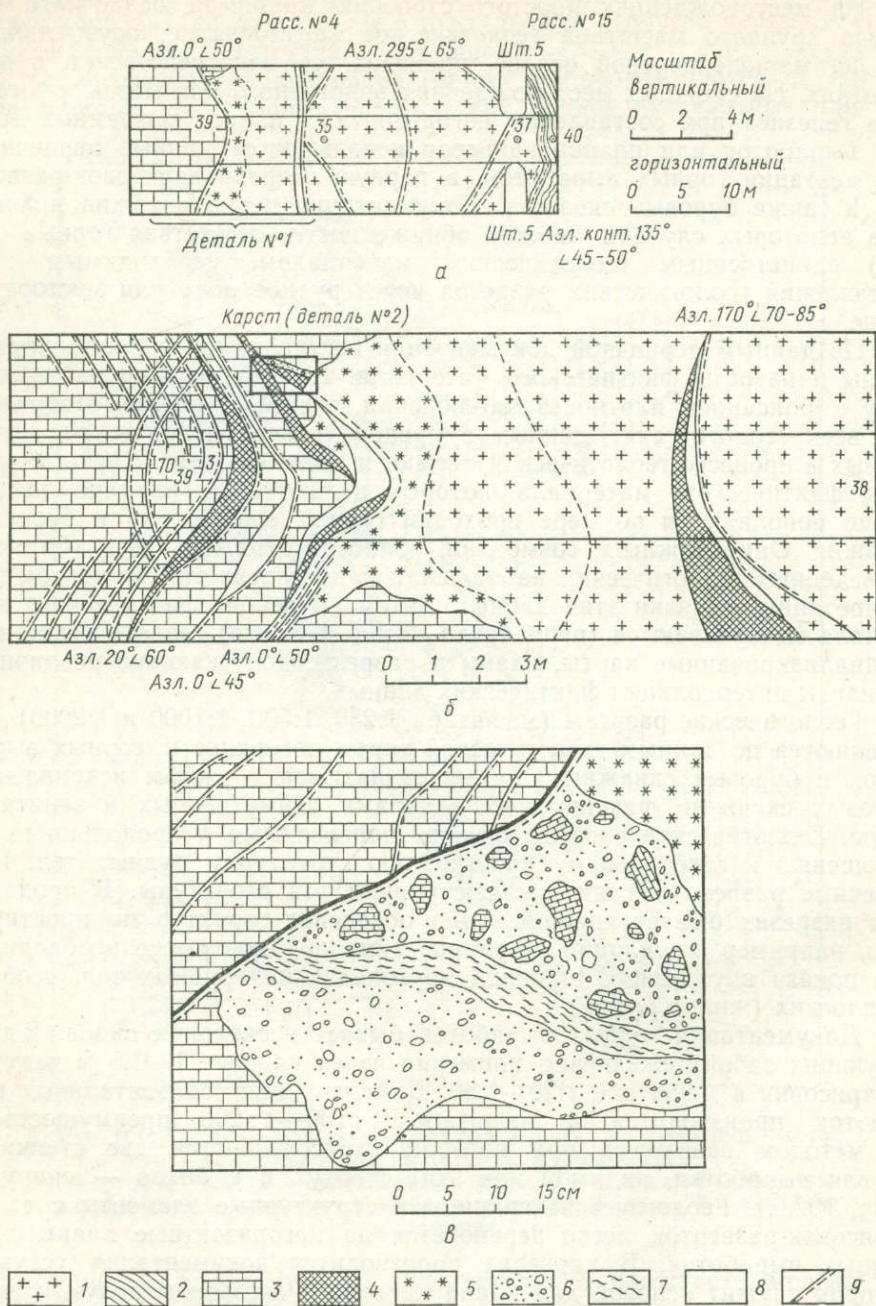


Рис. 102. Применение различных масштабов документации для иллюстрации деталей строения рудного тела (по А. К. Полякову):
 а — общая зарисовка рассечки; б — зона дробления (деталь № 1); в — карст (деталь № 2); 1 — рудное тело; 2 — сланцы; 3 — известняки; 4 — зона дробления; 5 — базальные конгломераты; 6 — песок; 7 — глина; 8 — зияющая полость; 9 — тектонические нарушения

Интересные детали зарисовываются в более крупном масштабе (рис. 102, б, в) или фотографируются. Сейчас фотогеологические методы довольно широко используются при документации, геологическом картировании и структурных исследованиях в горных выработках и особенно в карьерах.

При составлении геологических планов карьеров результаты документации их бортов наносятся на маркшейдерскую основу, которая составляется по горизонтам в масштабе от 1:500 до 1:2000. Кроме проекции бортов на эту же основу наносятся линии канав или расчисток, точки пересечения с горизонтом разведочных скважин, на которых также делается выноска геологической документации.

Буровые скважины документируются в масштабе 1:100—1:500 в виде геологического разреза (колонки по оси скважины), который сопровождается такими основными данными, как номера и координаты скважины, ее конструкция, азимутальный и зенитный угол, буровые рейсы (с выходами керна), состав пород с их краткой характеристикой, углов падения пластов, контактов и других структурных элементов по отношению к оси скважины, границы рудного тела, пересеченной скважины, интервалы проб и данные их анализов, каротажная кривая, уровень грунтовых вод и результаты откачек. Все эти сведения заносятся в паспорт скважины.

Минералогическое картирование. Методика его разработана И. В. Петровской (1959) на примере медноколчеданных месторождений Урала. Минералогическое картирование заключается в выделении на планах рудных тел участков развития определенных минеральных ассоциаций и их групп (рис. 103). Общие положения этого вида картирования заключаются в следующем: 1) на картах и разрезах оконтуриваются площади, которые обладают комплексом макроскопически **различимых минералогических признаков** (парагенетические ассоциации, текстуры и др.), 2) эти участки с довольно условными границами характеризуются преобладанием той или иной разновидности минеральных образований, часто проявленных совместно с перекрытием друг друга, 3) полученные данные составляют содержание специализированных — минералогических карт или наносятся на геолого-структурные карты и 4) в зависимости от сложности строения месторождения рудных тел масштабы минералогических карт месторождений колеблются от 1:1000 до 1:5000, отдельных рудных тел обычно 1:500, а первичная документация горных выработок и буровых скважин производится в масштабе 1:50—1:200.

В легенде минералогических карт учитываются две группы признаков: состав и строение минеральных агрегатов. В первой группе фиксируются поля распространения минеральных видов и их разновидностей. Среди закономерно повторяющихся признаков в первую очередь выбираются такие, с которыми связана концентрация ценных компонентов (меди, цинка и др.). Во второй группе признаков выделяются характерные текстуры минеральных агрегатов, которые могут быть однородными (массивные, вкрапленные), локально неоднородными (брекчиевые, брекчиевидные), различно или однообразно ориентированными (полосчатые текстуры).

При составлении минералогических карт большое внимание уделяется структурным элементам, признакам метаморфизма руд, а также особенностям рудовмещающих пород. Во-первых, наносятся главные элементы геологической структуры, которые заимствуются из геолого-

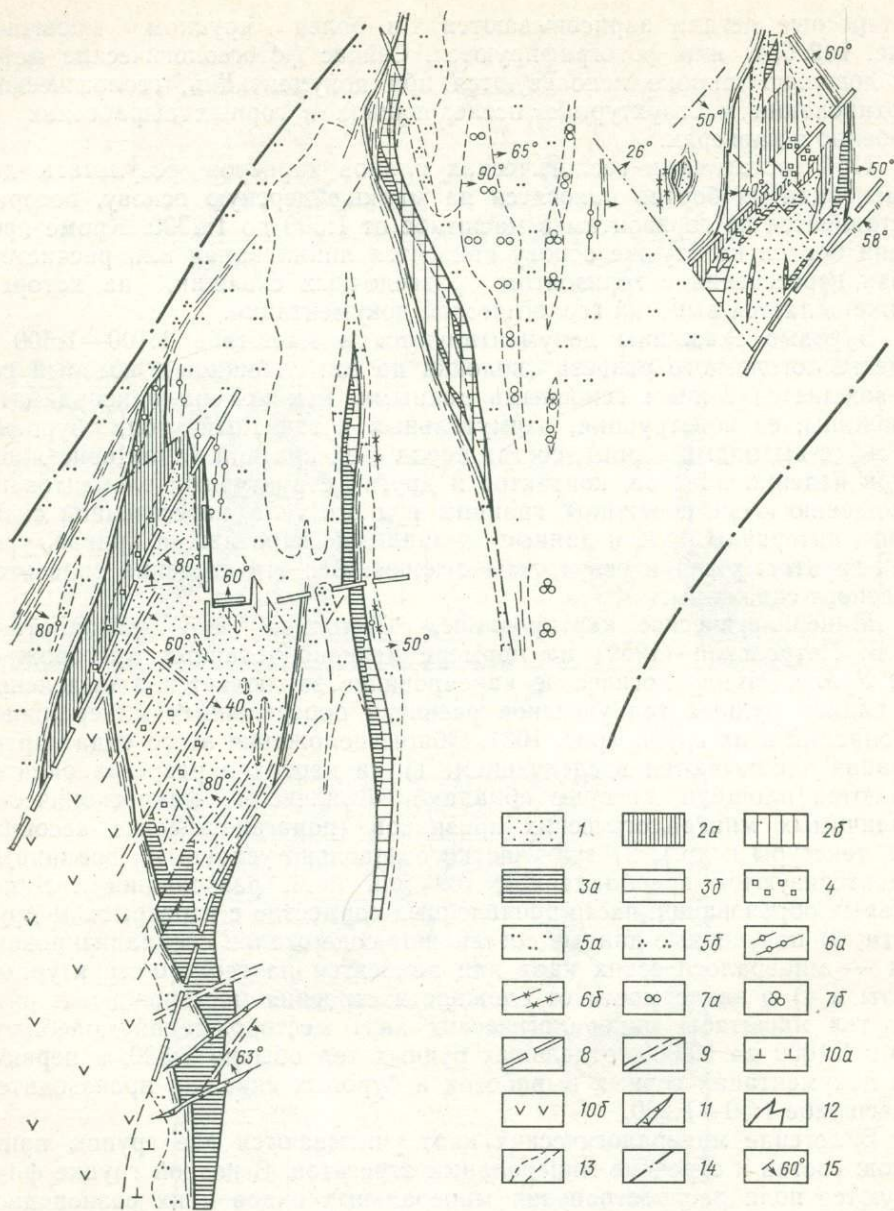


Рис. 103. Минералогические планы участка медноколчеданного месторождения Южный Сибай (по Н. В. Петровской):

1 — участки развития ранней пиритовой ассоциации; 2 — участки проявления халькопирит-пиритовой ассоциации в пиритовых рудах: а — интенсивного, б — слабого; 3 — участки проявления сфалерит-пиритовой ассоциации в пиритовых рудах: а — интенсивного, б — слабого; 4 — участки развития сравнительно крупнозернистого пирита среди тонкозернистых пиритовых руд; 5 — зоны вкрапленности пирита в породах (а — редкая вкрапленность, б — более густая вкрапленность); 6 — прожилки в породах: а — кварца, б — кальцита с примесью кварца; 7 — обломки руды в горизонтах брекчий, сцементированных материалом пород и руд: а — редкие, б — частые; 8 — предполагаемые направления предрудных минерализационных нарушений; 9 — зоны послерудных нарушений;

структурных карт — разломы, трещины, межпластовые нарушения и другие элементы, влияющие на размещение и форму рудных тел, а также на контуры участков, в разной степени благоприятных для локализации оруденения. В ряде случаев особо выделяются реликтовые до-рудные структуры в контурах рудных залежей, так, например, показывается унаследованная полосчатость в рудных телах, приуроченных к зонам рассланцевания. Также наносятся участки унаследованной брекчиевидной и пятнистой текстуры руд, фиксирующие положение до-рудных зон дробления.

Во-вторых, картируются элементы внутрирудной тектоники в виде конкретных форм проявления разновозрастных деформаций (трещин, зон рассланцевания и др.), которые выделяются по морфологическим признакам, минеральным выполнениям (кварцевое, баритовое, сфалерит-пиритовое и др.) и по времени формирования.

В-третьих, фиксируются послерудные нарушения (трещиноватость, интенсивность дробления руд), участки слабого динамометаморфизма, зоны рассланцевания руд, участки их перекристаллизации, развития сегрегационных прожилков и другие признаки изменения первичных руд.

В-четвертых, отмечаются типы рудовмещающих пород и метасоматитов (кварциты, хлоритолиты, серицитолиты и др.), а также надрудных пород, игравших роль структурно-литологических экранов или геохимических барьеров для гидротермальных растворов.

В-пятых, выясняются соотношения руд с различными по составу и возрасту дайками субвулканических пород или жильных дериватов интрузий.

Этот перечень структурных и литологических элементов, которые фиксируются при минералогическом картировании или заимствуются из геолого-структурных карт, показывает комплексность проводимых исследований. Если фиксировать структурно-морфологические и минералогические особенности рудных тел, обращая внимание на структурные условия размещения минеральных ассоциаций в пространстве (зональность оруденения) и во времени (стадийность минералообразования) и применяя при этом методы не только минералогических, но и структурных исследований, то такое картирование рудных тел следует называть структурно-минералогическим. Проводить его необходимо на различных стадиях разведки месторождений полезных ископаемых, особенно при детальной и эксплуатационной.

Поисково-разведочная геохимия при изучении структур рудных полей и месторождений. Выявление первичных геохимических ореолов имеет не только поисковое значение, но также может помочь расшифровке рудоносных геологических структур. Первичные геохимические ореолы представляют собой образования, генетически единые с рудными телами, но занимают более обширные пространства, чем рудные тела, и превышают их по запасам. Размеры и морфология таких ореолов весьма разнообразны и зависят, по данным Л. Н. Овчинникова,

10 — вмещающие породы: а — липаритового комплекса; б — спилитового комплекса; 11 — дайки диабазового состава; 12 — границы рудных тел; 13 — границы зон вкрапленной минерализации; 14 — предполагаемые границы зон диагональных нарушений, оказывающих влияние на локализации рудных тел; 15 — элементы залегания нарушений

С. В. Григоряна и других геохимиков, от геолого-структурной обстановки (трещинной тектоники, экранирующих структур и др.), условий залегания, размеров и конфигурации рудных тел, от пестроты литологического состава вмещающих пород, их физических свойств (в первую очередь пористости), типа околорудных метасоматитов, проявлений дайкового комплекса и других факторов.

Первичные ореолы сингенетичны рудным телам и поэтому испытывают те же деформации, что и рудные тела. Это дает возможность использовать их для реконструкции первичной обстановки рудоотложения. Так, например, на Худесском медноколчеданном месторождении (Кавказ) геохимические ореолы установлены только в лежащем боку рудных залежей и деформированы совместно с ними — все это подтверждает доскладчатую гидротермально-осадочную природу руд месторождения Худес.

Большое практическое значение имеет зональность первичных геохимических ореолов, которая выражается в закономерном изменении в пространстве качественных и количественных параметров. Зональность ореолов является важным критерием оценки уровня эрозионного среза геохимических ореолов, а также необходима для установления направления движения рудообразующих растворов. Зональность в последнем случае наиболее контрастна. В большинстве случаев особенно интересно выявить вертикальную зональность, которая характеризуется преимущественным накоплением одних ассоциаций элементов в головных

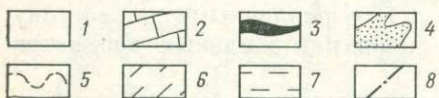
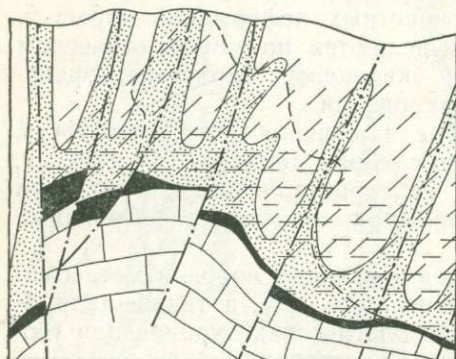


Рис. 104. Зональность эндогенных ореолов на сурьмяном месторождении в разрезе (по Н. И. Никифорову): 1 — перекрывающие сланцы; 2 — подстилающие известняки; 3 — рудовмещающие джаспероиды; 4—7 — ореолы: 4 — сурьмы и ртути, 5 — мышьяка, 6 — серебра, 7 — олова и молибдена; 8 — дорудные разрывные нарушения

частях ореолов, а других — в тыловых. При этом используется коэффициент контрастной зональности, представляющий отношение значений линейной продуктивности данного элемента на верхнем (числитель) и нижнем (знаменатель) сечениях исследуемого разреза. Линейная продуктивность ореолов является произведением среднего содержания элемента в ореоле (в %) на ширину его ореола (в м).

Морфология первичных ореолов обусловлена рядом факторов, среди которых важную роль играют структурно-морфологические особенности месторождений. В связи с этим следует рассмотреть первичные ореолы вокруг рудных тел, имеющих крутое или пологое залегание. В первом случае рудные тела приурочены к крутопадающим структурам: контактовым зонам интрузивов, разломам и трещинам. Особое значение при этом приобретают первичные ореолы, обусловленные скрытыми рудными телами, приуроченными к разломам или трещинам, выклинивающимся по восстанию. Иллюстрацией первичных ореолов, связанных с крутопадающими структурами, может служить свинцово-цинковое месторождение Архон на Северном Кавказе. Рудные жилы

контролируются здесь крутыми разломами и трещинами, которые иногда являются скрытыми. Установлено, что надрудные ореолы серебра, свинца, меди и цинка имеют значительную вертикальную протяженность (более 150 м). Мелкая трещиноватость, развивающаяся по воcтанию разломов, фиксируется ореолами указанных металлов.

В пологих структурах, как, например, на скарново-полиметаллическом месторождении Тутлы в Средней Азии, геохимические ореолы вытянуты согласно пологого залегания рудных тел, приуроченных к известково-аркозовым конгломератам. Протяженность ореолов (более 200 м) превосходит длину рудных тел по простиранию (первые десятки метров). Причем ореолы совершенно не фиксируют послерудные разломы, смещающие рудные тела.

На других же месторождениях, несмотря на пологое залегание рудных тел, приуроченных к благоприятным литологическим горизонтам, первичные ореолы прослеживаются на значительное расстояние как вверх по дорудным разломам и зонам трещиноватости (рис. 104), так и на их флангах.

ГЛАВА 16. ФОТОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРИ СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Фотогеологические методы, основанные на всестороннем использовании фотографического изображения земной поверхности с целью получения различного рода качественных и количественных геологических данных, находят широкое применение при геологическом картировании и изучении структур рудных полей и месторождений. Для этого используются космические снимки, аэрофотоснимки, наземные (фототеодолитные) стереоснимки, фотодокументация и другие фотоматериалы.

Наряду с фотооптическим методом сейчас развиваются фотоэлектронные методы съемки: ультрафиолетовый (люминесцентный), инфракрасный (тепловой), фототелевизионный (радиолокационный) и акустический (ультразвуковой), которые основаны на физических свойствах горных пород и руд; поэтому они сближаются с геофизическими методами (Петрусевич, 1976). Фотооптические и фотоэлектронные съемки относятся к дистанционным методам исследований.

При структурных исследованиях рудных полей и месторождений производится структурное дешифрирование аэрофотоснимков, наземная фототеодолитная съемка и фотодокументация.

Структурное дешифрирование аэрофотоснимков. Оно обычно осуществляется в три стадии: предварительную, полевую и камеральную. Для целей геолого-структурных съемок и исследований на рудных полях и месторождениях аэроснимки должны быть крупного масштаба: при работах в масштабе 1:10 000 они бывают в масштабе от 1:10 000 до 1:20 000, при 1:2000 в масштабе от 1:3000 до 1:6000. Масштабы аэрофотосъемки уменьшаются, когда она выполняется в горных районах. Для определения позиции рудного поля месторождения в крупных геологических структурах применяются мелкомасштабные аэрофотоснимки и фотосхемы, а также космические снимки. Используются черно-белые и цветные, а также спектрзональные снимки, которые особенно важны

для закрытых районов. Дешифрирование может быть качественным — на стереоскопах (например, ЗЛС) и измерительным — на фотограмметрической аппаратуре (геологическом стереометре ГС-2, интерпротоскопе СПР-3), стереокомпараторах (СК-1, СМ-3 и «1818» Цейсса и стереоавтографах Цейсса). На этой аппаратуре осуществляется измерение превышений, элементов залегания и мощности пластов горных пород, элементов залегания и смещений по разломам, а на стереоавтографах составляются геологические карты и разрезов по данным инструментального геологического дешифрирования.

Структурное дешифрирование позволяет установить на аэрофотоснимках складчатые, разрывные, вулканогенные, плутоногенные и другие структуры. Оно заключается, во-первых, в опознавании на аэрофотосъемочных материалах ландшафтных особенностей местности, свидетельствующих о наличии таких структур, и, во-вторых, в определении их параметров («Методическое руководство...», т. 1, 1974).

Складчатые структуры устанавливаются при дешифрировании слоистых осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. В обнаженных районах по слоистости и пластовым фигурам определяется форма складок в плане, взаимное их расположение, иногда направление падения и примерный угол, мощности пластов и соотношения их с другими признаками. Большое значение при дешифрировании этих и других структур принадлежит фотомаркирующим горизонтам. В закрытых районах особенности складчатых структур выявляются по аномалиям в строении ландшафта: рисункам гидросети, денудационному или аккумулятивному рельефу, геоботаническим аномалиям, особенно важным в условиях плоских равнин.

Разрывные нарушения дешифрируются на аэрофотоснимках по различным признакам: геоморфологическим (денудационным и аккумулятивным грядам, уступам в рельефе, спрямленным участкам и колленообразным изгибам долин, цепочкам вулканических конусов, дайковым поясам и другим), почвенно-геоботаническим, которые выражаются в изменении почвенного или растительного покрова (расположении в виде полос), и гидрогеологическим (наледям, цепочке источников и др.). Иногда эти признаки бывают комплексными и заключаются в смене ландшафтных особенностей (лесных массивов, болот, берегов озер и др.) по линейной границе.

Структуры, образованные вулканогенными породами, легко оконтуриваются на аэрофотоснимках в том случае, когда они находятся среди других комплексов пород (осадочных, интрузивных). Дешифрирование различных вулканических фаций, на основании которых производится картирование, является более сложным делом. Оно учитывает микрорельеф, трещиноватость, окраску и другие признаки. Эффузивные фации пород, слагающие покровы и потоки среди слоистых туфогенно-осадочных отложений, характеризуются грядами, скальными и другими формами рельефа, хорошо дешифрируемыми. Кальдеры и другие вулcano-тектонические депрессии, выраженные в рельефе понижениями, ограничены разломами и дайковыми поясами, часто кольцевыми. Кроме того, кальдеры фиксируются коническими строениями, образующимися при проседании склонов вулканической постройки. Стратовулканы и другие вулcano-купольные структуры выражены положительными формами рельефа, периклинальным залеганием пластов, кольцевыми и радиальными разломами и другими элементами вулканической тектоники, находящими отражение на аэрофотоснимках.

Жерловые структуры фиксируются на аэрофотоснимках по округлой или овальной форме выходов, развитию кольцевых и радиальных систем трещин и субвулканических даек. Некки образуют положительные или отрицательные формы рельефа. Экструзивные купола хорошо дешифрируются, так как выражены положительными формами рельефа. Среди субвулканических тел лучше всего отражены на аэрофотоснимках дайки, так как они, благодаря своим текстурно-структурным особенностям, сохраняются в рельефе в виде гривок среди эффузивных образований. Лакколиты, сложенные субвулканическими породами, отличаются от интрузивных тел более мелкосетчатым рисунком поверхности, которая характерна и для эффузивов, но лакколиты имеют апофизы, рассекающие вулканогенно-осадочные отложения. Силлы напоминают на аэрофотоснимках эффузивные покровы, но от них также отходят секущие апофизы во вмещающие породы.

Интрузивные массивы и элементы внутреннего протектонического строения дешифрируются на аэрофотоснимках благодаря следующим специфическим чертам: по характерным формам рельефа — положительным для кислых пород, отрицательным, начиная со средних и кончая ультраосновными, секущему положению по отношению к вмещающим толщам, особенно слоистым, по специфической сетке первичных трещин, в первую очередь, крутых, по однородному фототону (цвету) коренных выходов на значительной площади, по концентрически зональному строению интрузивов центрального типа, по кольцевому ореолу роговиков, обычно выраженных в рельефе в виде положительных форм и, наоборот, — наличию узких кольцевых долин, приуроченных к самому контакту интрузивных и вмещающих пород («Методическое руководство...», т. 1, 1974).

Экзогенные структуры, часто прекрасно выраженные в рельефе, хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Это, конечно, относится к современным структурам — долинным, карстовым котловинам, прибрежно-морским (террасовым, пляжевым, дюнным) и другим, тогда как погребенные экзогенные структуры, особенно древние, дешифрируются хуже, но при небольшой мощности (десятки — первые сотни метров) перекрывающих их рыхлых отложений они могут «просвечивать», как и другие структуры (тектоногенные, вулканогенные, плутогенные), на аэрофотоснимках, особенно мелкомасштабных высотных, а также на космических снимках.

Наземная фототеодолитная съемка. Она проводится при геологических съемках и структурных исследованиях в труднодоступных горных районах сложного геологического строения, характеризующихся крутыми скалистыми склонами, а также карьеров разрабатываемых месторождений полезных ископаемых. Полнота, детальность и степень достоверности геологических данных резко повышаются при одновременном дешифровании для одной и той же площади крупномасштабных аэрофотоснимков, наземных стереоснимков и панорам, получаемых в результате фототеодолитной съемки. При таких исследованиях должен быть выявлен комплекс устойчивых дешифровочных признаков, которые позволяют в полевой период и камеральной обработке материалов уверенно выделять фотомаркирующие горизонты, контакты и разрывные нарушения. Наземные стереоснимки и стереопанорамы (в черно-белом варианте), производимые на фототеодолитах (например, «Фотого» 19/1318 фирмы «Цейсс» в ГДР), дополняются стереоснимками цветными и спектральнональными, получаемыми с помощью обыч-

ных фотоаппаратов («Киев», «Зоркий», «ФЭД», «Зенит» и др.), снабженных 35 миллиметровым широкоугольным объективом («Юпитер-12»). Эти стереоснимки предназначаются, как правило, для визуального качественно геологического дешифрирования, но при определенных условиях они могут быть использованы для получения и количественных данных измерения залегания пластов, их мощности и т. д. Достигается это в результате совместного использования фотоснимков и измерительных геодезических приборов, снабженных оптическими дальномерами, например, измерительный оптический дальномер «Телетон» фирмы «Цейсс» в ГДР (Петрусевич, 1976).

Полевое дешифрирование выполняется на документированном этапе путем сопоставления обнажений с их отображением на снимке. Составление погоризонтных планов, так же как и сводных маркшейдерских и геологических планов на всю площадь карьеров в масштабах 1:500, 1:10 000 и 1:2000, выполняется на стереоавтографе по негативам фототеодолитной съемки.

В процессе геологического дешифрирования фототеодолитных снимков на стереоавтографе все дополнительные геологические данные, отдешифрированные при полевом картировании уступов карьера на обычных стереоснимках, опознаются на стереомодели и переносятся на погоризонтные планы. В условиях сложного геологического строения месторождения на участках карьера с крутыми уступами на стереоавтографе составляют фронтальные планы на вертикальную проекцию. В результате получают следующие материалы фототеодолитной съемки: стереофотопанорамы отдельных частей карьера, фотопанорамы отдельных горизонтов, маркшейдерские и геологические погоризонтные и фронтальные планы, а также сводные геологические планы, составленные фотogeологическими методами на всю площадь карьера.

Примером применения фототеодолитной съемки в карьере с целью выявления внутреннего строения рудовмещающей толщи могут служить исследования на железорудном месторождении Кремиковцы в Болгарии (рис. 105).

Фотодокументация горных выработок. Она производится на рудниках, разрабатывающих различные виды металлических и неметаллических полезных ископаемых (полиметаллические, медноколчеданные, словорудные, флогопитовые, каменной соли и др.). Объектами фотодокументации являются забои, кровля и стенки подземных горных выработок, фотографируемых по мере продвижения горных работ. Они используются для составления погоризонтных геологических планов и разрезов.

Для фотодокументации рекомендуются обычные фотоаппараты («Зоркий», «ФЭД», «Зенит»), снабженные короткофокусными широкоугольными объективами, или стереоскопические двухобъектные фотоаппараты («Любитель-2», «Спутник») с объективами Т-22. В качестве осветителя используется импульсная фотокамера «Луч-63» или «Луч-65». Фотосъемка осуществляется на черно-белой негативной пленке чувствительностью 130—250 ед. Разбивка съемочных интервалов производится при помощи рулетки с привязкой к маркшейдерским точкам. При фотографировании используются масштабные линейки. Перед съемкой выработки промываются и описываются, а при сложном строении зарисовываются.

По фотоснимкам, приведенным к одному масштабу, составляются геологические фотопланы — для горизонтальных выработок и фотогео-

логические разрезы — для забоев и стенок выработок. Эти фотоматериалы подвергаются геологическому дешифрированию. Основным признаком — фототон, меняющийся для различных горных пород и руд; так, например, кварцевые жилы, обладающие большим коэффициентом яркости, резко выделяются по своему белому фототону. С целью повышения контрастности фототона между рудными телами и вмещающими породами рекомендуется применять при съемке поляриды и различные светофильтры. Возможно использование цветной спектральной фотопленки и специальной фотоспектрографической аппаратуры для повышения качества геологического дешифрирования и определения минерального состава рудных тел.

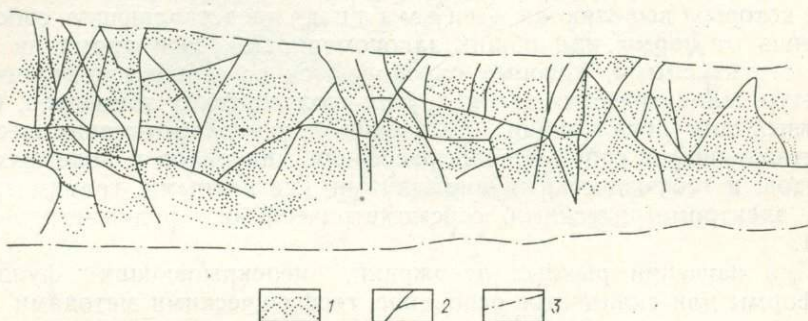


Рис. 105. Отдешифрованный участок на сидеритовом месторождении Кремиковцы в Болгарии (по С. Бакырджиеву):
1 — контуры складок; 2 — разрывы; 3 — контур обнаженного участка

Другими признаками при геологическом дешифрировании фотоснимков являются характерные фоторисунки, отражающие текстурные и структурные особенности пород и руд. Особое внимание уделяется при дешифрировании элементами слоистости, сланцеватости, трещиноватости, зонам дробления и др.

ГЛАВА 17. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ РУДОНОСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Геофизические методы применяются для решения различных задач при поисково-разведочных работах, детальном геологическом картировании и изучении структур рудных и месторождений. Промышленно-генетический тип месторождений полезных ископаемых и вид последних во многом определяются составом рудовмещающих пород, фациями осадочных, магматических и метаморфических образований, типом геологических структур. Рудовмещающие породы и руды характеризуются определенными физическими и механическими свойствами, которые дают возможность геофизическими методами расчленить осадочные, магматические и метаморфические комплексы пород и ассоциирующиеся с ними руды; определить состав, форму и глубину залегания интрузивов; выявить жерловые и другие вулканические зоны; наметить основные складчатые и разрывные нарушения; выделить и проследить маркирующие горизонты, пояса даек и рудных тел и т. п. («Методическое руководство...», 1974; «Основные вопросы...», 1960).

Геологическим образованиям на площади рудного района соответствуют структурные, минералого-геохимические и геофизические поля. Из них последние являются векторными полями, так как помимо числовых значений физических параметров они характеризуются направлением их действия; геологические и минералого-геохимические поля — скалярными величинами. Геологические (структурные, рудные, минералого-геохимические) и геофизические поля, хотя и имеют существенные различия, связаны между собой генетически. В зависимости от строения района геофизические и геологические поля могут быть простыми, сложными и весьма сложным. Вместе с тем для того или иного рудного района они характеризуются средними значениями параметров, т. е. имеют нормальные поля, на фоне которых выделяются аномалии, представляющие собой отклонения от нормы или общих закономерностей. Эти аномалии могут быть структурными, которые определяются сочетанием тектонических структур, магматических тел и других геологических элементов, благоприятных для локализации оруденения, минералого-геохимическими, представляющими собой ореолы рассеяния минералов и полезных компонентов, и геофизическими аномалиями (магнитными, гравиметрическими, электрометрическими, сейсмометрическими, радиометрическими и др.).

При изучении рыхлых отложений, перекрывающих фундамент платформы или складчатое основание, геофизическими методами (электропрофилирование, ВЭЗ, гравиразведка, сейсморазведка) определяется мощность покрова, производится его стратиграфо-литологическое расчленение и устанавливается строение погребенного рельефа фундамента. Осадочные отложения складчатого основания расчленяются, в них выделяются и прослеживаются маркирующие горизонты, оконтуривается распространение выделенных комплексов пород (электропрофилирование, ВЭЗ и др.), устанавливаются элементы залегания пластов и выделяются складчатые структуры с использованием кроме указанных методов еще и радиометрических (например, гамма-спектроскопический).

Геофизическими методами на площади рудных районов и полей, сложенных породами вулканогенных комплексов, оконтуривается их распространение, выделяются вулканиты разного состава и фаций с целью реставрации вулканических структур и возрастной корреляции эффузивов. На гравиметрических картах по зоне наибольших градиентов силы тяжести оконтуриваются крупные вулканотектонические депрессии, центральные части которых характеризуются пониженными значениями силы тяжести в связи с тем, что они сложены вулканитами преимущественно кислого состава, обрамленными более плотными метаморфизованными осадочными толщами пород. При помощи детализационных гравиметрических работ уточняются углы падения контактов, мощности вулканитов и другие параметры. Расчленение и оконтуривание вулканогенных пород различного состава производится при помощи магнитометрических съемок — аэромагнитной с последующими наземными магниторазведочными маршрутами для уточнения границ, некоторыми электроразведочными исследованиями и методом радиометрии. При крутых падениях вулканогенных толщ для их расчленения используются методы электропрофилирования. Расчленение вертикального разреза кайнотипных эффузивно-пирокластических комплексов возможно при помощи методов электроразведки. Для изучения

разреза и корреляции вулканогенных образований используется палеомагнитный метод, который заключается в установлении маркирующих горизонтов путем отбора ориентированных образцов и последующем измерении полярности слагающих их пород.

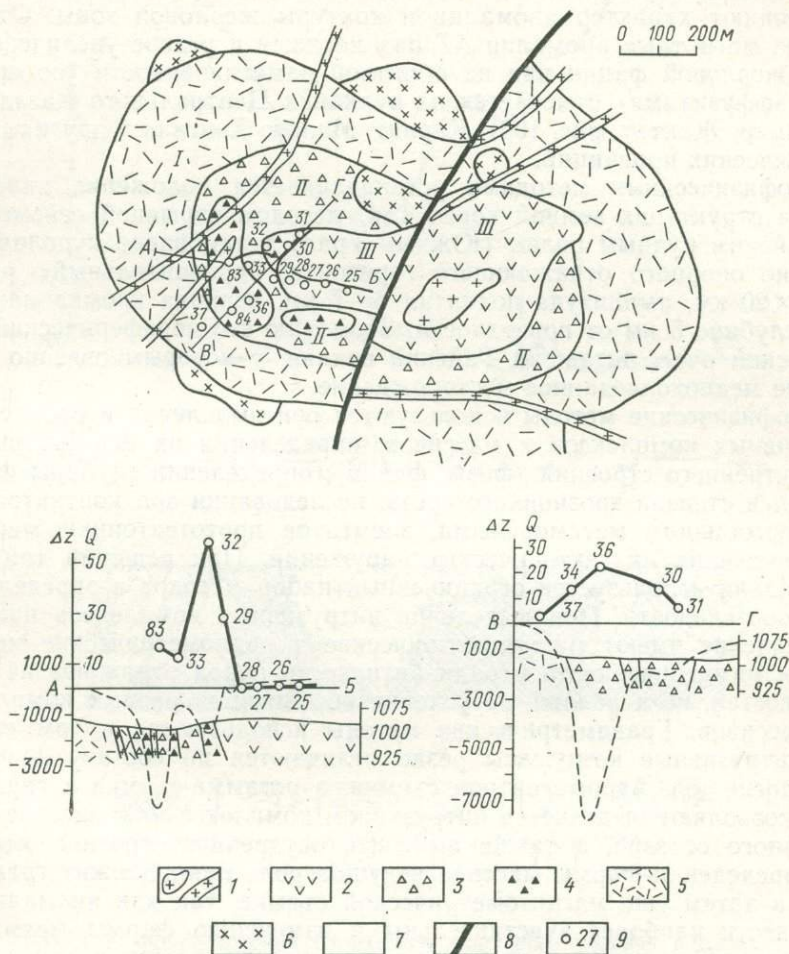


Рис. 106. Геологическая схема вулкана Жантау в Казахстане с данными магнитных характеристик пород (по В. В. Донских, И. И. Кронидову):

1 — мелкие тела и дайки сиенит-порфиров; 2 — трахилипаритовые порфиры (III); 3 — агломератные лавобрекции трахилипаритового состава (II); 4 — то же с преобладанием обломков основных лав; 5 — туфолавы и лавы трахилипаритовых порфиров (I); 6 — диоритовые и андезитовые порфириты (реликты более древнего вулкана); 7 — поровые вулканогенные породы; 8 — сброс; 9 — место взятия ориентированного образца; I, II, III — фазы деятельности вулкана

Геофизическими методами можно выявлять реликты вулканических структур, так, например, при аэромагнитной съемке вулканические аппараты центрального типа отмечаются изометричными аномалиями. Породы жерловой фации характеризуются в большинстве случаев боль-

шими значениями остаточной намагниченности, а также повышенными содержаниями урана и тория. Различия в намагниченности и радиоактивности могут быть значительными, поэтому аномалии над жерловинами фиксируются даже при аэрогеофизических съемках. Наземные магнитометрические съемки, а также гамма-спектрометрическая съемка уточняют характер аномалии и контуры жерловой зоны. Отрицательные магнитные аномалии ΔT над некками и резкое увеличение ΔZ пород жерловой фации при их обратной намагниченности (по сравнению с эффузивами) отмечается на вулканах Центрального Казахстана (например, Жантау, рис. 106), Карпат, Малого Хингана и других палеовулканических провинций.

Геофизическими методами устанавливается положение палеовулканов в структурах земной коры. Так, методом взрывной сейсмологии под Гайским рудным полем (Южный Урал) установлено куполовидное поднятие опорного отражающего горизонта. Горизонтальный размер его 10×20 км, амплитуда поднятия 6—7 км, верхняя кромка находится на глубине 5 км от поверхности. Возможно это периферический магматический очаг, питавший Гайский вулкан, с которым связано одноименное медноколчеданное месторождение.

Геофизические методы используются при выделении и расчленении интрузивных комплексов и массивов, определении их формы, выяснении внутреннего строения (фазы, фации), определении глубины формирования и степени эрозионного среза, исследовании зон контактового и гидротермального метаморфизма, элементов прототектоники массивов и рассекающих их тектонических нарушений. При решении той или иной задачи используется ограниченный набор методов в определенной последовательности. При выделении интрузивных комплексов наибольшее значение имеют магнитометрические и радиометрические методы, так как намагниченность и радиоактивность пород отражают не только их состав, но и различные условия образования разных комплексов или массивов. Гравиметрические методы используются в том случае, если интрузивные комплексы резко отличаются по составу пород и морфологии тел. Аэромагнитная съемка, аэрогамма-съемка и гравиразведка позволяют выделить в интрузивном комплексе или массиве породы разного состава, а также выяснить внутреннее строение массива. При определении формы массива ведущая роль принадлежит гравиразведке, а затем уже магнитометрической съемке, так как аномалии силы тяжести наиболее чувствительны к изменению формы магматического тела. При этом лучше всего она устанавливается в том случае, когда вертикальные размеры интрузива меньше или соизмеримы с их поперечными размерами (рис. 107). Эти же методы в комплексе с радиометрическими данными используются при определении глубины формирования и эрозионного среза интрузивов. Изучение элементов прототектоники массивов возможно при помощи микромагнитной съемки совместно с обычными методами структурной петрологии (Елисеев, 1967). Роль отдельных методов и их сочетание зависят от геологического строения регионов и поставленных задач. Например, в условиях Восточного Забайкалья для выявления нескрытых эрозией редкометалльных интрузивов в одних районах (Шерловогорском) рекомендуется проводить гравиметровую съемку в сочетании с методом ВЭЗ, в других (Джидинский район) — с магнитной съемкой. При детализации геологического строения отдельных участков сочетание методов может быть иным. Изучение внутреннего строения гранитных масси-

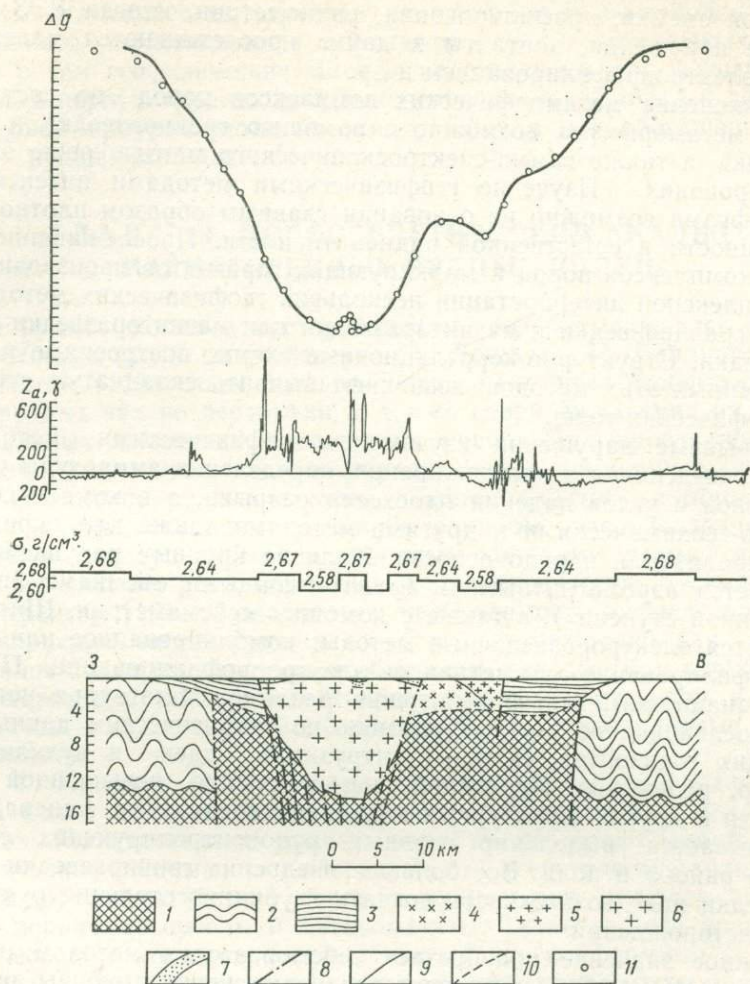


Рис. 107. Форма сечения Ортауского гранитного массива в Казахстане, определенная по гравитационным и магнитным данным (по А. А. Духовскому и Ю. П. Ненашеву):

1 — метаморфический комплекс верхнего протерозоя: порфириды, гнейсы, гранитогнейсы, кварциты, яшмоиды, сланцы (плотность $2,64 \text{ г/см}^3$); 2 — зеленокаменные толщи нижнего и верхнего силура: песчаники, конгломераты, сланцы, диабазы, порфириты, яшмы (плотность $2,68 \text{ г/см}^3$); 3 — вулканогенно-осадочные породы среднего девона — нижнего карбона: липариты, андезиты, дациты, песчаники, сланцы, туффиты, известняки (плотность $2,64 \text{ г/см}^3$); 4 — 5 — Космурунский гранитоидный массив предположительно нижнекарбонского возраста: 4 — гранодиориты и мелаократовые граниты (плотность $2,64 \text{ г/см}^3$), 5 — лейкократовые граниты (плотность $2,58 \text{ г/см}^3$); 6 — Ортауский массив пермского возраста: лейкократовые и аляситовые граниты (плотность $2,58 \text{ г/см}^3$); 7 — зона ороговикованных пород; 8 — тектонические нарушения; 9 — границы, проведенные по геофизическим данным; 10 — предполагаемые границы, проведенные по геофизическим и геологическим данным; 11 — значения Δg , полученные в результате подбора

вов и их внешнего обрамления следует вести с помощью детальной магнитной съемки, профилирования, радиометрии, иногда ВЭЗ; тектонические нарушения, контакты и дайки прослеживаются магниторазведкой, электропрофилированием и др.

Расчленение метаморфических комплексов пород по составу и степени метаморфизма возможно с помощью гравиразведки и магниторазведки, а также гамма-спектроскопического метода, реже электропрофилирования. Изучение геофизическими методами интенсивности метаморфизма возможно на основании главным образом плотности намагниченности и естественной радиоактивности. Прослеживание выделенных комплексов пород и маркирующих горизонтов производится путем комплексной интерпретации нескольких геофизических методов, например, гравиразведки и магниторазведки или магниторазведки и электроразведки. Структурно-корреляционные схемы, построенные на основании данных этих методов, позволяют выявить складчатую структуру метаморфических толщ.

Разрывные нарушения изучаются геофизическими методами с целью их выделения и прослеживания, определения амплитуды смещенных блоков и углов падения плоскости разрыва, а в комплексе с минералого-геохимическими и другими методами также для определения их минерализации и рудоносности. Наличие крупных нарушений устанавливается аэромагнитными и гравитационными съемками (по «гравитационной ступени»), а также с помощью сейсмометрии. Широко используются электроразведочные методы: комбинированное или детальное профилирование, симметричное электропрофилирование. Применяется эманационный метод выявления разломов. Благодаря установлению, прослеживанию и оконтуриванию по геофизическим данным маркирующих горизонтов, складок, интрузивов, даек и вулканических структур, разрывных нарушений, зон дробления, повышенной трещиноватости и других структурных элементов, а также их минерализации обосновывается выделение главных рудоконтролирующих структур рудного района и поля. Все большее внедрение гравиразведки и сейсморазведки дает возможность познать глубинное строение рудных полей и месторождений.

Важное значение приобретает сейсморазведка методом отраженных волн (МОВ). Она применяется для выяснения глубины залегания кристаллического фундамента, расчленения осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, залегания, морфологии и внутреннего строения интрузий, как это было сделано, например, для рудоносных массивов нефелиновых сиенитов — Хибинского и Ловоозерского. Для последнего установлено его распространение на глубину 5—6 км и определены углы падения глубинного контакта. При расчленении и выяснении глубины распространения колчеданосных вулканогенных формаций МОВ совместно с другими геофизическими методами использовался на площади рудных районов и полей Урала, Алтая и других регионов.

Таким образом, геофизические методы, особенно наиболее экономичные (магниторазведка, радиоактивные методы и др.), широко используются для выявления и изучения рудоконтролирующих структур. С их помощью можно выделять горизонты, благоприятные для рудоотложения, устанавливать местоположение крыльев или шарнирных частей складок, к которым приурочены рудные тела, зоны дробления диопсидовых складок, позицию крупных надвигов и сбросов, малоамплитудных разрывных нарушений, зон трещиноватости с приуроченными к

ним жильными или штокверковыми месторождениями, морфологию рудоносных интрузивных массивов и их прототектонику, различные элементы вулканических структур (кальдер, вулcano-куполов), зоны повышенного расслабления в метаморфических комплексах и т. д. Вместе с тем геофизические методы используются при изучении рудных тел, в первую очередь, для выяснения их морфологии и залегания, структурной приуроченности и обнаружения в них обогащенных участков — рудных столбов.

ГЛАВА 18. MORFOГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МАГМАТОГЕННЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

На рудных полях и месторождениях, обрабатывавшихся на больших глубинах (до 2 км и более) А. Локком, П. Биллингслеем и К. Шмидтом в 30-е годы были выявлены некоторые особенности поведения рудных тел по вертикали, а также сопровождающих их зон гидротермальных изменений вмещающих пород. При прослеживании их от верхних горизонтов, где они образуют веер, на нижние устанавливается сближение рудных столбов и метасоматитов с образованием единого контура, сходящегося как бы в одном узле. Последний называли «рудной отдушницей» или «вводным каналом», расположенным в местах пересечения разломов или зон трещиноватости. В связи с этим В. М. Крейтер (1940) подчеркивал необходимость внимательного изучения корневых частей рудных полей и месторождений для того, чтобы установить те структурные особенности, которые благоприятствовали прохождению восходящих гидротермальных растворов в близповерхностные зоны, наиболее трещиноватые и благоприятные для рудоотложения.

П. Ф. Иванкин (1970) развил эту идею, проанализировав серию рудных полей и месторождений руд черных, цветных и благородных металлов. Магматогенные рудные поля представляют собой рудно-магматические системы, т. е. совокупность (генетическую или парагенетическую) магматических пород и рудных тел, включая связанные с ними первичные ореолы и метасоматиты. Такие рудные поля в морфологическом отношении подразделяются на конформные и дисконформные. Первые характеризуются тем, что парагенные магматические тела и рудные залежи в какой-то степени сравнимы по форме и ограничивающим поверхностям, а также по ориентировке в пространстве. Так, конформными являются многие медно- и молибдено-порфировые рудные поля, в первую очередь, Кальмакыр, Сорское (СССР), Кляймакс, Гендерсон (США) и др.

Дисконформные рудные поля отличаются от конформных тем, что магматические и рудные тела не имеют морфологического подобия, что выражается в несогласной их ориентировке, наличии секущих взаимоотношений и других черт. Ярким примером второго типа может служить Березовское месторождение (Урал) с его лестничными жилами в дайках.

По особенностям вертикальной симметрии, протяженности на глубину и отношению к магматическим породам различают магматогенные поля трех родов.

Рудные поля первого рода формируются в условиях широкого фронта отделения рудоносных растворов от материнского магматиче-

ского тела, причем место отложения руд и источник отделения рудных компонентов пространственно сближены или даже практически совмещены. Они обычно представляют собой рудоносные фронтальные части и спутники материнских интрузивов, рудные ореолы вокруг их центральных частей, участки эндо- и экзоконтактовых зон с интенсивным проявлением аутометасоматоза. Морфология и площадные размеры рудных полей первого рода зависят прежде всего от условий становления, формы, внутреннего строения и состава самого рудоносного магматического тела.

Рудные поля второго рода — это системы рудных тел и поздних магматических отщеплений (даек, штоков, силлов), имеющие общие корни внутри интрузива, производными которого все они являются.

Рудные поля третьего рода представляют собой колонны малых интрузив и рудных зон, корневые части которых располагаются особенно глубоко и без видимых связей от размещения плутонов (до глубины 1—2 км и более).

Рудные поля второго и третьего рода объединяются в одну большую группу корневых рудных полей в отличие от первой группы — бескорневых или ореольных рудных полей (рис. 108).

Корневые рудные поля различают по характеру взаимоотношения систем рудных тел: простые (однокорневые) и составные (многокорневые). Простое корневое рудное поле представляет собой один пучок или одну компактную колонну рудных тел и парагенных с ними магматических тел с четко обособленным корнем на глубине. Такое рудное поле было сформировано одним потоком растворов. Многие штокверки, жильные штокверки и группировки залежей сплошных руд, выклинивающиеся на глубину узкого минерализованного канала, являются примерами однокорневых рудных полей (свинцово-

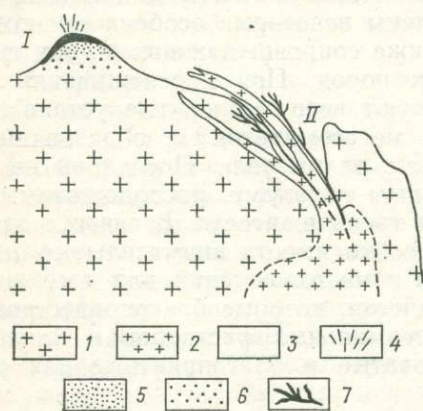


Рис. 108. Соотношение редкометалльных ореольных (I) и корневых (II) рудных полей с гранитами на примере Центрального Казахстана (по П. Ф. Иванкину):

- 1 — граниты; 2 — гранит-аплиты; 3 — вмещающие породы; 4 — грейзен; 5 — альбитизация; 6 — штокверк; 7 — жилы с Mo, W и Zn (типа Акчетау)

цинковые поля — Спасское, Воздвиженское в Забайкалье, Кансайское в Средней Азии).

Составные рудные поля (значительной площади — до 50 км² и более) представлены несколькими сближенными рудными пучками, развивающимися в пределах общей структуры. Такие поля имеют хорошо выраженное узловое строение, и поэтому при разведке разделяются на различные месторождения, зоны или участки. На высоких гипсометрических уровнях ветви обособленных рудных пучков могут соприкасаться, однако с глубиной их корни обособляются и отстоят друг от друга по горизонтали на расстоянии 1—6 км. Составные рудные поля создаются обособленными колоннами эндогенных растворов, не имевших между собой гидродинамической связи выше уровня корней. В качестве примера можно привести Дарасунское и Балейское рудные

поля в Забайкалье, Соколовско-Сарбайское в Тургае, большинство касситерит-сульфидных месторождений в Приморье.

По соотношению длины и ширины рудного поля в горизонтальном сечении, т. е. по степени уплощенности его объемной фигуры, выделены три морфологических типа однокорневых рудных полей: 1) конический; 2) уплощенно-конический (комбинированный) и 3) уплощенный (плоский). Коэффициент линейности рудного поля — отношение максимальной длины (a) к его характерной ширине (b) — $\frac{a}{b}$ для конических менее 3, плоских — более 10 и комбинированных — от 3 до 10.

Методика объемного морфогенетического анализа осуществляется путем изучения глубоко вскрытых выработками (горными, скважинами) рудных полей. При сопоставлении структурно-морфологических данных по верхним, средним и наиболее глубоким горизонтам рудного поля исследуются закономерности изменения на глубину структуры и формы объекта, количества и характера размещения рудных тел в его пределах. В отдельных случаях вскрываются соотношения рудных и магматических тел. Такой анализ возможен при условии высокой степени разведанности рудного поля (на глубину и оконтуривании флангов), а также хорошей изученности литолого-структурных закономерностей рудолокализации, морфологии рудных тел, зональности оруденения, последовательности проявления магматизма, различных видов метаморфизма и оруденения. Морфогенетическое изучение рудных полей является продолжением геолого-структурных, петрологических и других исследований.

Основными задачами морфогенетического анализа рудных полей являются: 1) объемное картирование, сопровождающееся составлением объемной модели в аксонометрической проекции; 2) изучение внутреннего строения, структуры и зональности рудных полей методами минералогического картирования и минералого-геохимических исследований; 3) реставрация направления потока рудообразующих растворов и 4) оценка вертикальной протяженности и степени эродированности рудных полей (с реставрацией неизвестных глубинных и эродированных частей рудных полей).

В качестве иллюстрации результатов морфогенетического анализа следует привести Соколовское скарново-магнетитовое рудное поле в Казахстане (рис. 109). Оно характеризуется мощной (0,5 км) и протяженной (7,3 км) меридиональной зоной, которая представлена чередованием диоритовых тел и линзовидных рудных залежей с метасоматитами (гранатовые и пироксеновые скарны, скаполитовые породы). В распределении руд и метасоматитов наблюдается зональность по отношению к диоритовому штоку. Зона полого погружается к северу в направлении выклинивания этого штока. В плоскости зоны обособлены три рудные ветви с круто наклоненными осями. Южная и Центральная ветви сливаются на глубине до 720 м, Северная — обособлена. Южная рудная зона приурочена к экзоконтакту диоритового штока. Рудные тела на юге падают на запад, в северной части — на восток.

Соколовское рудное поле относится к многокорневому уплощенному типу большой протяженности по вертикали. Корни рудных ветвей располагаются в зоне меридионального разлома, будучи приуроченными к узлам концентрации интрузивных пород. Глубина корневых частей для Южной ветви порядка 1,5 км (разрез ДЕ), Центральной — 3—3,5 км (разрез ВГ) и Северной — 2—2,3 км (разрез АБ), причем

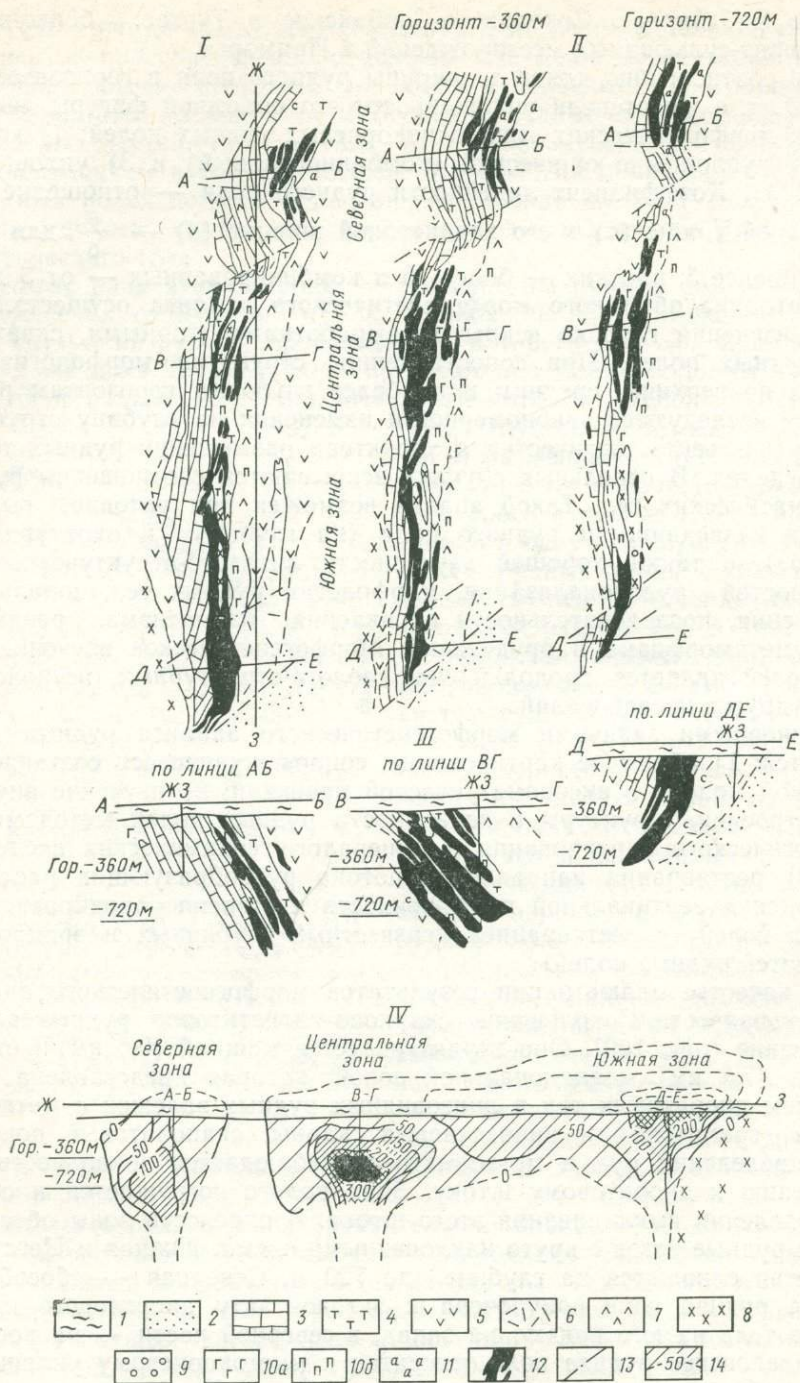


Рис. 109. Схема, иллюстрирующая морфогенетический анализ на Соколовском скарново-железорудном поле в Казахстане (по Н. И. Соколовой):
 I—II — планы: I — поверхности, II — горизонтов; III — поперечные разрезы; IV — проекция рудных зон на вертикальную плоскость; 1 — рыхлые отложения; 2 — гема-

Южная ветвь наиболее глубоко эродирована, а Северная — еще не вскрыта эрозией (см. рис. 109). Они имеют форму уплощенных симметричных конусов с углами наклона к горизонту — средними вверху и крутыми на глубине.

ГЛАВА 19. ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ НА РУДНЫХ ПОЛЯХ

Литолого-фациальный анализ осадочных толщ дает представление о палеогеографических и палеотектонических обстановках, условиях осадконакопления и связанного с ним рудоотложения. Под фацией понимаются осадки, возникшие в определенных физико-географических условиях. Фациальная принадлежность пород определяется совокупностью (в количественных отношениях) их первичных генетических признаков, таких как слоистость, текстурные особенности, минеральный, химический и гранулометрический состав отложений, характер и способ захоронения, распределение органических остатков и т. п. При фациальном анализе учитываются также вертикальные и латеральные ряды отложений, поскольку фации закономерно сменяют друг друга во времени и в пространстве. При этом выделяются: элементарные фации, которым отвечают отдельные слои или пачки, а также генетические группы фаций — фациальные комплексы или осадочные формации.

О роли осадконакопления в формировании конседиментационных структур и об их совместном влиянии на морфологию рудных залежей и состав руд может свидетельствовать такой пример. На Керченском железорудном месторождении рудные залежи приурочены к конседиментационным мульдам, в которых мощности рудоносных отложений, а также рудных тел пластовой формы более значительные в центральных частях мульд и уменьшаются, выклиниваясь к их бортам (см. рис. 90). Также изменяются фации осадков, становясь более грубыми, и геохимические фации, которые являются окислительными на периферии мульд, где отлагались бурые железняки, и восстановительными — в центральных частях, на площади которых накапливались руды, сложенные железистыми хлоритами с закисным железом.

Результатом полевых и камеральных фациальных исследований является литолого-фациальная, а при структурном анализе рудных районов и полей — структурно-фациальная карта. Эти карты в комплексе с другими (геологической, геофизической и др.) — основа для прогнозирования открытия, во-первых, месторождений и рудных залежей осадочного или гидротермально-осадочного генезиса и, во-вторых, для месторождений других генетических типов (в первую очередь, гидротермально-метасоматических), для которых литологический контроль оруденения также является важным фактором.

Литолого-фациальные карты составляются для определенных ярусов, свит и горизонтов. На них наносится целый ряд характеристик: состав отложений, по которому можно судить об общем характере се-

тизированные туфоалевриты, туфопесчаники; 3 — известняки; 4 — смешанные туффы и туфы; 5 — андезито-базальтовые порфириты и их туфобрекчии; 6 — дациты; 7 — субвулканические диабазовые порфириты; 8 — диориты, кварцевые диориты; 9 — скаполитовые породы; 10 — скарны: а — гранатовые, б — пироксеновые; 11 — актинолитовые, эпидот-актинолитовые, хлоритовые породы; 12 — магнетитовые руды; 13 — тектонические нарушения; 14 — отметки изолиний мощностей рудных тел (м)

диментации (кластогенном, органогенном или хемогенном), минералы — индикаторы условий осадконакопления (например, различные железистые минералы, свидетельствующие о геохимических условиях), некоторые первичные и диагенетические стяжения, фауна и флора; текстуры, а также признаки, указывающие на источники сноса обломочного материала, характер рельефа суши, наличие конседиментаци-

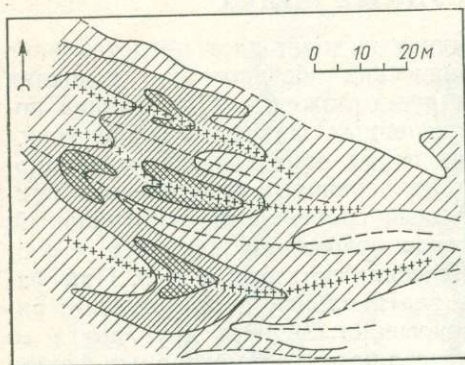


Рис. 110. Палеогеографический контроль рудной минерализации на свинцово-цинковом месторождении Ляржантьер во Франции (по И. Самама): 1 — понижение в палеорельефе; 2 — возвышенности и гребни в палеорельефе. Руды: 3 — бедные, 4 — богатые, 5 — очень богатые

онных структур, различные климатические зоны осадконакопления и др. Все эти данные наносятся на карты в виде штриховки, крапа и отдельных значков, а фации — цветом. Кроме того, фиксируются мощности отложений с помощью изопакит — линий равных мощностей. Иногда показываются границы современного распространения отложений картируемого стратиграфического горизонта, а для закрытых районов, где данные получены по скважинам, геофизическими методами и другими исследованиями — гипсометрическое положение картируемого горизонта.

Палеотектонические реконструкции, проводимые путем сравнительного анализа мощности осадочных толщ, позволяют проследить процесс формирования конседиментационных структур, с которыми может быть связано накопление осадочных полезных ископаемых (желез-

ных, марганцевых, бокситовых и др), а также гидротермально-осадочных залежей, например колчеданных.

Примером палеофациального и палеогеографического анализа могут служить работы французских геологов, проводившиеся на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях района Севенк-Ляржантьер, Ле Малин и Трев, которые залегают в терригенно-карбонатных отложениях юры и триаса, обрамляющих Центральный массив палеозойского возраста (Старостин и др., 1980). Как выяснено проведенными исследованиями, промышленные залежи стратиформного типа приурочены к прибрежно-морским фациям берегового склона (песчанки, мергели, гравелиты, доломиты). Они контролировались палеорельефом, древней гидросетью и особенностями денудационных процессов. На месторождении Ляржантьер (рис. 110) установлено следующее: 1) разломы, игравшие роль рудопроводящих каналов, являются конседиментационными; к ним бывают приурочены эпигенетические рудные жилы инфильтрационного генезиса; 2) оси рудных залежей ориентированы вдоль локальных палеоструктур; 3) оруденение верхних частей разреза рудовмещающей толщи локализовано в отложениях дельтовой фации, причем рудные тела приурочены к руслам палеоводосток и их господствующая ориентировка дисконкордантна по отношению к рудным телам нижележащих горизонтов; 4) рудные тела, залегающие в доломитах, размещены в бортах палеорусел.

ГЛАВА 20. ДЕТАЛЬНЫЙ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Палеовулканология, занимающаяся исследованием древних вулканов, является самостоятельным направлением вулканологии — науки о вулканической деятельности. Поэтому в последние годы проводятся Всесоюзные симпозиумы по палеовулканологии. На них основное внимание уделяется методам палеовулканологического анализа, включая палеовулканологические реконструкции, составление палеовулканологических карт разного масштаба, в том числе детальных для рудных районов и полей (Луцицкий, 1971; Фремд, 1971; «Методическое руководство...», 1974). При исследовании площадей развития вулканогенных месторождений — рудных районов и полей — большое значение приобрел детальный палеовулканологический анализ.

Изучение палеовулканических формаций сопряжено с известными трудностями, вызванными сложностью их стратификации, неоднородным строением вулканогенных толщ, изменчивостью фаций и мощностей и недостаточной фаунистической охарактеризованностью. Кроме того, нередко приходится сталкиваться с несоответствием объемов вулканогенных формаций и их возрастных границ с объемами и границами биостратиграфических или литологостратиграфических единиц, что бывает связано с неравномерным развитием процессов вулканизма в различных структурно-фациальных зонах и блоках и миграцией его во времени от одной зоны к другой. Перечисленные обстоятельства обуславливают необходимость применения при изучении таких формаций палеовулканологического анализа.

Задачи детального палеовулканологического анализа. Этот анализ, проводимый на площади рудных районов и полей, заключается в следующем: 1) дробном расчленении рудоносных формаций с уточнением их границ, выделением вулканогенных комплексов (с выяснением их геологических, петрографических и петрохимических черт), формировавшихся в определенные этапы в конкретных зонах и структурах; 2) исследовании фаций рудовмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных (эффузивных — лавовых и пирокластических, туффитовых, экструзивных, жерловых, субвулканических, гиповулканических и др.), зон их распространения по вертикали и латерали; 3) выявлении рудоносных вулканических и вулканотектонических структур и этапов их формирования с использованием палеовулканологических реконструкций; 4) установлении закономерностей размещения рудных узлов и полей в пределах рудоносных вулканических зон, структурно-формационно-фациальной приуроченности месторождений — связи их с вулканогенными комплексами и их фациями, типом рудоносных вулканических и вулканотектонических структур и с их элементами, определяющими локализацию вулканогенных рудных тел и околорудных метасоматитов; 5) выявлении локальных вулканогенно-рудных центров, истории их развития, место в ней оруденения и его генетического типа (гидротермально-осадочный, гидротермально-метасоматический, комбинированный и др.).

Методы палеовулканологического анализа рудных районов и полей. Этот анализ, производимый на основе геологических карт масштабов 1:10 000—1:50 000 (с обязательным использованием аэрофотометодов), представляет комплекс как традиционных, так и новейших методов исследований: 1) формационный анализ вулканогенных толщ;

2) морфоструктурный анализ вулканических построек; 3) палеофациальный анализ вулканических образований с выделением зон их развития по латерали и вертикали; 4) петрографическое, петрохимическое и геохимическое изучение вулканитов; 5) анализ геофизических данных (магнитометрических, электрометрических, гравиметрических, сейсмических и др.) с целью уточнения строения вулканических построек, особенно захороненных, выявления корневых частей палеовулканов и рудных полей, установления рудоносных периферических очагов вулканогенно-рудных центров; 6) анализ геохимических аномалий, связанных с вулcano-тектоническими структурами, различными фациями вулканитов, метасоматитов и типами руд; 7) структурные исследования, заключающиеся в установлении первичной и вторичной полосчатости, линейной ориентировки минералов (с использованием микроструктурного анализа), вулканических и тектонических структурных элементов (трещины, складок и др.); 8) петрофизический анализ вулканитов, метасоматитов и руд с целью выделения петрофизических групп, благоприятных и неблагоприятных по комплексу физических и механических свойств для оруденения, выяснение эволюции этих свойств в результате метаморфизма и других процессов с составлением петрофизических карт, схем и разрезов; 9) тектонофизические исследования с целью выяснения тектонических полей напряжения на различных этапах развития сложных по своей истории вулcano-тектонических структур; 10) структурно-петрофизический анализ, заключающийся в установлении первичной (петроструктурной) и вторичной (деформационной) анизотропии вулканитов, метасоматитов и руд путем измерения скоростей прохождения упругих волн (продольных, поперечных, поверхностных) с помощью ультразвуковой аппаратуры; 11) термобарогеохимические исследования расплавных включений; 12) палеорекострукции различных этапов развития как отдельных вулканических и вулcano-тектонических структур, так и структуры рудного района или поля; 13) анализ размещения руд различного генезиса и возраста в связи с формационными, фациальными и структурными особенностями рудоносных вулканогенных комплексов; 14) моделирование различных типов вулканических и вулcano-тектонических структур рудных полей и месторождений.

Здесь приведен наиболее полный комплекс различных методов исследований в связи с тем, что вулcano-тектонические структуры и связанные с ними месторождения являются часто полигенными и полихронными образованиями. Однако в зависимости от типов этих рудоносных структур и вулканогенных месторождений, которые определяются приуроченностью к тому или иному типу вулканогенных поясов (островодужных, краевых или внутренних континентальных и др.), намечается наиболее рациональный комплекс методов детального палеовулканологического анализа и последовательность их проведения на площади рудного района или поля. Условия таких исследований отличаются для рудных полей раннегеосинклинальных, орогенных (также зон активизации) и платформенных областей. Это видно, например, из сопоставления палеовулканологических исследований, проводимых на площади колчеданосных рудных районов и полей с раннегеосинклинальными вулканогенными формациями (Урала, Алтай и др.), и рудных районов с редкометальными, золото-серебряными и другими месторождениями, развитыми в вулканогенных поясах орогенных областей и зон активизации (Северо-Восток, Дальний Восток, Забайкалье,

Центральный Казахстан). На площади последних, в частности, широко применяется морфоструктурный анализ для выявления структур (очаговых, кальдерных, кольцевых и др.), характерных для рудных районов и определяющих позицию рудных полей. На рудоносных площадях, сложенных раннегеосинклинальными вулканогенными формациями, он мало эффективен и поэтому обычно не используется. Некоторые методы в данной книге уже охарактеризованы, а другие будут подробно описаны дальше. В связи с этим здесь следует остановиться лишь на двух наиболее специфических для палеовулканологического анализа методах: палеофациальном и палеореконструкционном.

Палеофациальный анализ вулканогенных формаций. Этот анализ заключается в следующем. Во-первых, выделение и изучение различных фаций вулканогенных пород разного состава: лавовых, пирокластических, вулканогенно-осадочных, экструзивных, жерловых, субвулканических и гиповулканических и сложенных ими тел (покровов, экструзивов и др.), сопровождаемых зарисовками. Подробная характеристика многочисленных признаков указанных фаций вулканитов — геологических, петрографических, петрохимических и геохимических — приведена в соответствующих курсах и руководствах (Луцицкий, 1971; «Методическое руководство...», 1974 и др.). Вулканиты различных фаций и сложенные ими геологические тела были отмечены в этой книге при описании вулканических и вулканотектонических структур рудных полей (см. гл. 7) и месторождений (см. гл. 8).

Во-вторых, определяется фациальная принадлежность пачек и толщ, образованных вулканогенными, вулканогенно-осадочными породами, которые переслаиваются (часто линзуются) и находятся в сложных взаимоотношениях между собой; строятся частные разрезы с выделением соответствующих фаций. Таким образом намечаются типы разрезов, характерные для локальных вулканических структур или их отдельных участков: жерловых, склонов стратовулканов, экструзивов, прикальдерных зон и т. п.

В-третьих, производится группировка фаций с выделением площадей (зон) их распространения, например, по отношению к активным вулканическим центрам (центрального или линейного типов), т. е. намечается латеральная зональность продуктов вулканизма. При этом следует иметь в виду и палеогеографические условия накопления вулканитов (морские, прибрежно-морские, наземные). Наиболее широко используется при этом группировка, предложенная Е. Ф. Малеевым, фаций вулканитов по зонам (жерловая — околожерловая, промежуточная и удаленная). Это находит отражение на палеофациальных картах или схемах рудных районов и полей, сопровождаемых разрезами и частными палеофациальными колонками, иллюстрирующими ту или иную зону («Вулканогенные...», 1978).

В-четвертых, устанавливается вертикальная зональность распространения продуктов вулканизма по отношению к периферическому магматическому очагу, находившемуся на глубине нескольких километров от поверхности Земли и питавшему крупный вулкан или группу вулканов, как это устанавливается в областях современного вулканизма, например, на Камчатке Авачинская или Ключевская группы вулканов. В вертикальном разрезе выделяются несколько зон: 1) поверхностная — приповерхностная (до первых десятков метров), 2) субвулканическая (десятки — сотни метров до 1000 м) и 3) гиповулканическая (свыше 1000 м). В первой зоне развиты поверхностные фации вулка-

нитов (эффузивных, пирокластических, экструзивных, вулканомиктовых и др.); вторая и третья зоны, объединяемые часто в корневую зону вулканов, характеризуются концентрацией некков, субвулканических и гиповулканических тел. Вертикальная зональность устанавливается в связи с соответствующей степенью древней и современной эрозии, которая неодинакова даже в пределах одного рудного района вследствие мозаично-блокового строения, характерного для палеовулканических

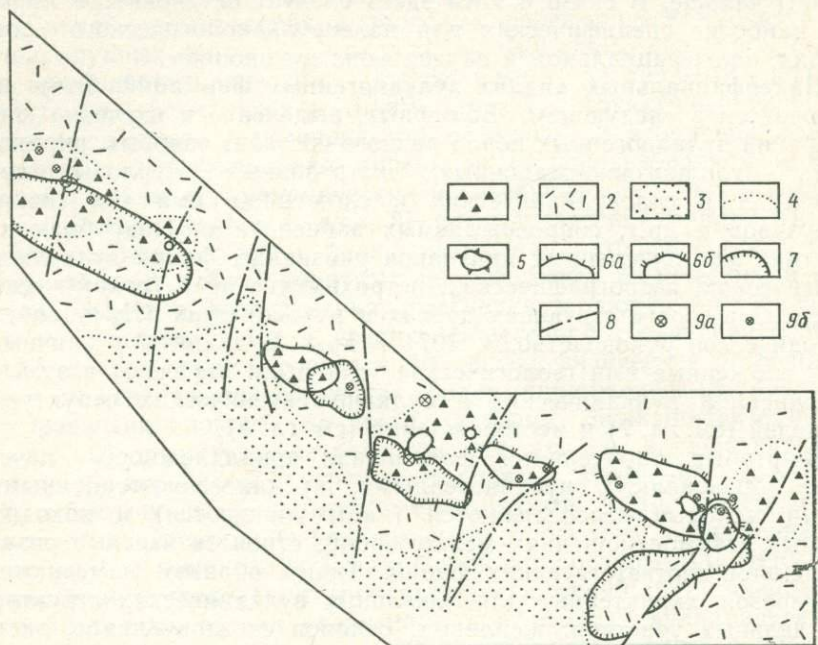
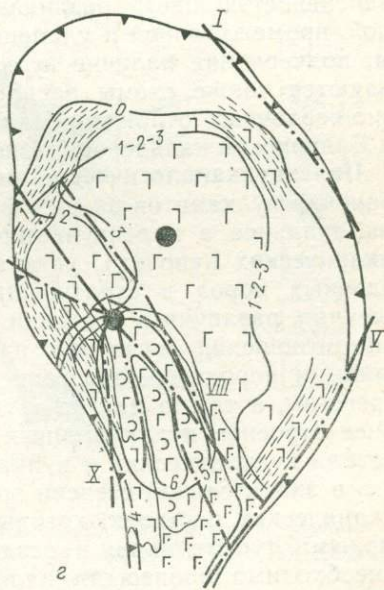
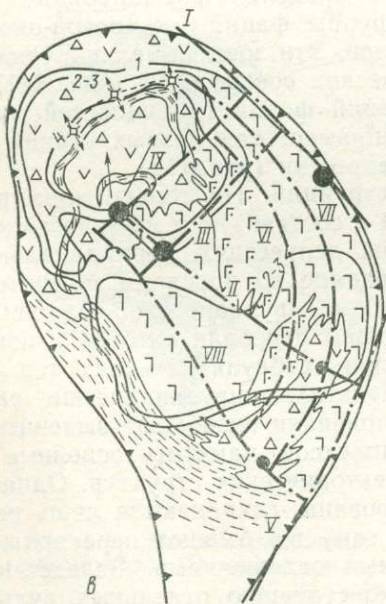
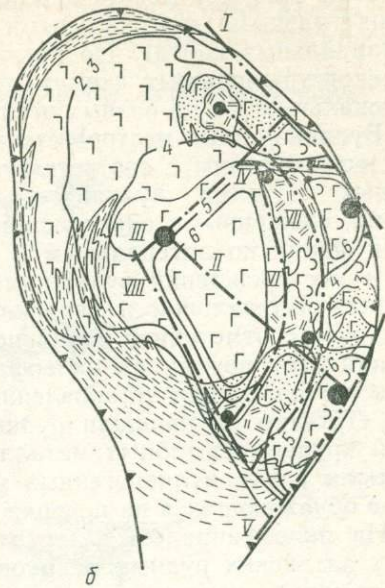
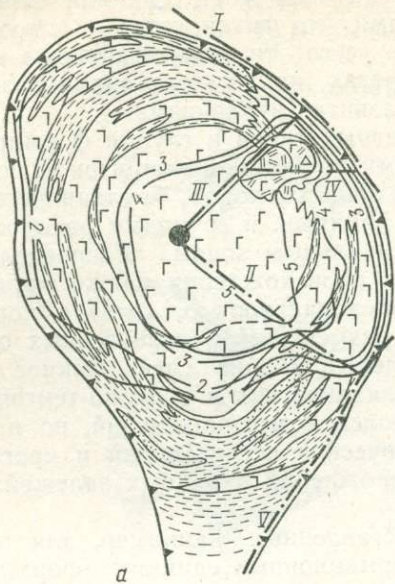


Рис. 111. Палеовулканологическая схема живетско-раннефранского этапа в Шемонаихинском районе на Рудном Алтае (по В. В. Авдонинову и И. О. Гарикову):

1—3 — зоны развития групп фации: 1 — околожерловая, 2 — промежуточная, 3 — удаленная; 4 — границы фациальных зон, 5 — жерловины, 6 — вулканические купола: моногенные (а) и полигенные (б), 7 — вулканотектонические депрессии; 8 — синвулканические разломы; 9 — месторождения (а), рудопроявления (б)

Рис. 112. Схема распределения фаций и мощностей вулканогенно-осадочных пород для стадий (а — первая, б — вторая, в — третья, г — четвертая) силурийского этапа формирования Блявинской вулканотектонической структуры (по А. И. Паленкову и В. И. Старостину):

1 — базальтовые порфиры; 2 — диабазы; 3 — вариолиты; 4 — дацитовые и липарит-дацитовые порфиры; 5 — туфы основного состава; 6 — глыбовые вулканические брекчии основного состава; 7 — туфы андезитовых порфиритов; 8 — грубообломочные смешанные туфы; 9 — туффиты; 10 — кремнистые и глинистые сланцы; 11 — предполагаемые центры вулканических аппаратов (а — крупные, б — средние, в — мелкие); 12 — направление вулканических выбросов и движения лавовых потоков; 13 — направление уменьшения размера обломков в туфах; 14 — разломы (I — Каланский, II — Южно-Комсомольский, III — Карьерный, IV — Северо-Разумовский, V — Станционный, VI — Блявинско-Комсомольский, VII — Разумовский, VIII — Алчембаево-Зареченский, IX — Жириклинско-Комсомольский, X — Цессовский); 15 — изолинии мощностей (1 — менее 250 м, 2—300—400 м, 3—400—500 м, 4—500—600 м, 5—800—1000 м, 6—1000—1200 м); 16 — граница Блявинской вулканотектонической структуры



- | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |

областей. Поэтому можно наблюдать на небольшой площади соседние блоки с разными вертикальными зонами, что фиксируется на структурно-фациальных картах. Но нагляднее всего эти зоны выражены в палеореконструкционных схемах и разрезах, на которых видна позиция вертикальных зон на разных этапах развития вулканизма.

Вулканогенные месторождения разных типов и глубин формирования тесно связаны с соответствующими фациями вулканитов и сопряженных с ними вулканогенно-осадочных пород, вулканическими телами, сложенными определенными фациями, и группами распространения фаций по латеральным и вертикальным зонам. Распределение руд и месторождений вулканогенного происхождения также характеризуется латеральной и вертикальной зональностью, которая коррелирует с отмеченной зональностью размещения вулканогенных образований. Вот почему их палеофациальный анализ имеет важное значение не только для установления вулканических и вулканотектонических структур на площади рудных полей и месторождений, но и для целей крупномасштабных металлогенических исследований и прогноза открытия новых вулканогенных месторождений и рудных залежей, часто не обнажающихся на поверхности.

На палеофациальных картах, составленных, например, для некоторых алтайских рудных районов, формационные единицы (формация, подформация, комплексы и подкомплексы) вулканогенных пород — показываются различным цветом. В пределах формационных единиц интенсивностью цвета различают группы фаций жерловой-околожерловой, промежуточной и удаленной зон. Эти зоны выделяют также крапом, подчеркивая наличие вулканических сооружений (рис. 111). Составляются также схемы распределений фаций и мощностей вулканогенно-осадочных отложений, как например, для разных стадий развития Блявинской кальдерообразной депрессии (рис. 112).

Палеовулканогеологические реконструкции. Не только зона распространения вулканитов разных фаций и состава, но и их залегание (центриклинальное в палеовулканических депрессиях, периклиналиное — в вулканических куполах), устанавливаемое по прослоям туффитовых и осадочных пород в стратифицированных вулканогенно-осадочных отложениях, различия в строении подошвы и кровли потоков и покровов, взаимоотношения согласных и секущих субвулканических тел с вмещающими породами (залегание контакта), синвулканические разломы и трещины, а также многие другие признаки позволяют выяснить внутреннее строение вулканогенных комплексов, наметить основные черты и детали вулканических и вулканотектонических структур. Однако они часто в значительной степени эродированы, сохраняются лишь реликты вулканических построек, которые к тому же бывают перекрыты более молодыми туфогенными и осадочными отложениями. Вследствие этого необходимо произвести палеореконструкцию отдельных вулканических построек (выяснить их строение и взаимоотношение с наложенными складчатыми и разрывными нарушениями) и палеореконструкцию всего рудного района или поля. Палеовулканогеологические реконструкции более просты в условиях слабо денудированных, например, отпрепарированных вулканических куполов, сложенных породами кислого состава, слабо дислоцированных (пологоскладчатых) осадочно-вулканогенных толщ и достаточно хорошо обнаженных. Такие условия чаще всего соблюдаются в мезокайнозойских провинциях (например, на Малом Кавказе), но иногда и в палеозойских областях, например, на

некоторых рудных полях колчеданных месторождений Южного Урала (рис. 113), а также Рудного Алтая, в частности на Лениногорском поле и других участках.

Однако в ряде рудных районов и полей, особенно в зонах смятия,

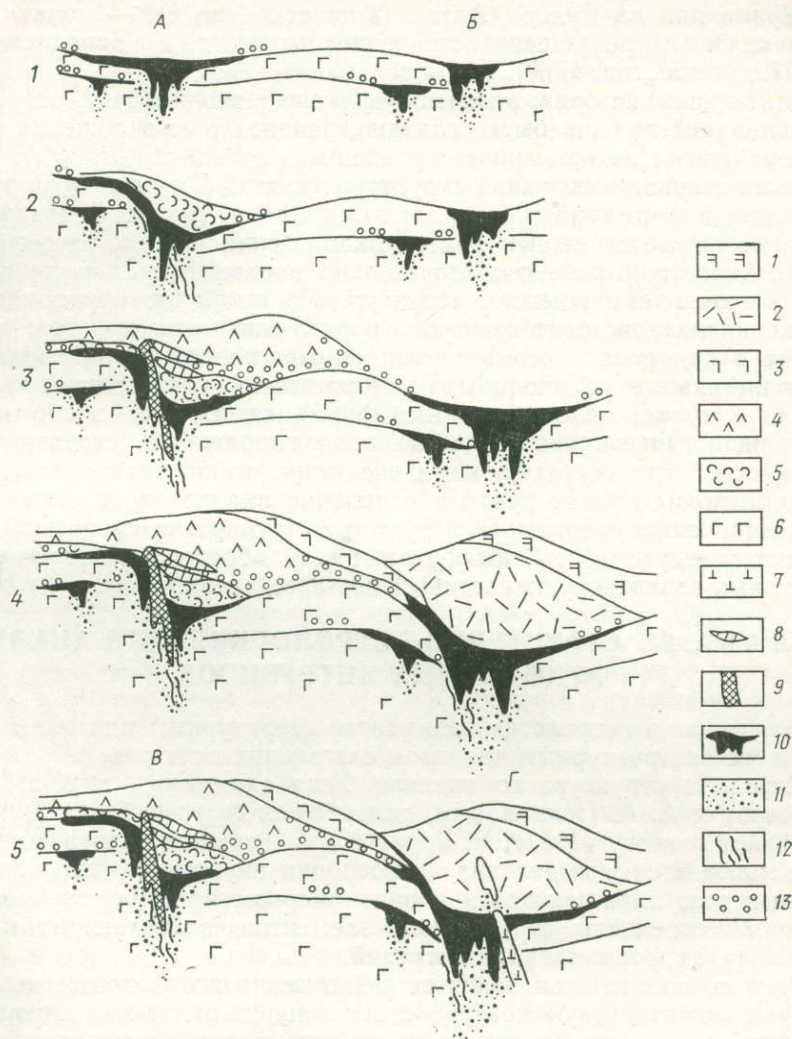


Рис. 113. Этапы формирования вулканогенной структуры (палеореоконструкции) Юбилейного медноколчеданного месторождения на Южном Урале (по О. В. Мининной):

А, Б — палеовулканические депрессии; В, Г — палеовулканические биклинали; 1—5 — этапы формирования вулканогенной структуры и рудообразования.

Вулканогенные образования контрастной формации: 1—6 — толщи: 1 — верхняя базальтовая, 2 — верхняя дацитовая, 3 — средняя базальтовая, 4 — нижняя дацитовая, 5 — андезитово-дацитовая, 6 — нижняя базальтовая; 7 — субвулканические липарито-дацитовые порфиры.

Рудные тела: 8 — гидротермально-осадочные, 9 — гидротермально-метасоматические, 10 — комбинированные, 11 — метасоматиты серицитовой формации с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией; 12 — рассланцевание; 13 — внемасштабные пачки вулканомиктовых пород

вулканические структуры сильно деформированы и слагающие их породы залегают очень круто или даже вертикально и к тому же бывают недостаточно хорошо обнажены. В этих условиях реставрация таких вулканических сооружений, например, на колчеданосных полях Среднего Урала или на Рудном Алтае (Тишинское поле), — задача очень сложная. Она была решена лишь в последние годы (Бородаевская и др., 1979; Старостин, 1979).

Длительная история развития вулканотектонической структуры этих площадей должна быть показана, начиная с ее заложения вплоть до денудации и захоронения, с указанием предшествующих и сопутствующих становлению такой структуры, а также и последующих тектонических деформаций на разных этапах ее развития. Основные этапы иллюстрируются серией палеовулканических схем и разрезов (называемых поэтапными), последовательно раскрывающих историю развития вулканотектонических структур. На наиболее крупномасштабных из них должны быть отмечены проявления метаморфитов, метасоматитов и руд различного генезиса и возраста, которые характерны для полигенных и полихронных месторождений, связанных с вулканическими и вулканоплутоническими формациями. Для каждого этапа желательно выявить тектонические поля напряжения, структурно-петрофизический тип структур, комплекс петрофизических свойств вулкаников, метасоматитов и руд. На основании анализа всех этих данных и моделирования рудоносных структур могут прогнозироваться палеогеологические условия, благоприятные для образования промышленных рудных залежей вулканогенных месторождений.

ГЛАВА 21. СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Структурная петрология занимается структурным анализом интрузивов и микроструктурным анализом слагающих их пород.

Методика структурного анализа была заложена в 20-х годах Г. Клоссом и А. А. Полкановым, дальнейшая ее разработка принадлежит Н. А. Елисееву (1967), Р. Болку и др. Основная задача этого анализа заключается в выявлении анизотропии внутреннего строения интрузивных тел, выражающейся в закономерном пространственном расположении отдельных структурных элементов, возникающих на различных этапах формирования интрузий.

Однако, до того как заняться решением этого вопроса, необходимо изучить контактовую поверхность и зону экзоконтакта интрузива в обнажениях и по аэрофотоснимкам, по возможности построить по этим материалам, данным бурения и геофизических исследований структурную карту контактовой поверхности, что важно для выяснения условий локализации контактовых залежей рудных скарнов, грейзенов и пегматитов. Изучение внутреннего строения сложных интрузивов, в первую очередь, заключается в выделении интрузивных фаз главных и дополнительных интрузий, а также жильной фазы, отличающейся по составу, структурам и другим признакам. Следует определить фации глубинности (гипабиссальной, абиссальной и др.) и фации пород, сформировавшиеся из одной порции магмы, но в несколько отличных условиях, что и обусловило различия между ними по структуре и по составу; это фации сателлитов, эндоконтакта (иногда гибридных пород) и фацию пород, удаленных от контакта.

Важным при структурно-петрологическом анализе является изучение протектонических структурных элементов. Среди них выделяют первичные структуры течения и первичные трещины.

Структуры течения представлены первично-полосчатыми, трахитоидными (плоскопараллельными) и линейными ориентировками. Первичная полосчатость (расслоенность, псевдостратификация) выражается в послойном чередовании пород различного состава, или пород одного состава, но с разным количеством породообразующих минералов (лейкократовых, меланократовых), а также в плоскопараллельном расположении шлиров. Чередование пород часто имеет ритмически правильный характер (плавленные ритмититы). Состав пород может варьировать в широких пределах — от ультраосновных до щелочных пород. Мощность слоев течения колеблется от нескольких миллиметров (тонкая расслоенность) до нескольких метров (грубая расслоенность); границы между ними резкие или постепенные. Следует отличать кристаллизационную полосчатость от инъекционной, возникающей при внедрении магмы по системам сближенных трещин. Трахитоидные (плоскопараллельные) текстуры образуются при ориентированном расположении таблитчатых минералов (полевых шпатов, нефелина и др.); при резко выраженной трахитоидности порода приобретает гнейсовидный облик.

Линейно-параллельные структуры течения бывают представлены удлинненными, игольчатыми и призматическими кристаллами, веретеновидными и ленточными шлирами. Они возникают при движении магматического расплава, содержащего уже выделившиеся кристаллы, приобретают при этом ориентировку, которая обычно совпадает с направлением течения магмы и подчеркивает морфологию интрузива (трубообразную или др.), но иногда в результате завихрения, вращательных движений магмы и других причин удлинненные кристаллы ориентируются не по направлению движения магмы, а вкрест ему, и поэтому возникает не продольная, а поперечная линейность. Совместно линейность и полосчатость проявляются редко, причем, как правило, линейная структура располагается параллельно поверхности псевдостратификации. Однако наклон линейности может не совпадать с линией падения полосчатости. В массивах структуры течения (полосчатость, линейность) образуют купола или своды в интрузивах, иногда же изгибы, повторяющие неровности контакта последнего со вмещающими породами. Соотношения между внутренней структурой массива и контактовой его поверхностью могут быть согласными и несогласными; между структурой интрузива и его рамы (вмещающих толщ) — гармоничными и дисгармоничными. Иногда линейность располагается не параллельно поверхности полосчатости, а под углом к ней. В таких случаях оба этих структурных элемента возникают в разные этапы, причем линейная структура образуется в более поздний этап и обусловлена, вероятно, не течением магматического расплава, а тектоническими деформациями. Описанные директивные структуры обычно лучше всего выражены в породах ультраосновного, основного и щелочного состава, в гранитоидах проявлены слабее — в виде ориентировки ксенолитов, шлифов, кристаллов калиевого полевого шпата, скоплений биотита. Первичные трещины, которые возникают в твердой фазе застывающей интрузии, тесно связаны со структурами течения («Методическое...», 1974).

Изучение первичных трещин в интрузивах проводилось обычно по

методике, разработанной Г. Клоссом. Основное значение этой методики заключается в определении действующих сил и самое главное морфологии массива по закономерному расположению трещин относительно линейной ориентировки минералов (рис. 114).

Им были выделены шесть систем первичных трещин в плутонах: 1) поперечные, 2) продольные, 3) пластовые, 4) диагональные, 5) краевые и 6) пологие трещины в апикальных частях некоторых плутонов. Первые четыре системы являются главными, последние две имеют второстепенное значение.

1. Поперечные трещины (Q) — крутопадающие, перпендикулярны линиям течения. Это трещины более выдержанные, чем другие, нередко выполнены жильными породами и продуктами гидротермальной деятельности. Выполнение поперечных трещин остаточным магматическим расплавом указывает на сравнительно раннее их образова-

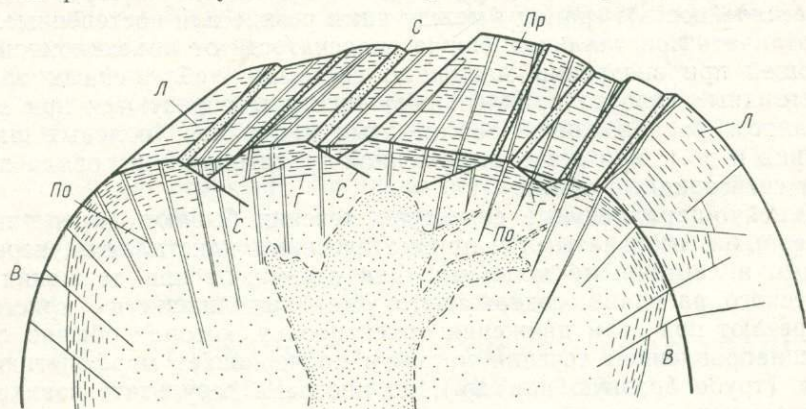


Рис. 114. Блок-диаграмма прототектонических элементов гранитного массива (по Г. Д. Ажгирею):

Л — линейная ориентировка; Пр — продольные трещины; По — поперечные трещины; Г — пологие трещины; В — взбросы. В средней части массива молодое внутриинтрузивное тело, внедрение которого могло вызвать образование пологих нормальных сбросов (С)

ние. В тех случаях, когда элементы текстур течения не наблюдаются, Р. Болк рекомендует пользоваться термином «трещины растяжения» вместо термина «поперечные трещины».

2. Продольные трещины (S) также представляют собой крутопадающие трещины, но совпадают с простираем линии течения. Эти трещины развиты хорошо, когда линии течения пологие. От поперечных трещин отличаются тем, что они менее совершенны и грубее. Продольные трещины бывают выполнены нередко различными минералами. Ранние продольные трещины выполняются аплитами и пегматитами. Сбросы и перемещения вдоль трещин не характерны.

3. Пластовые или периферические трещины (L). Пологие пластовые трещины, заключающие линии течения, параллельны поверхности первичной полосатости или близкие к ней. Эти трещины могут быть выполнены жильными минералами — хлоритом, мусковитом. Нередко аплитовые, пегматитовые и кварцевые жилы располагаются по пластовым трещинам, которые обычно хорошо выражены. Особенно хорошо выражены пластовые трещины в пологозалегающих

или горизонтальных плутонах, в лакколитах, пластовых и пластообразных интрузивах. Г. Клосс предполагал, что причиной возникновения пластовых трещин служит разгрузка пород кровли. По современным представлениям эти трещины следуют изотермам остывающего массива и прогретых вмещающих пород.

4. Диагональные трещины (*D*). Наблюдаются в плутонах довольно часто, но не столь распространены как предыдущие. Диагональные трещины располагаются приблизительно симметрично с той и другой стороны от поперечных трещин, т. е. образуют две системы трещин. Угол между ними — 90° и меньше. Диагональные трещины выполняются дайками аплитов, кварцевых порфиров, лампрофиров и других жильных пород, а также гидротермальными жилами. По диагональным трещинам происходят перемещения, и в таких случаях на них можно наблюдать зеркала скольжения.

5. Краевые трещины и взбросы. Крутые контакты некоторых интрузивных массивов с вмещающими породами сопровождаются системой трещин, падающих внутрь массива под углом от 20° до 45° . Нередко выполнены аплитами, пегматитами и рудоносными кварцевыми жилами. Эти краевые трещины по сравнению с системой главных трещин (*Q*, *S*, *L*) — относительно более ранние. Аплиты, пегматиты и кварцевые жилы обнаруживают резко выраженные следы расслабления. Принимая во внимание этот факт, можно утверждать, что движение совершалось и после выполнения трещин дайками и жилами.

6. Пологие трещины и взбросы в апикальных частях вертикальных плутонов встречаются совместно с краевыми трещинами и взбросами. Последние располагаются вдоль крутых контактов.

Критические замечания к методике Г. Клооса, высказанные различными геологами, следующие: 1) основной недостаток ее заключается в том, что трудно определить, какие трещины диагональные, какие поперечные и продольные, если нет отчетливых первичных линейных структур. Ведь все эти трещины по своей морфологии очень сходны (ровные, прямолинейные, близки и т. п.); 2) элементы структуры массива, в том числе полосатость и трещиноватость, связываются с моментом внедрения и застывания верхней части кровли. В то же время развитие трещин является сложным многоэтапным процессом, одни трещины пересекают и смещают другие, кварцевые жилы, например, образовались значительно позднее, не говоря уже о заведомо послерудных трещинах; 3) не учитывается окружающая обстановка; в частности тектонические трещины во вмещающих интрузив породах. Эти трещины, длительно развиваясь, проникают в интрузивные породы, но не связаны со становлением массива; 4) не всякая ориентировка минералов первична, она может иметь и тектоническое происхождение.

Все эти особенности следует учитывать при изучении прототектонических трещин в интрузивах, к которым приурочены рудные поля и месторождения.

ГЛАВА 22. ИЗУЧЕНИЕ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР МЕТАМОРФОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

В метаморфогенных комплексах, которые часто имеют докембрийский возраст и обнажаются на щитах, развиты месторождения черных, цветных, редких и благородных металлов, а также нерудного сырья.

Они относятся к метаморфизованным (осадочным, осадочно-вулканогенным) и метаморфогенным месторождениям, а также к магматогенным месторождениям, наложенным на метаморфические породы. Большую роль в локализации оруденения играют геологические структуры, часто имеющие тектонио-метаморфогенное происхождение.

Методика расчленения метаморфических толщ базируется на различных принципах (структурных, литолого-петрографических, метаморфических). При реконструкции первичной природы метаморфических пород пользуются такими критериями, как геологические условия залегания, парагенетические ассоциации пород, отражающие первичные парагенезисы (формации), первичные текстуры и структуры пород, петрохимический состав, акцессорные минералы и др. При изучении разрезов метаморфических комплексов важным является выделение и прослеживание маркирующих горизонтов, установление взаимоотношений метаморфических толщ, выявление несогласий между ними и т. д. Для решения этих вопросов важно провести парагенетический анализ минеральных ассоциаций, выделив фации и зоны метаморфизма, а также изучить складчатые и разрывные нарушения («Методическое...», 1974).

Выделение фаций метаморфизма производится на основе изучения устойчивых парагенезисов аутигенных минералов. Выделяются следующие фации: цеолитовая, пренит-пумпеллитовая, пропилитовая, фация зеленых сланцев, альмандин-амфиболитовая и гранулитовая. Картируются зоны развития пород этих фаций. Полевое определение степени метаморфизма пород производится на основании появления характерных индекс-минералов, которые отражают фациальную принадлежность породы. При геолого-структурных исследованиях картируются также зоны метасоматитов (фельдшпатизации и др.) и соотношение их с первичной зональностью прогрессивного регионального метаморфизма, положение зон метасоматитов относительно тектонических нарушений или интрузивов и т. д. Выделяются локально проявленные зоны метасоматитов, образовавшихся при автометаморфизме, динамометаморфизме, регрессивном региональном или контактовом метаморфизме. При формировании региональных метасоматитов рудные компоненты, выносимые из более высокотемпературных зон, образуют широкие ореолы в периферических зонах; однако происходит и их концентрация — в зонах разломов, а также среди некоторых пород (карбонатных — доломитовых, битуминозных и др.), способствующих рудоотложению. С процессом регионального метасоматоза связаны некоторые редкоземельные и редкометалльные золоторудные и медные месторождения (в частности, меднопирротиновые в зонах кардиерит-антофиллитовых фаций). С регрессивным региональным метаморфизмом связаны зоны слюдоносных пегматитов, сидеритовые и магнетитовые месторождения, титана, свинца, цинка, золота и др. Однако для более точного отнесения метаморфической породы к той или иной фации и выяснение типа метаморфической зональности (прогрессивной или регрессивной регионального метаморфизма; метасоматической зональности) требуются специальные петрографические исследования, термодинамические расчеты и т. д.

Структурные исследования заключаются в изучении мелких структурных форм и картировании крупных структур. В обнажениях среди различных структурных элементов наблюдаются плоскостные текстуры — первичные и вторичные (кливаж, сланцеватость, метаморфичес-

кая полосчатость), а также линейные ориентировки, шарниры и осевые поверхности складок, трещиноватость и разрывные нарушения. Для выявления наложенной складчатости, характерной для метаморфических комплексов, разработан метод геометрического структурного анализа, который основан на выявлении деформации ранних элементов линейности и плоскостных ориентировок благодаря последующему складкообразованию («Методическое...», 1974). Пересечение двух направлений сланцеватости (или кливажа) свидетельствует о наложении одной системы складок на другую. Смятие сланцеватости в складки и различная ориентировка линейных структур в разных крыльях складок, отклонение ее в разные стороны от перпендикуляра к шарниру складки и другие признаки говорят за то, что эта линейность связана, вероятно, с иными складками. Крупные структурные формы в метаморфических толщах при геологическом картировании выявляются путем прослеживания геологических границ. При этом особое внимание надо обращать на участки изменения их простирания, производить наблюдения над мелкими складками волочения, поперечными складками, замковыми частями крупных складок и т. д. Выяснение характера структур разных порядков и закономерностей их формирования является важным условием установления стратиграфической последовательности метаморфических толщ.

Изучение взаимоотношений возрастных структурных элементов и сравнение их с текстурами пород позволяют наметить этапы деформации, а также соотношение их со стадиями метаморфизма. В совокупности с картированием фаций и зон метаморфизма это дает возможность выявить возрастные и пространственные отношения складчатости и метаморфизма. Решению этого вопроса способствует применение микроструктурного и структурно-петрофизического анализов.

Сложная структура Слюдянского месторождения флогопита в Южном Прибайкалье была расшифрована Б. М. Роненсоном благодаря специальной методике детального геологического картирования глубоко метаморфизованных толщ докембрийских кристаллических сланцев, к которым приурочено месторождение. На основании анализа ритмического строения этих толщ и минерального состава (с учетом типоморфных минералов) отдельных пластов кристаллических сланцев было произведено детальное стратиграфическое расчленение рудовмещающей толщи и выяснена ее структура. Удалось установить этапы деформации, метаморфизма, магматизма и образования флогопитоносных тел. Выяснено, что Слюдянское месторождение приурочено к крылу антиклинали субширотного простирания, являющейся основной архейской структурой района. Эта антиклиналь осложнена дисгармоничными сильно пережатými складками второго порядка северо-западного простирания. Сильно пережатые складки второго и третьего порядка относятся преимущественно к складкам течения и скалывания, а более поздние складки северо-восточного простирания — к складкам продольного изгиба со скольжением. Трещинные структуры на Слюдянском месторождении распространены широко, представлены разнообразными типами и играют существенную роль в локализации промышленных слюдоносных тел. Вдоль продольных взбросо-сдвигов северо-западного простирания, являвшихся рудоподводящими и рудовмещающими структурами, наиболее широко проявляются метасоматические процессы с образованием промышленных тел флогопитоносных диопсидовых и скаполитово-диопсидовых пород. Из большого количества трещин наи-

более четкие — вертикальные трещины, поперечные к слоистости пород и хорошо выраженные (зияющие) в пластах большой мощности пироксеново-амфиболовых гнейсов, но затухающие в биотитовых их разностях. Характерно, что наиболее крупные поперечные трещины возникают в пластах гнейсов, смятых в изоклинальные складки. Большинство промышленных наиболее мощных тел флогопита, представленные лестничными жилами, приурочены к поперечным трещинам. Рудоносные структуры и флогопитоносные тела связаны с верхнеархейским тектоно-магматическим этапом.

ГЛАВА 23. АНАЛИЗ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

При изучении трещиноватости прежде всего выясняется морфология и генезис трещин, время их возникновения, возрастные и пространственные взаимоотношения. Особенно важны наблюдения над трещинами рудоносных структур (разломов, зон трещиноватости), в рудных телах, минерализованных зонах и рудовмещающих породах. Установление закономерного расположения трещин основано на статистической графической обработке массовых замеров трещин в различных породах в разных участках рудного поля или месторождения.

Полевые наблюдения начинаются с выбора пунктов наблюдений, которые располагаются таким образом, чтобы можно было дать характеристику трещиноватости структурно и литологически однородных участков. Количество участков зависит от сложности геологического строения — чем оно сложнее, тем больше пунктов наблюдения. Каждый из них представляет собой площадку (десятки квадратных метров) естественного или искусственного обнажения, на которой можно было бы замерить 150—200 трещин, при этом желательно иметь две примерно взаимно перпендикулярные стенки.

Необходимо выяснить элементы залегания не только трещин, но и напластования пород, разломов, сланцеватости, текстур течения и других структурных элементов. Определение ориентировки трещин в пространстве осуществляется измерением элементов залегания поверхности трещин: азимут простирания в северных или южных румбах (лучше всего фиксировать азимут и угол падения); измеряется каждая трещина в отдельности (с точностью до 1—2%). Важно также вести количественный учет трещиноватости. Количество трещин, развитое на отрезке одного погонного метра обнаженной плоскости, определяет интенсивность или удельную трещиноватость, которая выражается в баллах: 1 балл — 10 трещин на 1 м, 2 — от 10—20 трещин, 3 — от 20—50, 4 — от 50—100, 5 баллов — более 100 трещин на 1 пог. м. Определяется удельное растяжение — суммарная мощность минерализованных трещин на той же площади, выраженная в сантиметрах. Количество трещин относят также к единице площади или объема, т. е. определяют площадную или объемную удельную трещиноватость.

Наблюдения над поверхностью трещин позволяют собрать важные сведения для выяснения их происхождения. С этой целью изучают строение и форму поверхности трещин, так как трещины отрыва, скола, расплющивания или рассланцевания отличаются по их морфологическим признакам. Трещины скола часто развиваются по двум взаимосвязанным направлениям, поэтому в поле необходимо установить возможность отнесения их к сопряженным парам. Это устанавливается по

их слиянию, взаимному пересечению и противоположности смещения; постоянству угла между ними при общем изменении ориентировки; аналогичной распространенности и связи со структурой участка; одинаковому магматическому, гидротермальному или другому выполнению; сходству и одновозрастности.

Необходимо различать тектонические трещины от нетектонических (диагенетических и др.). Первые располагаются по выдержанным направлениям, пересекаясь под тем или иным углом. Тектонические трещины рассекают пласты различного состава и возраста, слабо изменяя свою ориентировку. Нетектонические трещины в плане образуют многоугольную сеть, иногда с правильными очертаниями; последние обычно не имеют выдержанных общих направлений. Количество и ориентировка нетектонических трещин подчинены каждому пласту и зависят от его состава, мощности и других свойств. Эти трещины не пересекают границ между пластами, а большей частью оканчиваются у поверхности.

Трещины могут быть заполнены жилами и дайками магматических пород (дериваты интрузий, малые интрузии и субвулканические тела), гидротермальными жилами как простого, так и сложного состава, среди которых следует выделять различные минеральные ассоциации прерудных и внутрирудных стадий минералообразования, а также безрудные кварцевые и карбонатные жилы обычно пострудной стадии. Необходимо отличать первичную минерализацию трещин от вторичной, связанной с процессами окисления. С большим вниманием следует относиться к изучению глинки трения, выяснению ее мощности, гранулометрического состава, включений, минерализации и т. д. Очень важным является исследование брекчий, выполняющих трещины; в них изучают состав обломков, их форму и размер, состав цемента и т. п. Брекчии могут быть не только тектонического происхождения, но также вулканического, магматического, гидротермально-эксплозивного генезиса, иногда даже экзогенного (например, карстового происхождения).

При всех этих наблюдениях очень важным является фиксирование возрастных взаимоотношений трещин разного типа с различным выполнением и т. д., что встречается довольно редко и поэтому всегда требует соответствующей зарисовки.

Запись наблюдений заносят в специально предназначенные для этого дневники (табл. 9).

Таблица 9

№ пунктов наблюдений	Состав и элем. залегания пород (слоистость, сланцеватость, и др.)	Элементы ориентировки трещин			Удельная трещиноватость (количество трещин на 1 пог. м)	Описание поперечности трещин (морфология)	Генетический тип трещин	Минерализация и магматические жилы	Выполнение (глинка трения, брекчия)	Дополнительная характеристика (зарисовки взаимоотношений трещин, протяженность трещин и др.)
		Азимут простирания	Азимут падения	Угол падения						

Обработка замеров трещин. Существуют разнообразные методы обработки данных полевого изучения трещин и графического их изображения. Вычерчивают диаграммы в прямоугольных координатах, которые легко сопоставимы и поэтому рекомендуются для нанесения однотипных трещин, например, вертикальных (см. рис. 117). Однако на одной диаграмме невозможно использование всех данных по замерам

трещин. Применяются розы-диаграммы, на которых можно выявить преобладающие простирания трещин, азимуты падения и углы падения (в отдельности). Они удобны для изображения вертикальной трещиноватости или трещин с разным падением, но одного простирания.

Используются лучевые круговые диаграммы, на которых трещины изображаются с помощью лучей. Они обладают большой наглядностью изображения, но дают лишь качественную характеристику, количественная оценка выражена неясно. Отстраивают точечные круговые диаграммы, на которых замеры трещин (азимуты и углы падения) нанесены в виде точек на специальной сетке. Радиусы представляют собой проекции меридианов и служат для нанесения азимутов падения трещин. Концентрические окружности соответствуют параллелям и используются для отсчета углов падения. На одну диаграмму, пользуясь цветными знаками, можно нанести замеры трещин, элементы залегания пород, жил различного состава и т. д. Однако приведенный метод изображения позволяет выяснить лишь относительную частоту трещин различного направления.

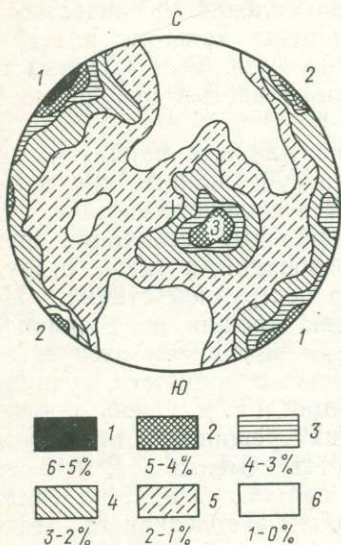


Рис. 115. Круговая диаграмма трещиноватости в изолиниях. Нанесено 400 замеров. Песчаники.

Изолинии проведены через 1% точек. Проекция на верхнюю полусферу сетки В. Шмидта.

На диаграмме три системы трещин: 1 — вертикальные с простиранием 50°; 2 — вертикальные с простиранием 130°; 3 — наклонные с простиранием 25°, юго-восточным падением и углом наклона в 20°

точек в разных частях планисферы. Известны еще равнопромежуточные проекции с незначительным искажением площадей и углов.

Круговые диаграммы в изолиниях наносятся на сетке В. Шмидта, представляющей экваториальную равноплощадную проекцию (обычно верхняя полусфера), которая имеет радиус 10 см. На ней фиксируются замеры азимутов и углов падения (полуса нормалей к плоскостям трещин). Далее определяется количество точек на 1% площади сетки по

Для количественной оценки трещиноватости применяют пятый прием обработки замеров — круговые диаграммы в изолиниях, который является наиболее сложным, но вместе с тем удобным методом. В этом случае используются азимутальные проекции полусферы на плоскость (планисферы). Существует несколько типов таких проекций. На равноугольной или стереографической проекции (например, сетке Вульфа) хорошо сохраняется соотношение углов, но искажается форма. Поэтому ее применяют в кристаллографии и петрографии, где очень важно иметь правильные представления об углах и их соотношениях. Это конформная проекция, но не эквивалентная в отношении площади. По ней трудно судить о густоте точек, что важно при статистическом подсчете трещин, а также при микроструктурном анализе. Поэтому применяется равноплощадная проекция — сетка В. Шмидта, которая хорошо сохраняет площади фигур (эквивалентная проекция). Она дает возможность обрабатывать данные массовых замеров трещин статистическим путем и судить о плотности (густоте)

трафарету, в котором круги с радиусом 1 см составляют 1% площади сетки В. Шмидта. Для этого калька накладывается на миллиметровку или квадратную сетку. Затем надо перевести цифры, указывающие плотность точек в узлах квадратов, на единицу площади в абсолютных цифрах (на %). Если, например, замерено 100 точек, то одна точка составит 1%, если 200 точек, то 1 точка равна 0,5%. Плотность точек показывают на диаграмме различной штриховкой или изолиниями (в % плотности точек), которые приводятся в легенде к диаграммам; особо выделяются и нумеруются максимумы этих плотностей. Указывается, в каких породах и на каком участке проводились замеры трещин, тип использованной проекции (рис. 115).

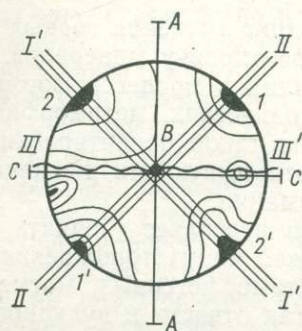


Рис. 116. Определение положения главных осей деформации трещин: скола (I—I', II—II'), отрыва (III—III'); главные оси деформации: А — большая, В — средняя (проекция), С — малая; максимумы трещин (1—1', 2—2')

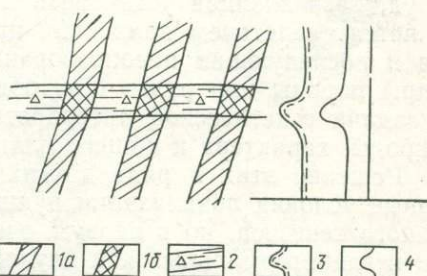


Рис. 117. Позиция рудных столбов в жилах (по Л. И. Лукину): 1 — рудные жилы (а), рудные столбы (б); 2 — зона дробления; 3 — содержание олова; 4 — интенсивность трещиноватости (в прямоугольных координатах)

Интерпретация диаграмм трещиноватости. На основании проведенных исследований трещин, в том числе их массовых замеров, представленных в виде диаграмм, составляют схемы трещиноватости. В схематизированном и уменьшенном виде диаграммы с максимумами трещин изображают на упрощенных геолого-структурных картах, на которых бывают подчеркнуты направления трещиноватости, разрывных нарушений и складок. Иногда диаграммы трещиноватости наносятся совместно с другими диаграммами — микроструктурными, структурно-петрофизическими. Анализ трещинной тектоники производится с целью выяснения структурных условий рудоотложения и перспективности прежде всего гидротермальных месторождений жильного и штокверкового типа, что зависит от генезиса трещин (скола, отрыва), их отношения к рудообразованию (дорудные, внутрирудные, послерудные), выдержанности трещин по простиранию и по падению, а также от других особенностей трещинных зон и отдельных трещин. При этом решается ряд вопросов для выяснения плана деформации и определения положения главных осей деформации (рис. 116), анализа сопряженности или наложенности трещины по отношению к складчатости, или отдельным складкам, выяснения истории развития трещиноватости, т. е. этапов формирования трещинной структуры, установления генетического типа

трещин в интрузивных массивах и вулканических телах, определения относительного возраста интрузий, выявления соотношения между удельной трещиноватостью и локализацией оруденения. Для последнего случая можно привести пример, когда рудный столб в пределах жильного тела связан с мелкой трещиноватостью субширотного простирания, нанесенной на основании массовых замеров в системе прямоугольных координат (рис. 117).

ГЛАВА 24. МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

Микроструктурный анализ — это методика изучения горных пород и руд, позволяющая установить в них ориентировку минералов. Она является следствием движений, происходящих в процессе формирования и последующих преобразований (тектонических, метаморфических и др.) породы или руды. При обнаружении такой ориентировки встает задача генетической интерпретации соответствующих движений, их природы, характера и общего плана деформации.

Решение этих и ряда других вопросов позволяет уточнить структурные условия локализации рудных залежей на месторождениях различного генезиса, но в первую очередь метаморфогенных, магматических и гидротермальных как плутогенных, так отчасти и вулканогенных (колчеданных и др.).

Основы микроструктурного анализа были заложены Б. Зандером (1930) с целью выяснения генезиса сланцеватости, механизма образования складок и других вопросов. В дальнейшем микроструктурный анализ применялся успешно также для решения некоторых структурно-геологических процессов, при региональных исследованиях, а в Советском Союзе — и при изучении структур рудных полей и месторождений различных генетических типов и видов полезных ископаемых (Елисеев, 1967; Лукин и др., 1965; Пэк, 1977; Старостин, 1979, «Эксперимент...», 1976 и др.). В этих работах изложены как методические основы микроструктурного анализа, так и пути его использования на примере решения вопросов генезиса структуры рудных полей и месторождений, истории их формирования, генезиса рудовмещающих трещин и рудоконтролирующих разрывных нарушений, определения линии скольжения по их плоскостям и т. д.

Микроструктурный анализ — вспомогательный метод, который может быть применен лишь для исследования некоторых пород, содержащих достаточное количество зерен одноосных минералов (кварц, кальцит, слюды). Определение ориентировки двухосных и рудных минералов — сложное дело. Микроструктурный анализ используется при изучении гнейсов, кристаллических сланцев, гранитоидов и мраморизованных известняков, а также жильного выполнения рудоносных трещин.

Ориентированные структуры горных пород в основном бывают двух типов: первичные — структуры отложения в неподвижной или движущейся среде, и вторичные, — водникшие при деформации горных пород в результате действия тектонических напряжений.

Ориентированные структуры отложения. В неподвижной среде пластинчатые, шестоватые и другой формы минералы (слюда, полевые шпаты), накапливаясь на дне водоемов, располага-

ются параллельно его поверхности. Примерно такая же ориентировка в виде план-параллельных, полосчатых и трахитоидных текстур возникает и при раскristализации интрузивных тел. Структуры пород, образующиеся в движущейся среде, например, при течении магмы, могут обладать линейной ориентировкой таких минералов, как амфиболы, пироксены, полевые шпаты и другие, которая указывает направление движения магматического материала. Ориентировка по форме зерен может также быть следствием выпадения какого-либо минерала из гидротермальных растворов с образованием кварцевых или других жил.

Ориентированные структуры деформации возникают в горных породах и рудах, в которых минералы благодаря тектоническим напряжениям приобретают определенную ориентировку (по форме зерен или по их внутреннему строению); они носят название тектонитов. Зерна (кристаллы) вращаются и располагаются своим удлинением в плоскостях скольжения или по направлению линии течения. Если внутреннее трение при трансляции (или двойниковании) меньше трения, которое возникает при вращении зерен, то осуществляется ориентировка по строению. При этом кристаллы не разрушаются, так как порода испытывает пластическую деформацию, в конечном результате которой кристаллографические элементы (плоскости спайности, двойниковые швы и др.) и оптические оси, вращаясь, в конце концов, приобретают положение параллельное плоскости скольжений. Главная цель изучения тектонитов при помощи микроструктурного анализа заключается в определении положения этих плоскостей и линейных ориентировок.

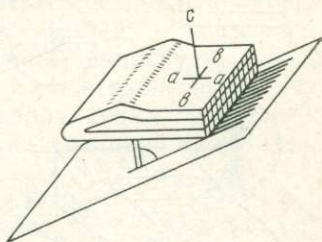


Рис. 118. Схема соотношения осей координат, применяемых в микроструктурном анализе, на примере складки (по Л. И. Лукину):
 a — линия движения; ac — плоскость деформации; b — перпендикуляр к плоскости ac (нередко является осью вращения)

Система координат. Необходима для облегчения анализа движений, возникших при деформациях горной породы и проявившихся в ориентировке слагающих ее компонентов; при этом ось «а» — направление перемещения в плоскости скольжения; ось «в», которая может быть осью вращения, находится в той же плоскости, но ориентирована перпендикулярно оси «а» (рис. 118); «ав» — плоскость скольжения «S» (трещина скола, слоистость, сланцеватость и т. д.), плоскость «ас» — плоскость деформации (она же плоскость симметрии).

Типы тектонитов. Если породообразующие минералы ориентированы в плоскостях скольжения (течения и т. п.), а удлинение минералов вытянуто вдоль линии скольжения (ось «а»), на диаграмме четко фиксируется максимум. Поскольку на такой диаграмме ясно видна плоскость скольжения «S», то имеем дело с «S»-тектонитом. Если на диаграммах нет выраженного одного максимума, а имеется пояс, который отражает вращение вокруг оси «в», которая расположена в центре диаграммы, то тогда устанавливается «B»-тектонит (рис. 119).

Отбор ориентированных шлифов и производство измерений. При отборе ориентированных штуфов в поле должно быть установлено их гространственное положение. Для этого на породе намечают какую-либо плоскость (слоистости, сланцеватости, трещиноватости и т. п.), на

которой прочерчивают линии простирания и падения, указывают угол падения. В торцах штуфа (но не в плоскости скольжения) вырезают два взаимно перпендикулярных шлифа по падению и для контроля по простиранию. Для измерения (от 150 до 300) кристаллографических и оптических элементов минералов в шлифах используется обычно фодо-

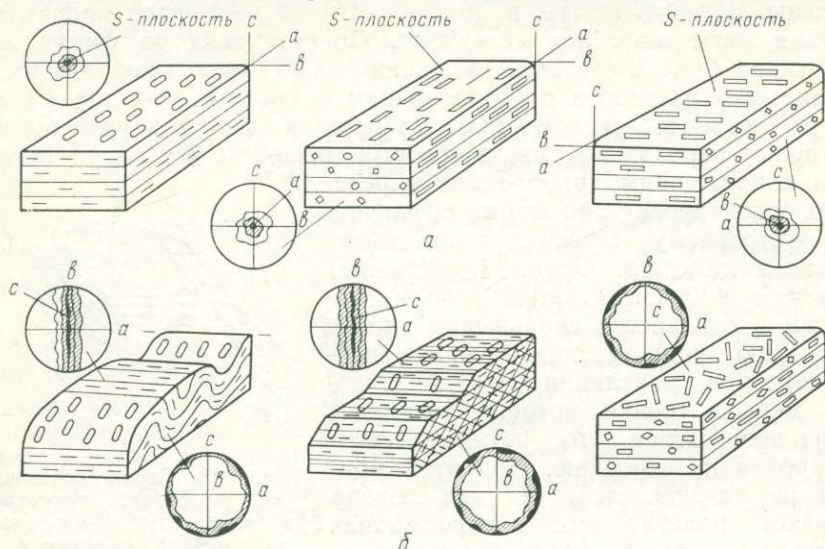


Рис. 119. Схема образования: а) *S* — тектонитов; б) *B* — тектонитов (по Л. Ситтеру)

ровский столик, снабженный специальными салазками. Применяют такие минералы, как кварц, кальцит, слюда, в меньшей степени полевые шпаты, барит, роговая обманка и оливин. Результаты измерений наносятся на сетки Вульфа (с применением трафарета Пронина) или В. Шмидта, а затем производится обработка полученных точек как при анализе трещинной тектоники.

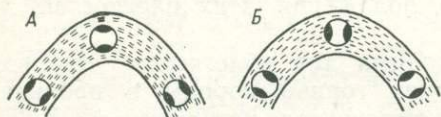


Рис. 120. Складка изгиба со скольжением. Схема ориентировок нормалей пластинок слюды (А) и оптических осей кварца (Б) в различных участках складки

Так строится диаграмма микроструктурного анализа (Лукин и др., 1965).

Применение микроструктурного анализа.

Использование этого метода в сочетании с другими позволяет решать серию задач по характеру и типу деформации, которые претерпели горные породы или руды (Вольфсон, Яковлев, 1975; Лукин и др., 1965). А. В. Дружининым на Давендинском рудном поле было установлено, что гнейсовидность в гранитах не является первичной (прототектонической), а имеет тектоническую природу. Целый ряд работ посвящен выяснению генетических типов складок продольного изгиба со скольжением (рис. 120, 121), течения и скалывания (рис. 122), играющих разную роль в локализации оруденения. Важно установить характер разрывных нарушений (надвига, сдвига и др.) по типам тех тектонитов, которые сопровождают эти разрывы. Особенно много исследований посвящено выявлению дорудного, внутрирудного или послерудного характера трещин. Так, мик-

роструктурный анализ был использован для выяснения истории формирования одного из жильных месторождений, залегающего в гранитах. Рудные жилы сложены минеральными ассоциациями, связанными с

тремя стадиями: наиболее древние — кварцевые жилы, они пересекаются жилами кальцита, которые рассекаются кварцево-хлоритовыми прожилками; в некоторых случаях все они образуют полосчатые жилы (рис. 123). Измерение оптических ориентировок кварца в гранитах показало, что предрудные подвижки были сдвиговыми; в кварцевой жиле (1 стадия) раннерудные подвижки были также сдвиговыми. Изучение же двойниковых швов в более поздней кальцитовой жиле показало

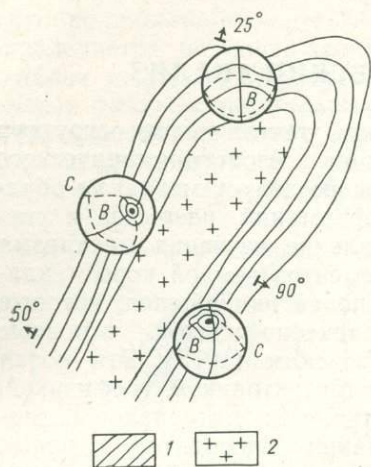


Рис. 121. Ориентировка оптических осей кварца в различных частях складки изгиба со скольжением, сложенной гнейсами (по Е. А. Кузнецову):
1 — гнейс; 2 — щелочные породы

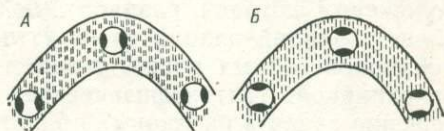


Рис. 122. Складки скалывания. Схема ориентировки нормалей пластинок слюды (А) и оптических осей кварца (В) в различных участках складки

ло, что позднерудные подвижки носили взбросовый характер. В. И. Старостин (1979) применил микроструктурный анализ для решения ряда

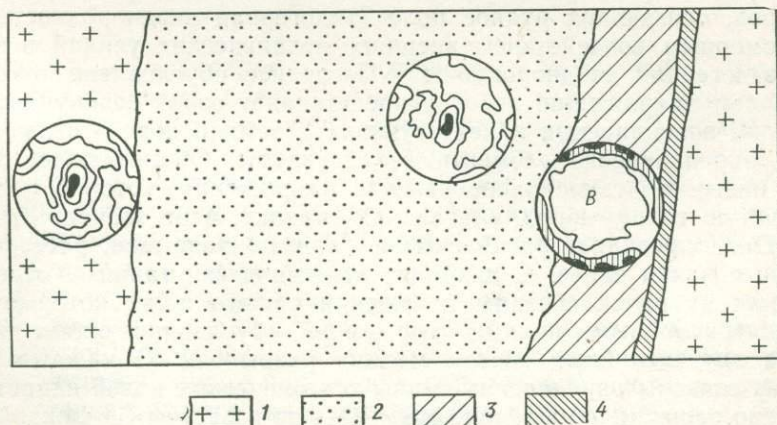


Рис. 123. Ориентировка минералов в рудной жиле; схема в разрезе (по Е. П. Солюшину):
1 — гранит; 2 — кварц; 3 — кальцит; 4 — хлорит с кварцем. Левая диаграмма показывает ориентировку оптических осей кварца во вмещающем граните, 200 измерений, $<0,5-2-4-5< \%$; средняя — оптических осей жильного кварца, 200 измерений, $<0,5-2-4< \%$; правая — полюсов спайности жильного кальцита, $<0,5-2-4< \%$, 600 измерений

вопросов на рудных полях колчеданных месторождений: первичной ориентировки в вулканитах, вторичной — в вулканитах, подвергшихся рассланцеванию, в метасоматитах (кварц-серицитовых и др.), в кварцевых жилах и рудных телах ориентировки кварца, слюды и других минералов.

ГЛАВА 25. ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Среди нескольких направлений изучения тектонических структур (морфогенетического, геолого-генетического, геолого-исторического и др.) имеется физико-генетическое, которое исследует механизм образования структур, т. е. развивающихся деформаций, разрывов и связанных с ними напряжений. Такое направление изучения механизма развития деформационных структурных элементов земной коры (складок, разрывов и др.) и тех тектонических полей напряжения, которые обусловили эти деформации, называется тектонофизикой, основные положения которой разработаны М. В. Гзовским (1975). Эта новая область знаний находится на стыке между геотектоникой, геофизикой, механикой горных пород, учением о сопротивлении материалов и гидромеханикой. Тектонофизические исследования проводятся с целью решения задач в различных областях геологических знаний, в том числе при изучении структур рудных районов полей и месторождений для выяснения палеотектонических условий локализации руд, обнаружения скрытых структурных элементов и поисков рудных залежей, не выходящих на поверхность (Гзовский, 1975; Белевцев, 1961; Старостин, 1979). Тектонофизический анализ применяется совместно с микроструктурным, руднопетрофизическим и структурно-петрофизическими методами.

На рудных полях тектонические деформации и разрывы распределены неравномерно, что связано с гетерогенностью строения комплексов пород, слагающих рудное поле (эндогенная неоднородность), и с неравномерным воздействием внешних механических усилий в земной коре (экзогенная неоднородность). Последнее обусловлено тектоническим полем напряжения, которое представляет собой совокупность напряжений, возникающих и действующих в земной коре в связи с развитием определенного элемента ее структуры. Общим полем напряжения называют такое распределение напряжения, которое наложено на слоистую толщу пород, слагающих складку, и не зависит от слоистости. Оно определяет расположение главных разрывов, пересекающих различные пакки слоев. С дополнительными деформациями отдельных слоев или их пачек связаны искажения общего поля, которые называют внутрислойными полями напряжений, обуславливающими возникновение внутрислойных систем мелких разрывов. С каждым типом структур связаны определенные типы тектонических полей напряжения. Возможно решение двух задач: прямой — по известным в каждой точке пространства напряжениям определить ориентировку и тип разрывов, которые могут возникнуть благодаря действию этих напряжений, и обратной — по наблюдающимся разрывам в каждой точке пространства реконструировать ориентировку осей напряжения, породивших эти разрывы, и соответственно восстановить общее и частные поля напряжений. Обычно решается вначале вторая задача, когда определяется, при каком типе поля напряжения возникла исследуемая структура

(возможно и ее моделирование). Затем прогнозируется поведение этой структуры на закрытых участках рудного поля и на глубину в связи с возможностью появления скрытых разрывных нарушений, зон трещиноватости и связанных с ними рудных тел.

Палеотектонические поля напряжений строятся на основании большого количества конкретных осей напряжения, ориентировка которых определяется по сопряженным трещинам скола, шарнирам мелких складок и другим структурным элементам. Направление оси промежуточных главных нормальных напряжений (σ_2) совпадает с направлением пересечения двух сопряженных поверхностей скола. Остальные две оси делят пополам углы между системами сколов и перпендикулярны оси (рис. 124). Ось алгебраически минимальных главных нормальных

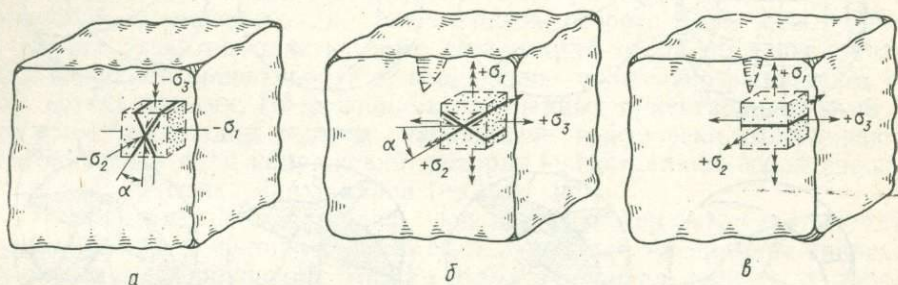


Рис. 124. Схема расположения разрывов по отношению к осям напряжений (по М. В. Гзовскому):

а — расположение поверхностей скола при сжимающем характере всех главных нормальных напряжений; *б* — расположение поверхностей скола при растягивающем характере всех главных нормальных напряжений; *в* — расположение поверхностей отрыва при растягивающем характере всех главных нормальных напряжений. α — угол скальвания; $+\sigma_1, +\sigma_2, +\sigma_3$ — наибольшее, среднее и наименьшее главные растягивающие напряжения; $-\sigma_1, -\sigma_2, -\sigma_3$ — наименьшее, среднее и наибольшее главные сжимающие напряжения

напряжений (σ_3) совпадает с направлением биссектрисы того угла между сопряженными поверхностями скола, в котором лежит участок, смещавшийся в сторону к линии пересечения трещин. В момент образования сопряженных поверхностей скола эта ось напряжений представляла собой биссектрису главных нормальных напряжений (σ_1), т. е. наибольшая из растягивающих (или наименьшая из сжимающих, если растягивающих напряжений в данной точке нет) перпендикулярна первым двум осям, а также трещинам отрыва.

Полевые исследования охватывают разнообразный круг вопросов: выявление трещин в разных типах структур и породах, выяснение трещин различной морфологии и генезиса, определение систем трещин, в первую очередь, сопряженных двух направлений скола и третьей — отрыва, установление их связи со складками и разрывными нарушениями, массовые замеры трещиноватости, изучение мелких дополнительных складок, осложняющих более крупные структуры. Такие наблюдения проводятся по профилям вкrest крупным структурам, также по их простиранию или носят площадной характер. Помимо этого, производится отбор образцов для петрографических, петрохимических и петрофизических исследований, а также взятие ориентированных штуфов для структурно-петрофизического и микроструктурного анали-

зов. Количество пунктов наблюдений на рудном поле исчисляется многими десятками — первыми сотнями.

Лабораторные исследования заключаются в соответствующем изучении указанных образцов и шлифов, а также, по возможности, в моделировании геологических структур изученного рудного поля после всех проведенных видов исследований, обработки материалов и их интерпретации.

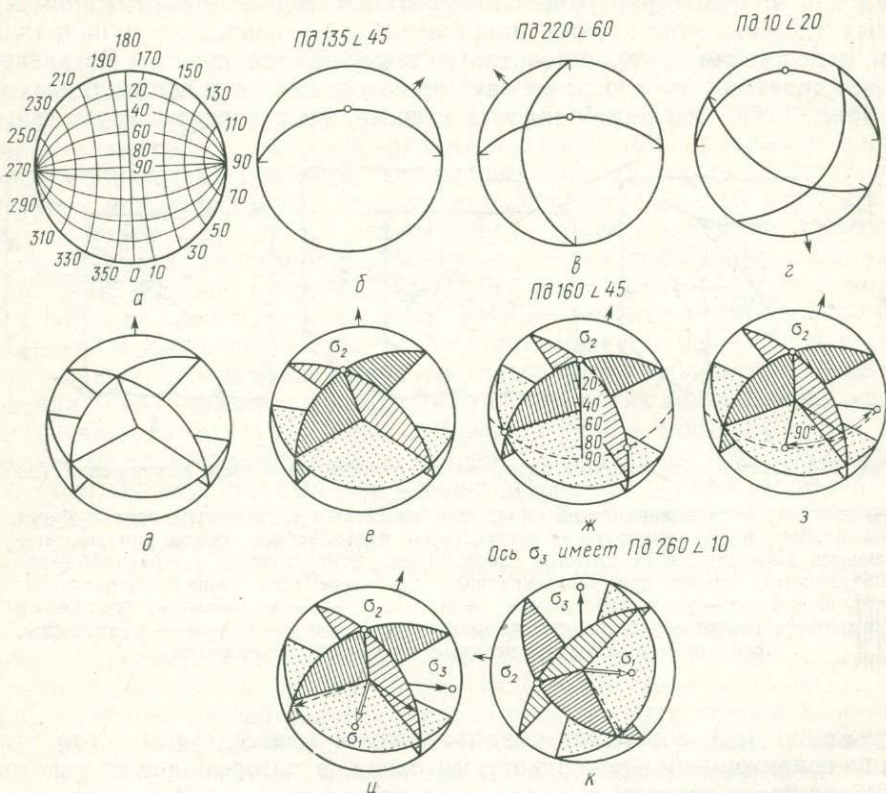


Рис. 125. Последовательные стадии (а—к) графического установления ориентировки осей напряжений по сопряженным поверхностям скола (по М. В. Гзовскому)

Обработка полученных данных. Разработан графический метод восстановления ориентировки осей напряжений по трещинам (Гзовский, 1975). На стереографической сетке В. Шмидта или Вульфа вначале фиксируются элементы залегания отдельных сопряженных трещин скола или составляется точечная диаграмма трещиноватости определенного возраста, на которой обычным путем выявляются максимумы. Для реконструкции осей напряжения пользуются указанными сетками, экваториальная линия которых расположена вертикально и сделана соответствующая разметка градусной сети (рис. 125). На такую сетку накладывается восковка (с заметкой на северной ее стороне), вращая которую совмещают заметку на ней с цифрой азимута падения на сетке и углом падения вдоль вертикальной линии сетки. Фиксирующаяся таким способом точка представляет собой проекцию на горизон-

тальную плоскость пересечения верхней полусферы с линией восстания плоскости, проходящей через центр сферы и имеющей одинаковые элементы залегания с рассматриваемой трещиной. Затем для определения положения осей напряжения через полученные точки или максимумы диаграмм трещиноватости проводят проекции больших кругов, помещая точки на вертикальную линию.

Если трещины образовались в результате сжатия, то ось наибольшего сжатия представляет собой направление действия алгебраически минимального отрицательного главного напряжения, если они возникли при растяжении, то ось алгебраически максимального нормального напряжения является направлением наибольшего растяжения, т. е. положительного напряжения. Если пластических деформаций порода не претерпела, то направление действия алгебраически минимальных напряжений совмещается с биссектрисой острого угла между ними. В случае развития пластических деформаций после образования трещин вопрос об ориентировке σ_1 и σ_3 предположительно решается с учетом других данных. На основании полученных ориентировкой осей напряжения в каждом пункте наблюдения графически отстраиваются тектонические поля напряжений, которые представляют собой совокупность всех произведений замеров (см. рис. 126).

Тектонофизический анализ используется при изучении структур рудных полей и месторождений. М. В. Гзовский на примере свинцово-цинковых месторождений Малого Каратау сделал выводы о локализации различной формы рудных тел в разных генетических типах складок. Так, в складках продольного изгиба часто появляются согласные седловидные рудные залежи, расположенные вдоль осевых поверхностей складок; в складках же продольного расплющивания преобладают секущие рудные тела жильной формы. Зная тип этих складок и соответственно связанных с ними рудных тел, можно прогнозировать новые рудные тела определенной морфологии на флангах уже известных месторождений, имея в виду изменение стратиграфо-литологического разреза, увеличение мощности слоев, выклинивание вязких прослоев и т. п. Я. Н. Белевцев (1961), используя данные тектонофизического анализа месторождений железистых кварцитов Криворожья, выяснил, например, что тектонические поля напряжений, удовлетворяющие благоприятным тектонофизическим условиям локализации рудоотложения, являются областями нагнетания и поперечного изгиба, развиваются в оперяющих трещинах сдвигов, а неблагоприятные — в областях выжимания пород и в зонах крупных разломов. С тектонофизических позиций для рудоотложения благоприятны участки пород, которые имеют достаточную проницаемость и малые значения одноосного напряжения по сравнению с соседними участками.

В последние годы изучалась тектонофизическая обстановка формирования структур рудных полей и рудоотложения на колчеданных месторождениях руд цветных металлов Урала, Кавказа и Алтая; на примере Блявинского рудного поля с медноколчеданными месторождениями, приуроченного к вулканотектонической структуре (Старостин, 1979). Эти месторождения являются полигенными и полихронными образованиями. В них встречаются слоистые медноколчеданные руды вулканогенно-осадочного происхождения, образующие залежь, согласную с вмещающими их вулканическими образованиями основного состава, которые относятся к силурийскому комплексу. Медноколчеданные руды гидротермально-метасоматического генезиса связаны с позд-

ним комплексом липаритовых порфиров нижнедевонского возраста и залегают в контактовой зоне этих пород.

Блявинская кальдерообразная депрессия субмеридионального простираения, к которой приурочено рудное поле, сформировалась в два синвулканических этапа — силурийский и нижнедевонский, представленных ранней и поздней стадией. Ранневулканическая стадия силурийского синвулканического этапа, приходившаяся на лландовери, венлок и ранний лудлов, характеризовалась интенсивной вулканической деятельностью. В начальную подстадию (лландовери — венлок) описываемой стадии по сбросам СЗ и СВ простираения произошло опускание территории Блявинского поля, накопился мощный комплекс вулканических пород базальтового состава и образовались стратиформные

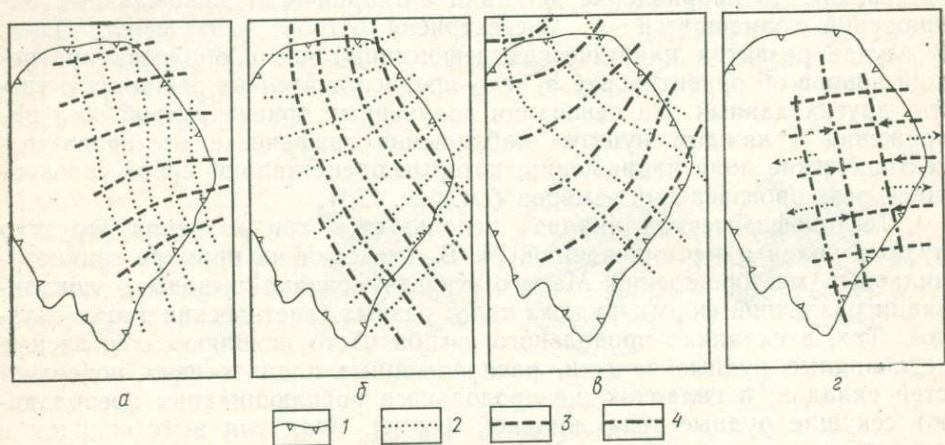


Рис. 126. Схемы полей напряжений для различных этапов формирования Блявинской депрессии (по В. И. Старостину):

а—б — силурийский синвулканический этап; *а* — ранневулканическая стадия (лландовери, венлок, ранний лудлов), *б* — поздневулканическая стадия (поздний лудлов); *в—г* — нижнедевонский синвулканический этап, поздневулканическая стадия: *в* — первая подстадия, *г* — вторая подстадия; 1 — современная граница Блявинской синклинали; 2 — оси алгебраически максимальных главных нормальных напряжений; 3 — оси алгебраически средних главных нормальных напряжений; 4 — оси алгебраически минимальных главных напряжений

вулканогенно-осадочные рудные залежи. В следующую подстадию (венлок — ранний лудлов) депрессия была расчленена поперечными поднятиями, к которым приурочены вулканы центрального типа (андезитового и липаритового состава). Таким образом, ранневулканическая стадия характеризовалась действием вертикальных усилий, правда, во вторую ее подстадию (в отличие от первой) — знакопеременных. Изучение сопряженных разломов и трещин, заложенных в первую подстадию и активно проявившихся во вторую, позволило построить поля напряжения для этих стадий (рис. 126). При этом установлено, что ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (σ_3) располагается очень круто ($47-85^\circ$), а в зоне краевых разломов — почти всегда вертикально. Во всех случаях ось алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (σ_1) залегает почти горизонтально ($4-21^\circ$). Таким образом, сжимающие усилия действовали в это время в основном вертикально; Блявинская структура и ослож-

няющие ее сундучные складки формировались как складки поперечного изгиба.

В следующую поздневулканическую стадию (поздний лудлов), когда вулканическая деятельность почти прекратилась, действовали тангенциальные усилия. В раннюю подстадию этой стадии произошло образование брахисинклиналей субмеридионального простирания благодаря горизонтальным усилиям, действовавшим вкrest этому направлению. В конце поздневулканической стадии силурийского этапа также действовали тангенциальные силы, но другого направления, благодаря которым образовались складки продольного изгиба субширотного простирания и сопряженные с ними трещины. Последние позволили установить, что наибольшее сжатие было горизонтальным и продольным к оси Блявинской синклинали, а наибольшее растяжение также горизонтальным, но действовавшим вкrest этой оси.

Нижнедевонский синвулканический этап характеризуется существенным изменением характера вулканической деятельности и некоторой перестройкой плана описываемой территории. В это время формируются субмеридиональные зоны, в которых накапливаются эффузивные и пирокластические породы нижнедевонского (?) липаритового комплекса, связанные с вулканами центрального типа. В ранневулканическую стадию нижнедевонского этапа действовали знакопеременные вертикальные усилия. Затем, в поздневулканическую стадию опять произошла смена тектонических усилий с вертикальных на горизонтальные, что хорошо фиксируется трещинами и другими структурными элементами. В эту тектоническую стадию (см. рис. 126) также устанавливаются две подстадии. В первую из них сжимающие усилия были ориентированы вкrest меридиональным зонам, при этом образовались складчатые структуры такого же направления и осложняющие их надвиги. В связи с последними в верхних горизонтах земной коры образуются пологие, почти горизонтальные полости приоткрывания (в сводах антиклиналей, в пологих участках флексур). В данных структурах локализируются поздние субвулканические тела кислого состава нижнедевонского возраста.

Во вторую подстадию нижнедевонского синвулканического этапа тектонические усилия также были горизонтальными, но они изменили свое направление. При этом ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений под различным углом располагается в плоскости вкrest синклинали. Такие изменения в ориентировке сжимающих и растягивающих усилий привели к омоложению древних разломов и активизации тектонических зон, залеченных в начале стадии субвулканическими телами. Произошло, в частности, приоткрывание пологих структур отслаивания, которые были использованы для образования залежей медноколчеданных руд гидротермально-метасоматического происхождения, например, на Комсомольском месторождении.

Таким образом, устанавливается, что на Блявинском рудном поле, которое относится к структурно-петрофизическому типу рудных полей областей горизонтального растяжения, при продольно-зональном укорочении в силурийском и нижнедевонском синвулканических этапах существовали ранневулканические стадии деформации. Последние характеризовались действием вертикальных тектонических сил, причем вначале направленных сверху вниз, а несколько позднее — знакопеременных. На поздневулканических стадиях тектоническое поле напряжений резко изменилось; тогда действовали горизонтальные силы, при-

чем вначале сжатие происходило вкрест главному направлению тектонических зон, а позднее — вдоль их оси. Ранневулканические стадии характеризовались излиянием лав, выбросами туфов, становлением ранних субвулканических тел, формированием глыбовых структур, сопровождавшихся сбросами, и образованием эксгалиационно-осадочных рудных залежей. В поздневулканические стадии происходило становление поздних субвулканических тел, усложнение глыбовых структур надвигами, сдвигами и складками продольного изгиба, а также образование медноколчеданных месторождений гидротермального субвулканического типа.

ГЛАВА 26. РУДНАЯ ПЕТРОФИЗИКА

Петрофизика — отрасль геологической науки, занимающаяся изучением свойств горных пород: физических (пористость, проницаемость, объемный вес, плотность) и механических (упругость, прочность, пластичность и др.). Рудная петрофизика — часть этой новой отрасли знаний; она исследует физические и механические свойства руд и горных пород на рудных полях и месторождениях (Белявцев, 1961; Королев, Шехтман, 1965; Розанов, 1961; «Роль физико-механических свойств...», 1973; Старостин, 1979 и др.).

При помощи петрофизического анализа расшифровывается история формирования структур рудных полей и месторождений, в образовании которых важную роль играют механические свойства горных пород; выявляются петрофизические группы горных пород, благоприятных и неблагоприятных для гидротермальных процессов, в первую очередь рудоотложения, в котором ведущую роль играют их физические свойства; устанавливается эволюция физико-механических свойств горных пород, изменяющихся в результате различных процессов; выясняются некоторые особенности генезиса месторождений, например, степень метаморфизма руд. Все это имеет отношение к установлению генезиса рудоносных структур и разработке рудогенетических теорий, а также важно для прогнозирования скрытых рудных тел и месторождений.

Физические свойства горных пород и руд. Плотностью (ρ г/см³) называется отношение массы вещества к занимаемому объему. Определяется она взвешиванием на весах или на денситометре. Плотность (при взвешивании) $\rho = \frac{P_v}{P_v - P_{ж}}$ г/см³, где P_v — вес образца в воздушно-сухом состоянии (в г), $P_{ж}$ — вес образца в жидкости (в г). Образцы отбираются весом 80—300 г изометричной формы. Удельный вес (γ г/см³) представляет собой отношение веса твердой фазы породы или руды к ее объему, чаще всего определяется пикнометрическим методом измельченной воздушно-сухой пробы. Объемный вес (V об. г/см³) — отношение веса абсолютной сухой породы или руды к ее объему, обычно определяется методом обмера и гидростатического взвешивания (в воде, керосине):

$$V = \frac{P_{сух}}{P_{н\max} - (P_{ж} - P_{пр})} \cdot (Q_t - \lambda),$$

где $P_{сух}$ — вес сухого образца, г; $P_{н\max}$ — вес насыщенного образца; $P_{ж}$ — вес образца в жидкости; $P_{пр}$ — вес проволоочки, применяемой для

гидростатического взвешивания; $(Q_t - \lambda)$ — поправка на разницу температур на взвешивание в воздухе при $t^0 = 18 - 22^\circ \text{C}$; $(Q - \lambda) = 0,997$.

Пористость — это совокупность пространств между твердой фазой абсолютно сухой породы. Пустоты в горных породах подразделяются на сингенетичные (первичные), возникшие при образовании породы, например, межзерновые пространства, и эпигенетические (вторичные) пустоты и трещины, образовавшиеся под влиянием деформации пород (Белевцев, 1961). Различается несколько видов пористости: общая, эффективная и дифференцированная. Общая (абсолютная) пористость представляет собой открытые и закрытые поры. Эффективная пористость составляет часть открытой пористости, по которой при заданных условиях происходит циркуляция жидкости и газов. Эффективная пористость — это относительный объем сообщающихся между собой и поверхностью образца пор, приходящийся на единицу объема пористой среды; она выражается в долях единицы и в процентах.

Коэффициент эффективной пористости $K_{\text{п}} = \frac{V_{\text{пор}}}{V_{\text{обр}}}$ характеризует отношение объема эффективных пор к общему объему образца. Для определения эффективной пористости чаще всего используется метод свободного водонасыщения в образцах в виде параллелепипедов размером $1 \times 2 \times 3$ см либо пластин толщиной 1 см и площадью 20—25 см². Образцы выдерживаются 20—24 ч в сушильном шкафу (при температуре 105°C); после высушивания они взвешиваются и помещаются в ванночку с водой (или керосином), погруженные в нее сначала на одну треть, а через 2 ч — полностью. Через строго фиксированные промежутки времени (от 20—30 с до нескольких суток) образцы взвешиваются и для каждого периода рассчитываются весовое насыщение

$$m_i = \frac{P_{\text{н}} - P_{\text{сух}}}{P_{\text{сух}}} 100\%, \quad \text{где } P_{\text{н}} \text{ — вес насыщенного образца, } P_{\text{сух}} \text{ — вес}$$

абсолютно сухого образца. На десятые сутки образцы взвешиваются в воздухе, а также гидростатически в жидкости для определения объемного веса. На основании данных о весовом насыщении строятся графики относительного водонасыщения от времени эксперимента, являющиеся важной характеристикой физических свойств горных пород (рис. 127). Масштабы насыщения образца жидкостью определяются главным образом эффективной пористостью, рассчитываемой по формуле

$$P_{\text{эфф}} = \frac{P_{\text{нас}} - P_{\text{сух}}}{P_{\text{нас}} - (P_{\text{ж}} - P_{\text{пр}})} 100\%. \quad \text{Данные, характеризующие динамику на-}$$

сыщения, наносятся на бинарные графики время — объемное насыщение, которые используются для суждения о фильтрационных свойствах горных пород. Выделяются породы, насыщающиеся в значительной степени в первые сутки как более благоприятные для гидротермального метасоматоза при рудообразовании; и насыщающиеся через 5, 10 сут и более как неблагоприятные для этих процессов и играющие часто роль экранов.

Из кривых водонасыщения различных пород устанавливается условно-мгновенное объемное насыщение A (в %), которое происходит за счет сквозных пор, микротрещин и поровых каналов крупного диаметра (более 10^{-3} см). Зависимость водонасыщения от времени выражается формулой $m_i = m_{\infty} - m_0 t^{-B_i(t-t_k)}$, где m_i — объемное насыщение образца в момент времени t_i ; t_k — время окончания условно-мгновенного насыщения, m_0 — предельное насыщение образца в режиме экспоненциальной зависимости, $m_{\infty} = m_0 + A$ — полное насыщение породы;

A — условно-мгновенное насыщение; B_i — параметр, характеризующий интенсивность заполнения пор (имеет размерность времени); « B » называют постоянной насыщения, которая характеризует физическое свойство породы, и поэтому используется для сравнения с другими петрофизическими характеристиками (Старостин, 1979).

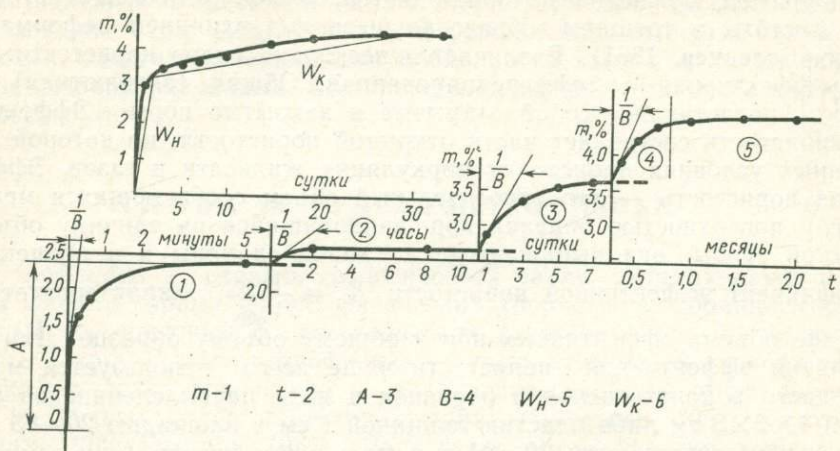


Рис. 127. График насыщения горной породы — метасоматит кварц-серицит-карбонатного состава (по В. И. Старостину):
 1 — весовое насыщение, в %; 2 — время; 3 — условно-мгновенное насыщение, в %; 4 — постоянная насыщения; 5 — начальная скорость насыщения, в %/сут; 6 — конечная скорость насыщения, в %/сут

Дифференцированная пористость дает возможность судить о количестве пор различного размера и формы (трубчатые каналы, неправильные многоугольники, плоские щели, шары и т. д.). По размерам различают ультрапористость (радиус пор менее $2 \cdot 10^{-4}$ мм), микропористость (10^{-4} — 10^{-2} мм) и макропористость (более 0,01 мм). В методике изучения структуры порового пространства применяются усредненные параметры, используются системы идеализированных прямолинейных трубчатых капилляров, вводится понятие о среднем эффективном радиусе пор и т. д.

Поровое пространство исследуется несколькими методами: ртутной порометрией, водно-воздушной порометрией (метод Загара), десорбцией и адсорбцией, электронно-микроскопическим и морфометрическим методами. Метод водно-воздушной порометрии заключается в оценке радиусов поровых каналов с помощью замеров количества воды, извлекаемой из полностью насыщенных образцов при продувании их воздухом. Поскольку поровое пространство горных пород состоит из капилляров разного размера, то при возрастании давления вода, согласно закона Дарси, в первую очередь вытеснится из наиболее крупных пор. Это приводит к увеличению воздушной проницаемости, которая достигнет своей полной величины, когда вся система будет освобождена от жидкости. На таком принципе построен «Порометр 425» фирмы Netz (ФРГ).

Проницаемостью называется свойство горных пород как пористой среды пропускать жидкости, газы и их смеси благодаря перепаду давления. Количественно проницаемость, оцениваемая коэффициентом

том проницаемости ($K_{пр}$), выводится из уравнения Дарси:

$$V_{\phi} = \frac{K_{пр} \frac{\Delta p}{\Delta l}}{\mu},$$

где V_{ϕ} — коэффициент фильтрации; $\frac{\Delta p}{\Delta l}$ — градиент давления; μ — вязкость жидкости в паузах. Коэффициент проницаемости имеет размерность площади и измеряется в см^2 , м^2 ; практической единицей является дарси или миллидарси. За единицу дарси принимается проницаемость, при которой через поперечное сечение образца породы в квадратных сантиметрах и перепаде давления, равного 1 атм на 1 см длины за 1 с, проходит 1 см^3 жидкости с вязкостью в 1 сантипауз.

Согласно закону Дарси полная проницаемость $D_s = \frac{\eta l Q}{S \Delta p}$, где η — вязкость протекающей среды (для воздуха при $t=20^\circ\text{C}$; $\eta=1,81 \times 10^{-4}$ пауза); S — поперечное сечение образца, см^2 ; Q — протекающее количество воздуха или жидкости в $\text{см}^3/\text{с}$; Δp — различие в давлениях; l — длина капиллярной системы (обычно равна толщине образца) в см.

При гидротермальных процессах движение раствора принимается как существенно стационарное (установившееся), т. е. распределение давления и скорость фильтрующейся жидкости практически не зависят от времени (Пэк, 1977). Проницаемость зависит как от свойства породы, так и от свойства жидкости и газа. Различают абсолютную или физическую проницаемость флюида, эффективную проницаемость, которая имеет место в природе и зависит от объемного соотношения фаз (газа, воды и др.) в фильтрационных жидкостях, k относительную проницаемость, выражающуюся отношением эффективной проницаемости к абсолютной (%). Проницаемость и условно-мгновенное насыщение (A) взаимосвязаны, особенно для горных пород, в которых развиты плоскощелевые поры. Кроме того, статистически установлено, что проницаемость возрастает с увеличением пористости в большей степени для пород с крупными порами, в меньшей — для ультрамикropористых пород. Использование параметров, характеризующих динамику насыщения горных пород жидкостями, открывает новые возможности при исследовании оценки петрофизического контроля рудоотложения. Величины A и B динамики водонасыщения тесно связаны со структурой порового пространства, которая, в свою очередь, является функцией условий формирования пород. Экранирующую роль для гидротермальных растворов играют породы с низкими значениями B и A , а породы с высокими значениями этих параметров чаще всего являются рудовмещающими (Старостин, 1979). Следовательно, по пористости определяют в разрезе рудовмещающих толщ наличие пород благоприятных (проницаемых) и неблагоприятных для оруденения (полупроницаемых).

А. В. Королев и П. А. Шехтман (1965) предложили следующую группировку пород по развитию в них пористости: 1) с весьма низкой пористостью — $<1\%$ (свежие изверженные породы); 2) с низкой пористостью — от 1 до 3% (плотные песчаники); 3) с повышенной пористостью — от 1 до 10% (туфы); 4) с высокой пористостью — более 10% (кавернозные известняки). В разных регионах, на площади которых горные породы и руды формировались в разнообразных геологических условиях и подвергались различным процессам метаморфизма,

пористость одних и тех же пород охватывает значительные диапазоны. Так, хорошо изученная пористость в породах и рудах Криворожского бассейна колеблется в очень широких пределах от 0,7 до 25%; в отдельных случаях до 30—35%. Пористость оказывает существенное влияние на механические свойства пород, так как высокая пористость обуславливает слабое сцепление частиц породы и, следовательно, пониженную ее прочность.

Данные физико-механических свойств горных пород и руд колчеданных месторождений Алтая, Урала и других регионов, обработанные на ЭВМ, позволили выделить петрофизические группы пород, в которых пористость играет ведущую роль, и проследить ее эволюцию в связи с различными процессами метаморфизма. Процессы метаморфизма способствуют нивелированию различий в физико-химических свойствах разнообразных фаций вулканогенных пород. Вулканогенные породы, подвергшиеся воздействию более значительных стрессов и температур, характеризуются меньшими величинами пористости, условно-мгновенного насыщения и постоянной насыщения; вместе с тем в них повышаются значения упругих параметров. Коэффициент дифференцированной пористости, низкий для пород слабо деформированных рудных полей типа Блявинского на Южном Урале (0,1—0,2), по мере усиления динамометаморфизма увеличивается и в деформированных рудных полях, как, например, на Тишинском поле (Рудный Алтай) достигает 0,5—0,7. При дальнейшем метаморфизме пород количество крупных пород и микротрещин сокращается и величина коэффициента уменьшается до 0,3—0,4 (Старковское и Стрежанское рудные поля в том же регионе).

Дифференцированная пористость и динамика насыщения вулканогенных пород четко различаются для пород рудных полей, претерпевших региональный метаморфизм (Тишинское, Старковское) и не подвергшихся воздействию последних (Блявинское поле). Эти различия для метаморфизованных образований выражаются в увеличении скорости насыщения, возрастании крупных пор, закрытии бутылочных форм и в изменении их морфологии — округлые и эллипсоидные поры сменяются щелевыми.

Различные гидротермальные изменения также влияют на пористость пород, обычно способствуя ее увеличению. Так, на полиметаллическом месторождении Хандиза (Средняя Азия), по З. М. Мурадову, скарнирование, альбитизация и серицитизация повышают эффективную пористость в 1,5—2 раза, хлоритизация и серицитизация пород привели к увеличению общей пористости в 1,5 раза, а эффективной — в 2 раза, тогда как интенсивное окварцевание резко снизило пористость — общую в 3 раза, а эффективную — в 4 раза. Процессы карбонатизации понижают пористость, так как поры выполняются известью, а при эпидотизации, когда происходит выщелачивание и частичный вынос вещества, пористость возрастает. Наложённая гидротермально-метасоматическая рудная минерализация уменьшает пористость пород. С увеличением пористости все физико-механические параметры пород (за исключением теплоемкости) уменьшаются. Это связано с уменьшением относительной площади контактов зерен, а следовательно, с ослаблением способности передавать усилия от одной частицы к другой. Модуль Юнга и предел прочности пород на сжатие прямо пропорциональны относительной площади контакта зерен минералов, слагающих породу.

Механические свойства горных пород и руд подразделяются на деформационные (упругость, пластичность, твердость) и прочностные (прочность на сжатие, растяжение и др.). Упругость — это свойство тела горных пород восстанавливать свою форму, измененную внешними силами; она обусловлена внутренними силами (силами упругости), развивающимися в теле. Идеально упругим является большинство минералов и лишь некоторые горные породы, в первую очередь магматические. Упругие свойства пород определяются статистическими и динамическими методами. В первом случае измеряют изменения размеров изготовленных из призм стандартного сечения в условиях действия заданных напряжений; зная последние и измерив удлинение (или укорочение), можно рассчитать модули и коэффициенты упругости. Динамические методы основаны на возбуждении в образце волновых колебаний и измерении скорости прохождения упругих волн — продольных (V_p), поперечных (V_s) и поверхностных (V_R), определения которых производятся на ультразвуковой импульсной аппаратуре.

Упругие свойства определяются следующими параметрами: модулем упругости Юнга (E) в кг/см² — коэффициентом пропорциональности между продольным растягивающим (или сжимающим) напряжением и деформацией; коэффициентом Пуассона (μ), отражающим соотношение между деформациями в продольном и поперечном направлениях при одностороннем сжатии (или растяжении); модулем сдвига (G), устанавливающим пропорциональность между касательным напряжением и соответствующей деформацией (углом сдвига), и модулем всестороннего сжатия ($K_{сж}$, в кгс/см²), который определяет отношение объемного сжатия или расширения при всестороннем гидростатическом давлении. Упругие свойства горных пород характеризуются также с помощью коэффициента упругости (α), причем модуль упругости $E = \frac{1}{\alpha}$. Абсолютные значения модулей упругости для горных пород

колеблются от 10^{-1} до 10^{15} кгс/см². Экспериментально установлена зависимость его от следующих факторов: минерального состава, структуры и текстуры породы, ее пористости, напряжений, температуры и времени.

Горные породы на полиметаллическом месторождении Хандиза дифференцируются по упругим свойствам. Высокие и средние значения скоростей распространения упругих волн ($V_p = 5730$ м/с), модулей упругости ($E = 8,02 \cdot 10^5$ кгс/см²) и сдвига ($G = 3,29 \cdot 10^5$ кгс/см²) наблюдаются у известняков и кремнистых известняков, несколько меньше — у песчаников, доломитов и микрокварцитов ($V_p = 5435$ м/с, $E = 7,69 \cdot 10^5$ кгс/см², $G = 2,73 \cdot 10^5$ кгс/см²) и наиболее низкие параметры упругих свойств — у туфов и туфобрекчий кислого состава ($V_s = 4765$ м/с, $G = 2,29 \cdot 10^5$ кгс/см²).

Упругие свойства горных пород, слагающих разрез любого месторождения, обычно различаются достаточно резко. При определенных тектонических напряжениях литолого-механическая неоднородность сказывается на интенсивности трещиноватости, развивающейся в разных породах. Значительная разница (на 20—25%) в модулях упругости пород различного состава создает на их границе обстановку, способствующую развитию послойных срывов, например, на контакте между глинистыми сланцами с низким модулем упругости и песчаниками, обладающими более высоким модулем. Изменение упругих свойств горных пород происходит в результате их гидротермальной

переработки, например, альбитизация гранитоидов снижает их модуль упругости на 20—25%, а серпентинизация даже больше — на 20—50%. Такие процессы, как скарнирование и лиственитизация повышают модуль упругости измененных пород по сравнению с породами, за счет которых образуются скарны или листвениты. В общем модуль упругости уменьшается по мере увеличения пористости измененных пород. Однако если в составе последних начинают преобладать новообразованные минералы с высоким модулем упругости (гранат, пироксен, кварц, карбонаты), то растет не только пористость, но и модуль упругости. Наложение рудной минерализации, сопровождающейся, как правило, уменьшением пористости породы, ведет к некоторому повышению модуля упругости.

Важной характеристикой упругости является коэффициент Пуассона — показатель способности породы изменять объем в процессе деформации под действием напряжений. В общем случае в обстановке всестороннего сжатия, характерной для глубин до 4—5 км, низкий коэффициент Пуассона ($\mu=0,10-0,20$) имеют хрупкие породы, а высокий ($\mu=0,25-0,35$) — пластичные породы.

Пластичность — свойство твердых тел, в том числе горных пород, необратимо изменять свои размеры и форму под действием напряжений. При всесторонних давлениях до 100 000 кгс/см² (в лабораторных условиях) в горных породах были получены пластические деформации удлинения и укорочения до 25—30%. Непрерывное увеличение пластических деформаций отмечалось при длительных испытаниях продолжительностью до 1,5 месяцев. Пластичность изменяется в зависимости от физической обстановки деформирования и определяется двумя свойствами горных пород — вязкостью и прочностью. Чем ниже вязкость и выше прочность — тем большие пластические деформации возникают в породах (Гзовский, 1975). Вязкость (η) измеряется в единице СГС системы пуазом, который равен динамической вязкости (внутреннему трению) жидкости, оказывающей сопротивление в 1 дину взаимному перемещению двух слоев жидкости площадью 1 см², находящихся на расстоянии 1 см друг от друга и взаимно перемещающихся с относительной скоростью 1 см/с. Вязкость воды при 20°С 1,005 спз. Вязкость образцов горных пород при комнатной температуре колеблется от $2 \cdot 10^{15}$ пз для каменной соли до $1 \cdot 10^{20}$ пз у гранита (Гзовский, 1975). На вязкость влияют: напряжение, всестороннее давление, минеральный состав, структура и текстура породы, влажность, температура и другие факторы. Так, например, при прочих равных условиях (в пределах одной разновидности пород) пластичность оказывается большей у пород, сложенных зернами меньшего размера.

Изучение деформации горных пород при высоком всестороннем давлении и построение диаграммы «напряжение — деформация» позволяют оценивать относительную способность пород пластически деформироваться и возможность проникновения гидротермальных растворов в зоны таких пластических деформаций. На месторождении Хандиза было установлено, что пластичными оказались породы первой группы (туфы, туфобрекчии), среднепластичными — второй (песчаники, микрокварциты, кремнистые известняки) и высокопластичными — третьей группы (доломиты, алевриты). Такие гидротермальные изменения, как серицитизация и хлоритизация, повышают пластичность и понижают динамическую прочность пород, а окварцевание, наоборот, уменьшает пластичность и повышает прочность пород.

Твердость является одной из универсальных характеристик горных пород, отражающей как упругую, так и пластическую деформации. Имеются две группы методов определения твердости: динамические (метод отскока, динамическое вдавливание и др.) и статические (статическое вдавливание, испытание цапаньем и др.). Твердость определяется на образцах с помощью склероскопа Шора, который основан на принципе отскока алмазного бойка от отшлифованной поверхности образца. После каждого соударения боек отскакивает и заклинивается, а связанный с ним указатель отмечает на шкале прибора высоту отскока. Эта величина и служит показателем динамической твердости. Для оценки пластичности пород используется метод повторных микроударов М. И. Койфмана и О. И. Квашиной также на склероскопе Шора. Значительно шире распространены статические методы определения твердости вдавливанием, для чего используется индектор (стальной шарик, алмазная пирамида или конус) с нагрузкой от граммов до нескольких тысяч килограммов. Таким способом определения твердости можно производить, в частности, на приборе ТШ-2 (твердомер шариковый), принцип действия которого основан на вдавливании стального шарика по методу, разработанному Бриннелем. Этот метод позволяет также оценить и пластичность пород способом повторных вдавливаний.

Прочностью горных пород называют ту величину истинных внутренних напряжений (касательных или нормальных), действие которых приводит к разрушению породы. Условно-мгновенные прочности горных пород, определенные в лабораториях в сухих образцах при всестороннем давлении, близком к 1 атм = 1 кгс/см², и комнатной температуре на скалывание — 10²—10³ кгс/см² и на отрыв — 10¹—10² кгс/см². Прочность на скалывание составляет единицы процента модуля упругости сдвига, а прочность на отрыв — десятки доли процента модуля упругости удлинения (Гзовский, 1975). При изучении рудовмещающих трещинных структурах важное значение имеет определение прочности горных пород предельных напряжений, при которых происходит пластическая деформация или разрушение породы. В лаборатории обычно определяют предельное напряженное состояние (временное сопротивление) при одноосном сжатии, реже растяжении. Образцы представляют собой отшлифованные с торцов цилиндры с отношением длины (l) к диаметру (d) 1:1 или кубики с размерами 45—55 мм. Опыты проводятся на гидравлических прессах разной мощностью (50, 300 т). Образец устанавливается в центре между плитами пресса; нагружение производится со скоростью 10—15 кгс/см²·с до разрушения образца. Породы месторождения Хандиза характеризуются следующей прочностью на сжатие: наибольшей прочностью обладают известняки и песчаники (1520—1770 кгс/см²), средней — микрокварциты (1150—1410 кгс/см²) и наименьшей — доломиты (1040—1430 кгс/см²), туфы (730—990 кгс/см²) и туфобрекчии (890—1010 кгс/см²).

Петрофизические группы пород. На основании анализа комплекса данных по физическим и механическим свойствам горных пород выделяются их петрофизические группы, благоприятные или неблагоприятные для локализации оруденения. На том же месторождении Хандиза установлены три таких группы:

1) серицитовые и хлоритовые метасоматиты по вулканитам, вмещающие наиболее крупные рудные тела. Они обладают наибольшей пористостью, параметрами водонасыщения, низкими параметрами упру-

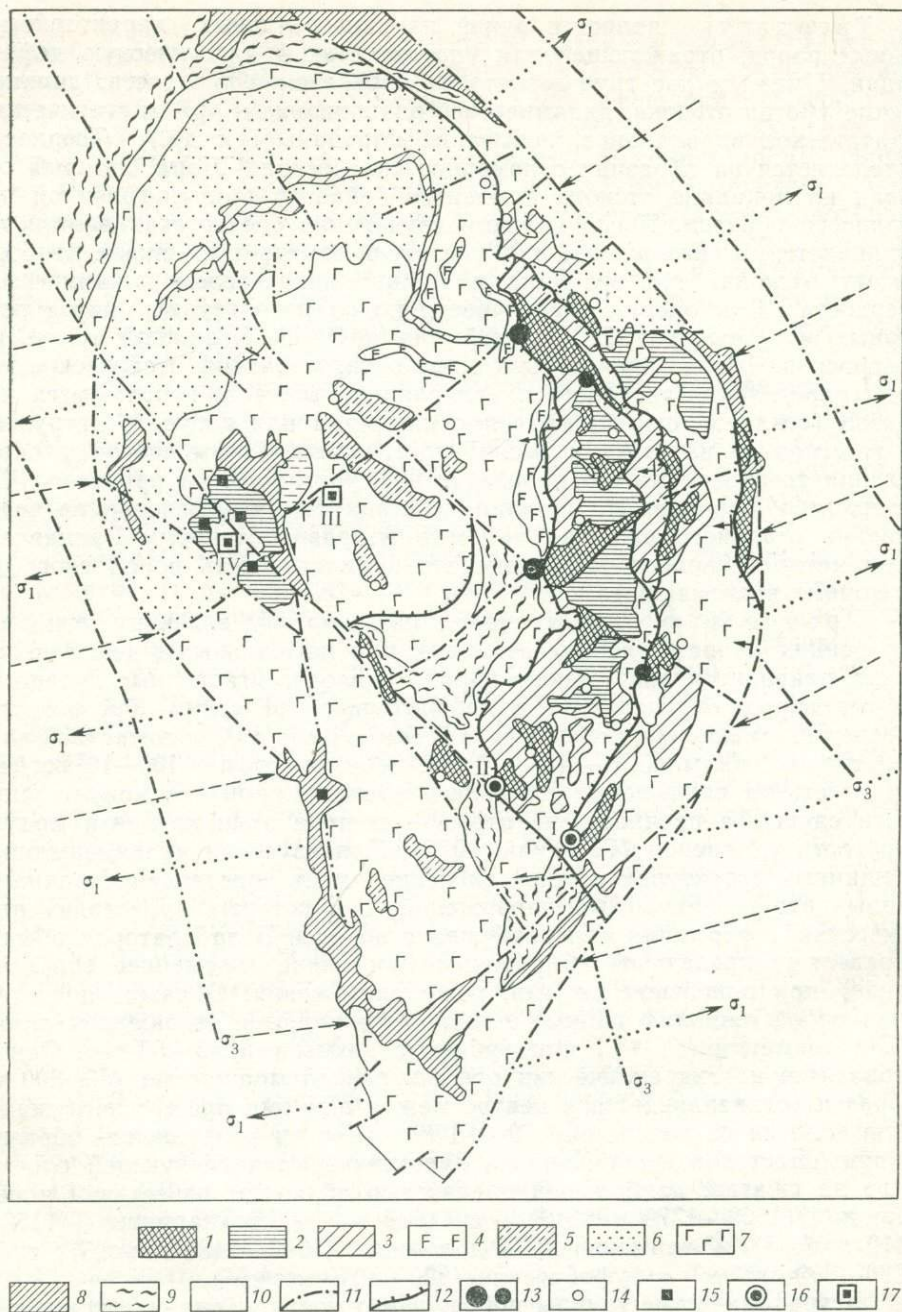


Рис. 128. Петрофизическая схема Блявинского рудного поля (по В. И. Старостину): 1—10 — петрофизические группы пород. Гидротермально-метасоматические породы: 1 — хлорит-серицит-кварцевые с пиритом, 2 — кварц-эпидот-хлоритовые с пиритом; субвулканические породы: 3 — липаритовые, липарит-дацитовые и дацитовые порфиры, 4 — диабазы и габбро-диабазы; эффузивные породы: 5 — липаритовые, липарит-дацитовые и дацитовые порфиры, 6 — туфы и туффиты основного и среднего состава, лавы андезитовых порфиров, 7 — базальтовые порфириты, диабазы и вариолиты; интрузивные породы: 8 — серпентинизированные ультраосновные породы, серпентиниты;

гости и наибольшей пластичностью. Это обусловило возникновение в них зон рассланцевания и микротрещиноватости, которые способствуют взаимодействию растворов с вмещающими породами благодаря большому количеству поверхностей;

2) доломиты, известковистые доломиты и микрокварциты имеют низкую пористость и невысокие прочностные свойства, но значительную степень плотности. Они характеризуются благоприятными механическими свойствами, которые определили образование складок высокого порядка, зон дробления и трещиноватости, сыгравших важную роль в локализации оруденения;

3) кварциты, а также известняки надрудной толщи оказались породами с низкой пористостью, параметрами водонасыщения и высокой прочностью. Они являлись экраном для гидротермальных растворов.

Таким образом, в первой группе пород была хорошо проявлена пористость и трещиноватость, во второй — только трещиноватость, а в третьей — ни того и ни другого.

На рудных полях колчеданных месторождений Алтая и Урала выделены петрофизические группы и впервые построены петрофизические схемы и разрезы, например, для Блявинского рудного поля (рис. 128).

Из выделенных 10 основных петрофизических групп пород наиболее благоприятны для оруденения следующие группы: первая, породы которой (хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты с пиритом) имели достаточно эффективную пористость (3,31%), низкую прочность и упругость, что было благоприятно для формирования рудовмещающих трещинных структур. Вторая группа, породы которой (кварц-эпидот-хлоритовые метасоматиты) играли еще большую роль в локализации медноколчеданного оруденения, хотя они и обладают несколько меньшей пористостью (2,52%). Но она, по-видимому, оптимальна для метасоматических процессов. И третья группа (субвулканические порфиры кислого состава), характеризующаяся низкой пористостью и пластичностью, высокими упругими и прочностными свойствами. В связи с резким отличием этих параметров по сравнению с физико-механическими свойствами других пород по контактам субвулканических тел с вмещающими породами развивались зоны срыва и дробления, благоприятные для циркуляции гидротермальных растворов. Другие группы пород, в первую очередь диабазы и габбро-диабазы, образующие sillы и вулканы основного состава, которые переслаиваются с осадочными породами, в силу своих физико-механических свойств играли экранную роль для гидротермальных растворов.

осадочные породы: 9 — кремнистые и углисто-кремнисто-глинистые сланцы, 10 — туфогенные аргиллиты, фтаныты, туфы кислого состава; 11 — тектонические оси напряжений; 12 — надвиги; 13 — медноколчеданные месторождения и рудопроявления, пункты рудной минерализации; 14 — медноколчеданной рудной формации; 15 — сульфидной прожилково-вкрапленной рудной формации. Участки, благоприятные для обнаружения месторождений по петрофизическим и тектоническим данным: 16 — медноколчеданной формации; 17 — сульфидной прожилково-вкрапленной формации

ГЛАВА 27. СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Структурно-петрофизический анализ, впервые разработанный и внедренный в практику структурных исследований на рудных полях и месторождениях В. И. Старостиним (1979), — весьма перспективный метод исследования объемной анизотропии физических и механических свойств минералов горных пород и руд. Благодаря этому методу стало возможным выявлять эволюцию свойств пород первичного возникновения через различные этапы палеодеформаций до современного состояния. В этих природных образованиях сохраняются следы всех тех геологических процессов, которые создавали анизотропию физических и механических свойств. Полученные данные в совокупности с результатами геологического картирования и других структурных методов позволяют реконструировать геологические палеоструктуры рудных полей и месторождений, выяснить этапы их развития и определить благоприятные для рудоотложения горные породы, структурные элементы и геодинамические обстановки, что важно знать для локального прогноза обнаружения новых месторождений и скрытых рудных тел.

При структурно-петрофизическом анализе определяются главным образом упругие свойства, такие как скорости прохождения продольных, поперечных и поверхностных ультразвуковых волн, коэффициент Пуассона, модуль Юнга и сдвига, пористость (эффективная, общая, дифференцированная), параметры насыщения, твердости и прочности минералов, горных пород и руд. В. И. Старостин (1979) разработал способ измерения индикатрисы скоростей продольных волн в двух взаимно перпендикулярных плоскопараллельных пластинах, ориентированных в пространстве. Для этого используется ультразвуковая импульсная аппаратура (ИПА, ИКЛ, Р 5—5), снабженная теодолитной приставкой для получения объемной картины распределения значений скоростей продольных волн. Обработка данных и построение круговых структурно-петрофизических диаграмм производится на сетке В. Шмидта при помощи ЭВМ по специальным программам (Сандомирский и др., 1976).

Теоретическая основа. Между упругими свойствами кристаллов минералов и их структурами устанавливаются определенные эмпирические закономерности. В породообразующих минералах анизотропия упругих свойств увеличивается с ростом анизотропии структуры кристаллов от ортосиликатов через цепочечные, ленточные и слоистые к каркасным; причем максимальные скорости распространения упругих волн приурочены к направлениям протяженных непрерывных построений в структуре цепочек, лент или слоев кремнекислых тетраэдров. Коэффициент анизотропии (прочностных, упругих и теплофизических свойств), например, у полевых шпатов, достигает 1,5. Упругие параметры (модуль Юнга, скорости ультразвуковых волн) и плотности увеличиваются для одних и тех же минеральных агрегатов с ростом давления и температуры. Так, породы субвулканической фации по сравнению с эффузивами одного и того же состава характеризуются большей упругостью, твердостью и прочностью, вместе с тем меньшей пористостью и параметрами насыщения.

При деформациях минералов первичная анизотропия упругих свойств изменяется. Максимумы значений скоростей продольных ультразвуковых волн приобрели удлинение в направлении трещиноватости.

Гидротермальные изменения, в частности полевых шпатов, резко снижают их прочность и скорости ультразвуковых волн, что приводит к уменьшению анизотропии этих параметров.

Анизотропия продольных волн в первичных горных породах, сложенных мономинеральными агрегатами, определяется упорядоченным расположением отдельных минералов (слюды, кварца, полевых шпатов и др.), которые обладают резко выраженной анизотропией скоростей ультразвуковых волн в различных направлениях. Так, в кристаллах кальцита она отражает анизотропию кристаллической внутренней структуры. Наименьшие значения упругие константы имеют в направлении, параллельном плоскости спайности ромбоэдра. Соответственно в мономинеральных карбонатных породах анизотропия продольных волн обьясняется ориентировкой кальцита — первичной в известняке и вторичной в метаморфической его разновидности — мраморе, где она была обусловлена упорядоченным расположением кристаллов кальцита, возникшей в результате пластической деформации. Таким образом, в горных породах анизотропия упругих свойств в значительной мере зависит от степени упорядоченного расположения основных породообразующих минералов; для них характерны многие группы симметрии, установленные для кристаллов. Наиболее распространены для горных пород три группы симметрии: изотропная, поперечно-изотропная (гексагональная) и ромбическая.

Генетические типы анизотропии упругих свойств. Петроструктурная анизотропия выражается главным образом в ориентировке минералов, слагающих породы или руды. В зависимости от происхождения горной породы выделяются прототектонические (или протоматические), седиментационные и метаморфические структуры. Прототектонические структуры, возникающие в интрузивных и вулканических породах, характеризуются определенными ориентировками минералов (кварца, оливина и др.), которая определяет анизотропию упругих волн. Так, линейные максимумы скоростей продольных ультразвуковых волн соответствуют максимумам оптических осей кварца в установленном на примере гранитов Бомгорхонского месторождения в Забайкалье и субвулканических липаритовых порфиров Николаевского месторождения на Рудном Алтае. Седиментационные структуры осадочных и вулканокластических пород характеризуются упорядоченным расположением зерен минералов в виде линейных, линейно-плоскостных и плоскостных ориентировок, которым соответствуют линейные максимумы или пояса повышенных значений скоростей ультразвуковых волн. Метаморфогенные структуры метаморфитов, метасоматитов и гидротермалитов обладают ориентировкой кристаллов минералов, подчиняющихся правилу упорядоченности, что определяет и анизотропию упругих волн. Так, например, в кварц-серицитовых метасоматитах Риддер-Сокольского месторождения на Рудном Алтае по направлению преимущественной ориентировки оптических осей кварца расположен линейный максимум продольных волн. С план-параллельной текстурой, обусловленной листочками серицита, совпадает пояс повышенных скоростей этих волн; сопряженный с ним минимум скоростей соответствует перпендикуляру к плоскостям серицитовых пластинок (рис. 129).

Анизотропия напряженного состояния возникает в массивах горных пород под действием литостатического давления или тектонических сил, а также в образцах горных пород в лабораторных условиях, характеризующихся всесторонним давлением или направлением

ными усилиями, что важно при моделировании структур рудных полей и месторождений. Деформационная анизотропия упругих свойств в горных породах и рудах обусловлена главным образом сочетанием двух основных элементов внутренней структуры: упорядоченным

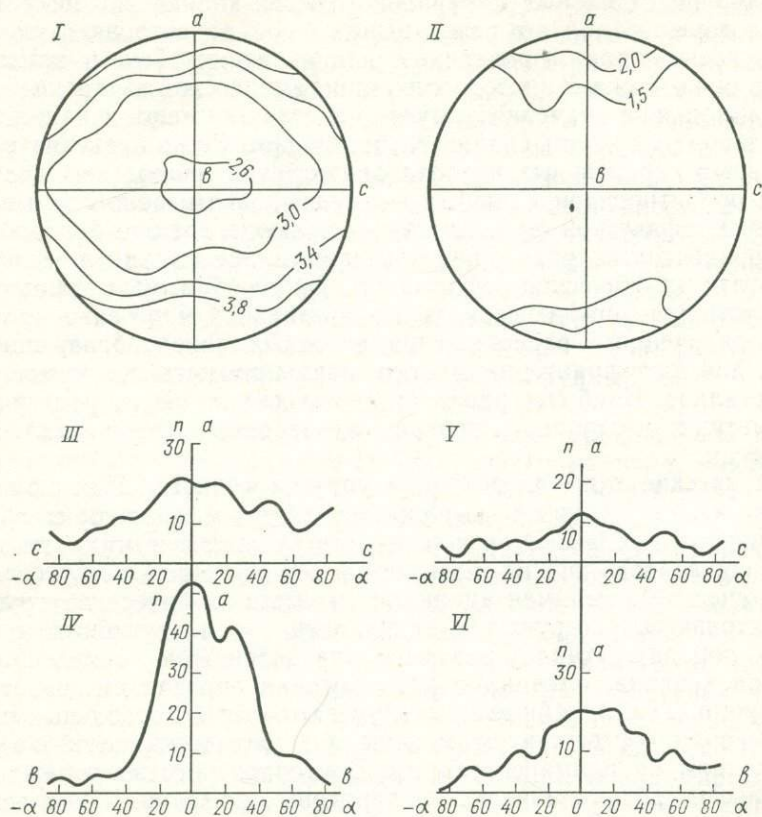


Рис. 129. Микроструктурные и петрофизические особенности серицит-кварцевой породы (по В. И. Старостину): I — диаграмма скорости продольных волн. Изолинии: 2,6—3,0—3,4—3,8 км/с; a , b , c — оси структурных координат; II — оптические оси 80 зерен кварца в плоскости ac . Изолинии: 1,5—2,0—2,0%; III — IV — графики частот встречаемости ориентировки чешуек серицита в плоскостях ac (III) и ab (IV) и положений длинных осей зерен кварца и карбоната в плоскостях ac (V) и ab (VI); n — число замеров; α — угол (в градусах) между ориентировкой чешуек серицита и осью a

расположением отдельных кристаллов или их агрегатов (петроструктурная составляющая) и закономерной ориентировкой микротрещиноватости и пор (деформационная составляющая).

Полевые исследования при структурно-петрофизическом анализе проводятся в комплексе с другими методами на основе детальных геологических карт рудных полей и месторождений. Количество пунктов структурно-петрофизических наблюдений на 1 км² выбирается в зависимости от масштабов работ: при 1:2000—1:5000 от 20 до 50, а при

1:500—1:1000 от 70 до 100. При этом необходимо собрать сведения о породах (состав, фация, степень гидротермального изменения) и структурных элементах (слоистость, контакты, складчатость, трещиноватость, разломы, дайки). Затем производится отбор ориентированных штуфов образцов для изготовления шлифов, проб на анализы и т. п. Ориентировка с нанесением элементов залегания и маркировка штуфов (не выветрелых), отобранных из горных выработок и керна буровых скважин или обнажений, производится так же, как при взятии штуфов для микроструктурного анализа. Полевое изучение ведется по опорным разрезам (в начальной стадии) или детальным площадным методом.

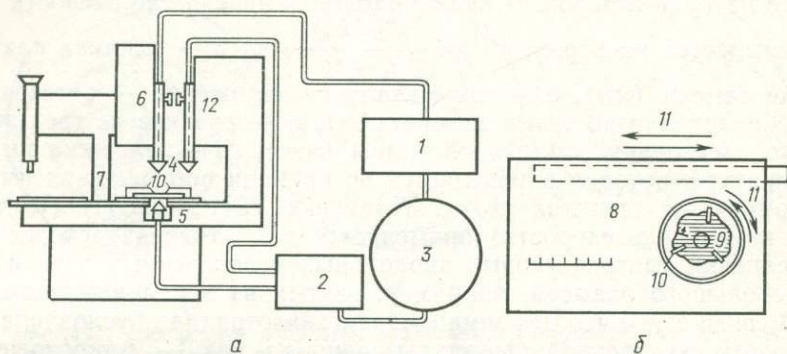


Рис. 130. Схема установки для определения скоростей продольных ультразвуковых волн в различных направлениях на ориентированных пластинках (по В. И. Старостину):

а — общая схема; *б* — столик горизонтального компаратора. 1—3 — ультразвуковой прибор типа ИКЛ-6, Р5-5, ИПА (1 — генератор, 2 — приемник, 3 — экран); 4 — кристалл-излучатель; 5 — кристалл-приемник; 6 — вертикальный компаратор; 7 — горизонтальный компаратор; 8 — градуированный столик микроскопа; 9 — исследуемая пластинка; 10 — зажимы; 11 — направление движения столиков; 12 — дополнительный вертикальный компаратор

Лабораторные исследования производятся на основе динамического принципа при помощи ультразвуковой импульсной аппаратуры, на которой устанавливаются скорости упругих волн: продольных (V_p), поперечных (V_s) и поверхностных (V_R). Индикатриса скоростей продольных ультразвуковых волн определяется на двух взаимно перпендикулярных и плоскопараллельных пластинах (диаметром от 3—4 до 10—15 см при толщине 0,5—2 см), которые вырезаются алмазной пилой из ориентированного штуфа. Одна из пластин с нанесенными элементами залегания помещается на предметный столик теодолитной приставки к прибору ИПА, ИКЛ или Р5-5 (рис. 130) и закрепляется зажимами. Нижний и верхний датчики, отцентрированные и строго вертикальные в нулевом положении, приводятся в соприкосновение с приполированными поверхностями пластин. Верхний датчик благодаря движению столика по горизонтальному валу и вращению предметного столика по вертикальной оси попадает в любую точку пластины, но с максимальным отклонением от нулевого вертикального положения до 60—70°. Генератор подает на пьезоэлектрический излучатель импульсы высокого напряжения, которые преобразуются в импульсы ультразвуковых колебаний; последние в пьезоэлектрическом приемнике переводятся в

электрические сигналы, фиксируемые на осциллографе. Таким способом просвечивания можно измерить скорости прохождения упругих волн в различных направлениях, но в пределах шарового сектора с длиной дуги большого круга до 120—140°. Неизмеренными остаются направления, образующие шаровой слой в 20—30°, для исследования которого применяется метод радиального профилирования с помощью ультразвукового датчика второго вертикального компаратора. Более точных результатов можно достичь, используя для измерений вторую пластинку. В тех же образцах определяются еще объемные веса, параметры насыщения, пористость и твердость.

Время прохождения продольной волны через пластину берется как среднее из трех замеров. В каждой точке измерения ее скорость (км/с) рассчитывается по формуле $V_p = \frac{V\sqrt{h^2 + a^2}}{t_i - \Delta t}$, где h — толщина пластинки в точке замера (мм), a — горизонтальное заложение — расстояние от центра пластинки до точки замера (мм), t_i — среднее из трех замеров первого вступления продольной волны (мкс), Δt — задержка импульса в аппаратуре, которая определяется по времени прохождения импульса при сомкнутых датчиках (мкс). Установка УЗИС—ЛЕТИ (ультразвуковой измеритель скорости) применяется для измерения скорости распространения ультразвуковых продольных и поперечных волн в образцах небольшого размера, например, взятых из керна алмазного бурения. В связи с тем что деформационная анизотропия обусловлена двумя элементами внутренней структуры, один из них — микротрещиноватость и пористость, тектониты горных пород и руд следует исследовать на ультразвуковой аппаратуре дважды: в абсолютно сухом состоянии и насыщенном жидкостью. В первом случае скорость ультразвуковой шкалы при пересечении микропор и трещин уменьшается. При насыщении образцов жидкостями и повторном ультразвуковом просвечивании выявленная ранее анизотропия скоростей сильно уменьшается и иногда даже исчезает, поскольку поры и микротрещины, заполненные растворами, значительно слабее влияют на абсолютные значения скоростей упругих волн.

Обработка данных и их интерпретация. Абсолютные значения скоростей волн наносятся на сетку В. Шмидта и проводятся изолинии. Для обработки данных значений скоростей продольных ультразвуковых волн на ЭВМ составлена программа построения и поворота круговых диаграмм на проекции В. Шмидта. Использование программ значительно сокращает время на обработку и повышает точность получаемых результатов. Ориентировку трещиноватости, обуславливающую деформационную составляющую анизотропии, можно получить, вычитая из диаграммы индикатрисы скоростей прохождения продольных ультразвуковых волн, построенной на основании их измерений в абсолютно сухом образце, диаграмму индикатрисы звуковых волн, измеренных в насыщенном образце (рис. 131). Кроме того, рассматриваются скорости поперечных и поверхностных волн, модули и коэффициенты упругости. На диаграммах скоростей продольных ультразвуковых волн определяют пространственную ориентировку, степень упругой анизотропии, тип симметрии упругой среды и ориентировку петрофизических осей. В случае гексагональной сингонии главная ось симметрии среды совпадает с одним из основных направлений измерения (001), а два других взаимно ортогональных направления (100) и (010) располагаются перпендикулярно к ней. В ромбической сингонии за пет-

рофизические оси принимаются три оси второго порядка. Затем на тех же пластинах или других ориентированных образцах шлифовываются плоскости, перпендикулярные направлениям: для ромбической симметрии (100), (010), (001), (011), (110) и (101), а для гексагональной (001), (100), либо (010) и (011), либо (101). В этих направлениях проводятся измерения ультразвуковых волн на приборе типа УЗИС—ЛЕТИ, и по полученным данным, используя известные уравнения теории распространения упругих волн в анизотропных средах, рассчитываются модули и коэффициенты упругости.

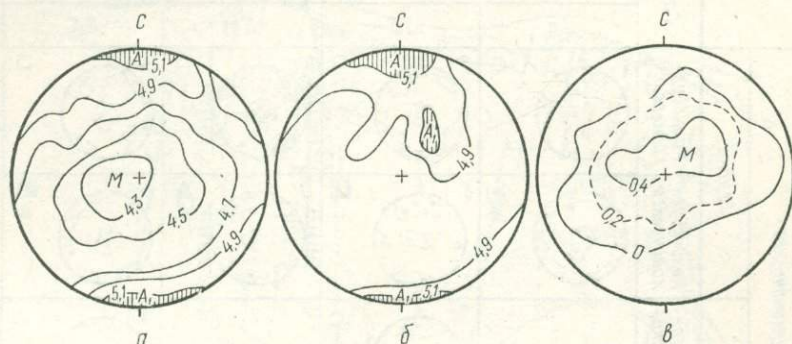


Рис. 131. Диаграммы скоростей продольных ультразвуковых волн для образца миндалекаменного порфирита. Риддер-Сокольное месторождение, Рудный Алтай (по В. И. Старостину): а — в абсолютно сухом состоянии, б — в насыщенном жидкостью состоянии. Изолинии: 4,3—4,5—4,7—4,9—5,1 км/с, в — разностная диаграмма. Изолинии: 0—0, 2—0,4 км/с. А, А₁ — максимумы, М — минимум скоростей продольных волн

Комплексный петрофизический коэффициент (Кпк) представляет собой единый коэффициент физико-механических свойств, приведенных в безразмерной шкале путем статистической нормировки каждого j -го физико-механического свойства в каждом i -м образце их средними (\bar{x}_j) и стандартными отклонениями (S_j). Комплексный петрофизический коэффициент

$$K_{пк} = \frac{1}{p} \sum_{j=1}^p K_j,$$

где под K_j подразумевается

j -е свойство пород, независимое от всех остальных физических характеристик (при незначимости их парной корреляции).

$$K_{ij} = \frac{x_{ij} - x_j}{S_j}, \dots i = 1, 2 \dots n; j = 1, 2 \dots p.$$

Переход от анализа частных значений физико-механических свойств к комплексному петрофизическому коэффициенту позволяет выделять изолинии равных значений этого коэффициента, участки, благоприятные для локализации руд или являвшиеся экранами для рудоносных растворов; более полно характеризовать различные фации пород и разновозрастные образования, а также давать комплексную петрофизическую оценку рудным полям и месторождениям.

Структурно-петрофизический анализ позволяет проводить палеорекострукции структуры и физико-механических свойств рудовмещающих пород (Старостин, 1979). Так, на примере Тишинского рудного

поля были установлены физические и механические свойства, которыми обладали породы до регионального расщепления, что имело важное значение для локализации первичных вулканогенных руд. Динамометаморфизм, как правило, проявлялся неоднородно, так как зоны повышенного расщепления чередуются с участками монолитных, слабо

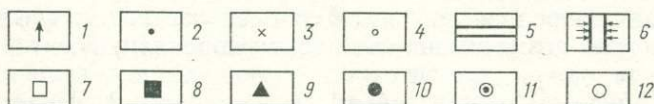
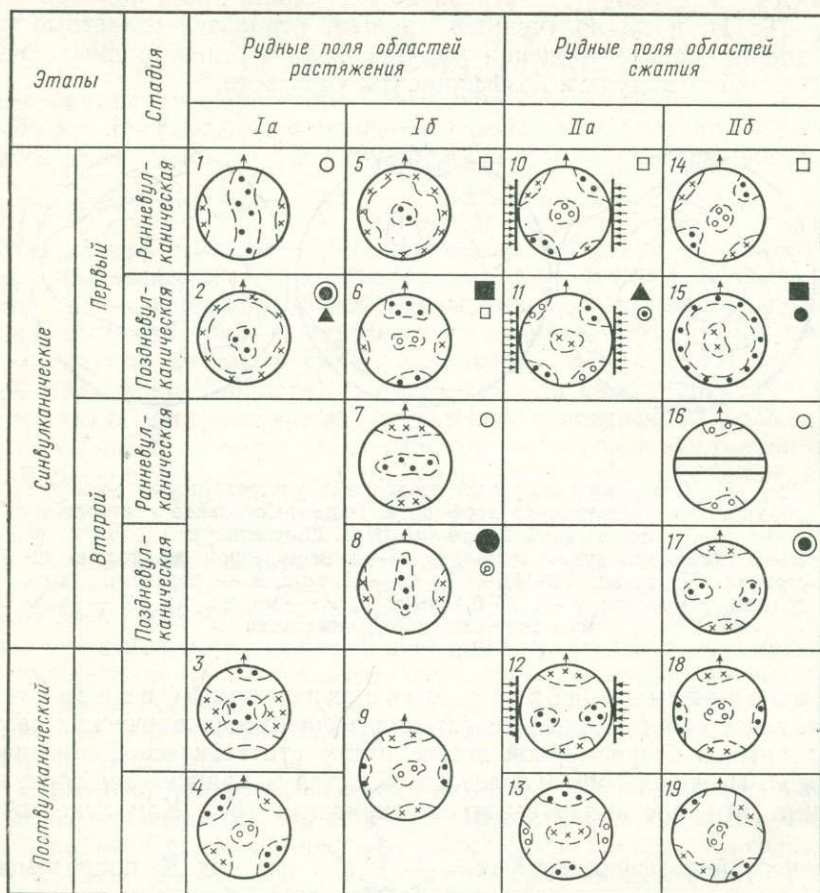


Рис. 132. Этапы формирования рудоносных структур и тектонофизические условия образования рудных залежей (по В. И. Старостину): 1 — генеральное простирание структуры; 2—4 — оси главных нормальных напряжений: 2 — минимальных, 3 — максимальных, 4 — промежуточных; 5 — проекция плоскости деформации; 6 — дополнительное боковое сжатие; 7—9 — вулканогенно-осадочное рудообразование: 7 — колчеданное, 8 — медноколчеданное, 9 — колчеданно-полиметаллическое; 10—12 — эпигенетическое гидротермальное рудообразование: 10 — медноколчеданное, 11 — колчеданно-полиметаллическое, 12 — колчеданное (крупный знак — основная масса руд). Рудные поля областей: Ia — поперечного изгиба, Ib — горизонтального растяжения при продольно-зональном укорочении, IIa — горизонтального поперечного сжатия, IIб — продольно-зонального сдвига

измененных пород. В связи с этим на бинарных графиках «коэффициент деформационной анизотропии — физико-механические свойства» выделяются породы, принадлежащие одной фации, но различающиеся по степени деформированности. Экстраполяция данных кривых в область, где концентрируются значения слабо деформированных пород с низкими значениями коэффициента анизотропии, позволяет установить наиболее вероятные первоначальные значения физических параметров, т. е. произвести палеореконструкцию этих свойств.

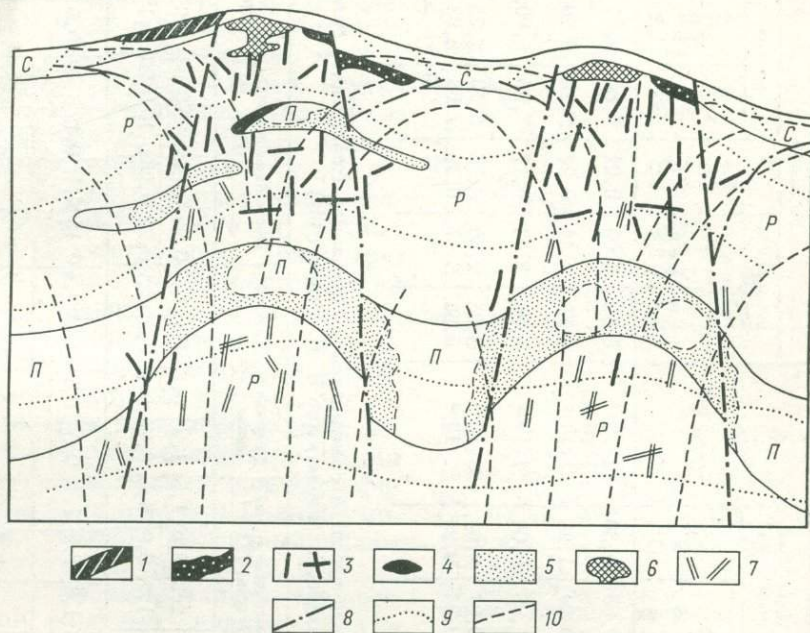


Рис. 133. Схематический разрез месторождения, приуроченного к структуре поперечного изгиба (по В. И. Старостину):
 1—7 — рудные тела: 1 — полиметаллические вулканогенно-осадочные, 2 — полиметаллические, существенно свинцовые, сплошные эпигенетические, 3 — полиметаллические жильные, 4 — полиметаллические сплошные гидротермально-метасоматические, 5 — колчеданно-полиметаллические прожилково-вкрапленные, 6 — полиметаллические в кварц-баритовых куполах, 7 — медноколчеданные жильные; 8 — разломы; 9—10 — траектории главных нормальных осей напряжения: 9 — максимальных, 10 — минимальных. С, Р, П — петрофизические типы разрезов рудовмещающих пород (см. табл. 10)

На колчеданных рудных полях Алтая, Урала и других провинций при помощи структурно-петрофизического анализа, в совокупности с другими методами, в первую очередь тектоно-физического, был решен ряд задач и сделаны крупные структурно-генетические обобщения (Старостин, 1979). Было выделено два основных типа (и их подтипа) рудных полей, формировавшихся в областях растяжения или сжатия (рис. 132). В качестве примера рассмотрим подтип рудных полей — поперечного изгиба, которое представлено Лениногорским полем на Рудном Алтае, сложенным породами вулканогенно-осадочной толщи среднего девона. Оно сформировалось в своде крупной структуры поперечного изгиба (вулканотектонического поднятия) в обстановке ла-

Петрофизические типы разрезов рудовмещающих структур (по В. И. Старостину)

Петрофизические типы разрезов рудовмещающих пород	Породы	Плотность, г/см ³	Эффективная пористость, %	Параметры насыщения		Проницае- мость, мД	Упругость					Твердость по Бринеллю, кгс/мм ²	Прочность на сжатие, кгс/см ²	Кпк
				А, %	В, ч ⁻¹		скорости ультразвуко- вых волн, км/с		коэффициент Пуассона	модули				
							про- доль- ных	попе- реч- ных		Юнга Е, 10 ⁹ кгс/см ²	сдвига 10 ⁹ кгс/см ²			
О	Диабазы, липаритовые порфиры	2,76	2,65	0,68	0,30	1·10 ⁻³ 1·10 ⁻⁴	5,12	3,05	0,21	5,80	2,64	240	1350	0,56
П	Туфы, туффиты основного, смешан- ные и кислого состава	2,60	4,42	0,94	1,25	1·10 ⁻²	4,52	2,64	0,24	5,20	2,20	40	400	1,10
Р	Кремнистые алевролиты, туффиты, пепловые туфы	2,65	0,40	0,03	0,02	1·10 ⁻⁴	5,35	3,43	0,11	7,25	2,90	350	2200	-1,44
С	Алевролиты, аргиллиты	2,71	0,30	0,01	0,04	1·10 ⁻⁴	5,05	2,60	0,35	6,10	2,25	115	830	-0,50
Т	Липаритовые и дацитовые порфиры (лавы, экструзии и субвулкани- ческие тела)	2,60	2,18	0,54	0,23	1·10 ⁻⁴	5,56	3,37	0,16	7,05	3,03	330	1940	1,10

Таблица 11

Колчеданно-полиметаллические рудные поля в разной степени деформированные в пострудное время:
средние значения физических свойств (по В. И. Старостину)

Рудные поля		Коли- чество проб	Эффективная пори- стость, (%)				Условно-мгновенное насыщение А (%)				Постоянная насыще- ния В (ч ⁻¹)				Модуль Юнга Е·10 ⁹ кгс/см ²				Кпк	
I Слабо дефор- мированные	Блявинское на Урале	I'	85	3,5	2,3	2,5	1,5	1,3	0,8	1,1	0,5	0,28	0,26	0,30	0,38	4,6	5,6	5,4	7,1	1,01
	Лениногорское на Алтае	I''	154	1,7	1,2	0,9	0,5	0,7	0,6	0,3	0,2	0,22	0,26	0,19	0,20	5,1	6,0	6,4	7,5	0,21
II Умеренно деформированное, Николаевское на Алтае		30	1,6	1,8	1,5	1,1	0,5	0,7	0,4	0,4	0,16	0,18	0,12	0,12	5,5	5,2	6,9	6,7	0,27	
III Интенсивное деформиро- ванные	Тищинское на Алтае	III'	210																	-0,20
	Старковское, Стрежан- ское на Алтае	III''	180				1,2 0,6				0,5 0,1			0,08 0,02				7,1 0,8		-1,45

терального растяжения: поперечных растягивающих (горизонтальных) и сжимающих продольных (наклонных до вертикальных) усилий (рис. 133. Табл. 10). В начальные синвулканические стадии образовались тектонические блоки, ограниченные продольными и поперечными синвулканическими блоками; накопление осадков и туфов сопровождалось формированием локальных депрессий, экструзивно-лавовых куполов и субвулканических тел. В поздневулканические стадии сжимающие усилия ориентированы были почти вертикально, а растягивающие — в горизонтальной плоскости в виде пояса. Появились мелкие брахикупола с радиальными крутыми трещинами сколового типа. Ранние продольные разломы служили рудоподводящими каналами, по которым растворы поднимались в верхние горизонты, образуя рудные залежи. В пострудные (сининтрузивные) этапы палеотектонический режим развивался унаследованно, и гранитоидные интрузии, локализовавшиеся в палеовулканических поднятиях, которые превратились в антиклинории, метаморфизовали девонские вулcano-осадочные толщи и руды. Выделяются два петрофизических типа разреза: 1) слабо пористый, упругий, массивный (лавы кислого состава и др.), в породах которого сформировались главным образом жильные рудные тела в трещинах на нижних горизонтах и линзовидные залежи в полостях отслаивания сводовых частей куполов под экранами пластичных и непроницаемых пород (глинистых сланцев и др.). На поверхности в локальных депрессиях образовывались гидротермально-осадочные рудные залежи; 2) пористый, хрупкий тип разреза с широким развитием высокопористых хрупких малопрочных пород (туфов, алевролитов), в которых отлагались преимущественно гидротермально-метасоматические рудные залежи.

Рассматриваемый метод использовался также для решения таких задач: 1) выявления структурно-петрофизических условий формирования колчеданных руд различного генетического типа (гидротермально-осадочные, гидротермально-метасоматические, гидротермальные); 2) определения деформации в послевулканические этапы развития рудных полей (слабо-, средне- и интенсивно-деформированные — табл. 11); 3) установления степени метаморфизма, увеличение которого приводит к нивелированию различий в физико-механических свойствах горных пород, повышению абсолютных значений упругих характеристик, плотности и понижению пористости (рис. 134); 4) выявления метаморфизма колчеданных руд, залегающих в слабо метаморфизованных толщах (фашия зеленых сланцев) и расположенных в метаморфитах эпидот-амфиболитовой фашии. При этом закономерно возрастают скорости от

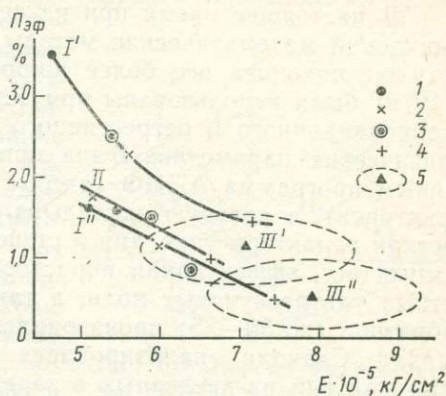


Рис. 134. Колчеданно-полиметаллические рудные поля, в разной степени деформированные в пострудные этапы; средние значения физических свойств (по В. И. Старостину). Рудные поля I, II, III (см. табл. 11): 1 — лавы основного состава; 2 — лавы кислого состава; 3 — субвулканические породы основного состава; 4 — субвулканические породы кислого состава; 5 — области концентрации значений физических свойств пород разных фаций

первого типа руд ко второму: звуковых волн (V_p от 6,6 до 7,3 км/с, V_s от 3,8 до 4,3 км/с), модули Юнга (E от 15 до $21,8 \cdot 10^5$ кгс/см²) и сдвига (G от 6,4 до $9,0 \cdot 10^5$ кгс/см²).

ГЛАВА 28. ПРИМЕНЕНИЕ ЭВМ ПРИ СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

В настоящее время при изучении структур рудных полей и месторождений математические методы анализа с использованием ЭВМ начинают находить все более широкое применение. В. И. Старостинным (1979) были использованы при петрофизических исследованиях методы корреляционного и регрессивного анализов. Для этих анализов петрофизических параметров была применена разработанная Н. Н. Шатагиным программа АИНФ (автоматическое исключение несущественных факторов), в которую закладывались такие факторы, как петрографическая характеристика, тип и степень гидротермального изменения, объемный вес, эффективная пористость, скорость продольных и поверхностных ультразвуковых волн, а также и коэффициент Пуассона. Отбор образцов (по 30—35) производился на колчеданосных полях Южного Урала. Сначала анализировался по частным корреляционным матрицам каждый из введенных в задачу параметров со всеми остальными; так, например, было выявлено, что петрографический состав пород четко коррелируется с объемным весом и эффективной пористостью. Установлено, что между петрофизическими параметрами существуют сложные корреляционные связи. Для петрографического состава, типа и степени гидротермального изменения выявлена высокая корреляция с объемным весом, эффективной пористостью и упругими параметрами.

Результаты исследования пористости и структуры порового пространства заключаются: в расчете величин весового насыщения образца для каждого взвешивания, в выборе максимального весового насыщения M_5 , в определении объемного веса образца, в выборе окончания tk условно-мгновенного насыщения (A), в вычислении эффективной пористости образца, в определении величины $m_0 = m_s - m_k$, в расчете константы насыщения для каждого взвешивания, в установлении среднего значения B для одного образца, в расчете периода полунасыщения в экспоненциальном режиме и в вычислении теоретических величин весового насыщения m . Для сокращения времени счета результатов исследования сотни образцов, увеличения точности и надежности вычислений С. А. Сандомирским и Н. Н. Шатагиным (1974) была составлена программа расчетов параметров насыщения горных пород. Алгоритм программы «Поры», составленной на языке Алгол-60, основан на последовательном вычислении для каждого образца вышеуказанных параметров. Программа была реализована на машинах типа М-20 и БЭСМ-6 для трансляторов ТА-1М. Время счета и выдачи результатов для 30 образцов 3 мин.

Применение ЭВМ для построения диаграмм линейных и плоскостных ориентировок позволяет уменьшить затраты времени, особенно при развороте диаграммы (проекции на новую плоскость), и устранить искажение вследствие сглаживания при подсчете плотности точек. Так, подсчет точек может быть произведен без искажения лишь на самой сфере (а не на ее проекции), что было достигнуто Д. Уорнером (1969), предложившим алгоритм сглаживания в программе, составленной на

языке ФОРТРАН IV. На основе этого принципа С. А. Сандомирским, Н. Н. Шатагиным и др. (1976) были разработаны программы для ЭВМ типа БЭСМ-4 с системой замеров структурных элементов, применяемых советскими геологами. Например, изображение трещин переводится из сферических координат (азимут падения α , угол падения φ) в декартовых координаты X, Y, Z (рис. 135).

Ввод в ЭВМ для замеренных точек их декартовых координат является по-существу хранением в машине сферы с нанесенными на нее точками, Д. Уорнер предложил спроектировать на сферу точку сглаживания, образуясь с выбранной сеткой, и подсчитать непосредственно на сфере количество точек, попадающих в основание шарового сектора площадью, равной 1% поверхности. В программах С. А. Сандомирского, Н. Н. Шатагина и др. (1976) использован алгоритм, отличный от предложенного Д. Уорнером. При повороте диаграммы получают декартовы координаты в новой системе, связанной с новой плоскостью диаграммы, т. е. поворот координатных осей производится без смещения начала координат. Исходя из этого принципа и соответствующих расчетов была составлена серия из шести программ на Алгол-60 построения структурных диаграмм (трещиноватости, микроструктурных, структурно-петрофизических и др.).

Программы построения диаграмм трещиноватости рассчитаны до 700 замеров. Одна диаграмма на 150—200 точек строится на ЭВМ со значениями плотностей точек (в %) в узлах 1 см квадратной сетки. Поворот диаграммы обусловлен необходимостью связи трещиноватости со складками, разрывными нарушениями, проектировании диаграмм на различные ориентированные планы и разрезы. Имеется также программа усреднения для построения суммарных диаграмм трещиноватости. Кроме того, составлены программы для диаграмм отдельных классов, которые надо выбрать из всей совокупности (не более 700) замеров тех или иных структурных элементов. Например, можно строить отдельные диаграммы для трещин скола и отрыва, для жил разного состава и т. п.

Программа построения и поворота микроструктурных диаграмм составлена для статистической обработки замеров различных кристаллографических элементов в проекции на любую сетку. В этой программе предусмотрена возможность поворота точек, что необходимо для сравнения диаграмм различно ориентированных шлифов, а также для построения суммарных диаграмм (до 500 замеров). В микроструктурном анализе это необходимо в том случае, когда замеры ориентировок в минералах производятся по нескольким шлифам, вырезанным из одного штуфа, для усреднения диаграмм, полученных при исследовании нескольких образцов и т. п.

Программы структурно-петрофизических диаграмм необходимы для нанесения данных скоростей упругих волн, модулей упругости и других параметров на различные стереографические сетки и их поворота для приведения результатов по всем образцам либо к

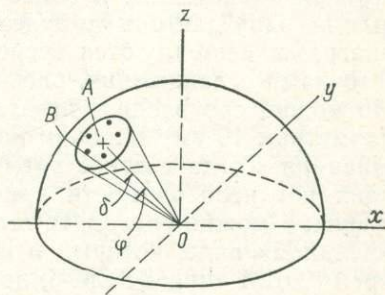


Рис. 135. Подсчет количества точек на 1% площади полусферы (по Н. Н. Шатагину, С. А. Сандомирскому)

одной плоскости, либо к каким-то структурным элементам (слоистости, сланцеватости и т. п.). В связи с тем что сглаживание на этих диаграммах проводить не требуется, на построение одной диаграммы на ЭВМ (по 200 точкам) с поворотом в какое-либо одно положение занимает около 1 мин, тогда как диаграммы, при построении которых требуется сглаживание, необходимо затратить работы ЭВМ типа «Мир», «Наири» от 10 мин (диаграммы трещиноватости) до 15—20 мин (микроструктурные диаграммы). Однако могут быть использованы для построения диаграммы и более мощные машины типа БЭСМ-6, на которых на одну диаграмму будет затрачиваться 1—2 мин. Для построения диаграмм используются стереографические проекции диаметром 20 см с точками сглаживания, расположенными по квадратной сетке 1×1 см. Но можно производить печатание диаграмм в уменьшенном виде (круг диаметром 10 см) в любом количестве с более густой сетью точек сглаживания. Тогда счетное время возрастает в 3—4 раза. Во многих случаях нет необходимости хранить в памяти машины матрицу изображения, а можно сохранять только один массив исходных данных в «упакованном» виде, который и вводится в ЭВМ. Это позволяет сократить время ЭВМ типа БЭСМ-6, затрачиваемое на построение диаграмм.

ГЛАВА 29. ИСТОРИКО-ГЕНЕТИЧЕСКИЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

Историко-генетическому анализу структур рудных полей и месторождений придается большое значение уже давно, начиная с зарождения структурного направления в рудной геологии (Бородаевский, 1960; Королев, 1962; Крейтер, 1956 и др.).

Еще М. В. Ломоносов на основании пересечения, наращивания и других признаков рудных жил сделал предположение о развитии минерализованных трещин. В. Н. Котляр (1936 г.) указал на необходимость выделения дорудного, внутрирудного и послерудного этапов формирования структур рудных полей и месторождений. Первоначально уделялось внимание только кинематике рудоносных структур, причем главным образом образом разрывных нарушений и трещин, к которым приурочены жильные месторождения. Затем стали анализировать эволюцию комбинированных тектоногенных структур (складчато-разрывных), примером чему может служить структура Терекско-Касанского рудного поля (рис. 136). Она была заложена в нижнем палеозое задолго до сурьмяного оруденения, имеющего посленижнепермский возраст. При этом происходило неоднократное обновление каледонской складчатой структуры и ее совершенствование, приведшее к образованию рудокалицирующих межформационных брекчий и осложнению брахиантиклинальной складки рудного поля верхнепалеозойскими широтными разломами, которые служили рудоподводящими каналами (Крейтер, 1956). Всего установлено не менее семи этапов формирования описываемой структуры, из которых I—IV являются дорудными, V — раннерудным, VI — позднерудным, VII — послерудным.

В дальнейшем, особенно в последние годы, проводится историко-генетический анализ таких сложных рудоносных структур, как плутоно-тектонические, вулкано-тектонические и метаморфогенные (Бородаевская и др., 1979; «Вулканогенные...», 1978; Старостин, 1979; «Эндогенные...», 1978 и др.).

При историко-генетическом анализе формирования структур рудных полей и месторождений уже давно делались попытки установить те тектонические усилия, которые существовали на том или ином этапе развития структуры, особенно в период рудоотложения. В первую очередь, они предпринимались для трещинных структур, к которым приурочены жильные месторождения. М. М. Тетяев (1940 г.) полагал, что на жильных рудных полях при рудоотложении имело место общее расширение среды. Ф. И. Вольфсон (1953) считал, что дайки жильных пород формировались в участках растяжения трещин, а рудные жилы образовывались, наоборот, в областях сжатия, где они приурочены к трещинам скола.

Наиболее подробный анализ обстановки становления даек и формирования рудных жил на примере арсенопиритовых месторождений был произведен Г. М. Вировлянским (1956 г.). Этим исследователем выделяется пять этапов формирования структуры рудных полей плутоногенных гидротермальных месторождений — додайковый, дайковый, предрудный, рудный и послерудный, в которых иногда намечаются подэтапы (рис. 137). В додайковый этап в обстановке сжатия образовывались надвиги (взбросы) и сдвиги, соответствующие им трещины скола и реже трещины отрыва. В дайковый этап в обстановке двухстороннего растяжения происходило приоткрывание ранее сформировавшихся трещин скола, кроме того, формировались трещины отрыва и нормальные сбросы; трещинные полости выполнялись дайками жильных пород. В предрудный этап вновь были заложены сопряженные трещины скола типа надвигов и сдвигов, а также трещины отрыва. План предрудных деформаций с додайковым бывает близким, но пространственно трещины могут не совпадать; однако бывают и значительные отличия планов деформаций этих этапов. Предрудное сжатие, так же как и додайковое, определяет трещинную структуру рудного поля.

Рудный этап охватывает период приоткрытия ранее заложенных трещин в процессе преобладающего двухстороннего растяжения и рудоотложения в них. По Г. М. Вировлянскому, внутрирудная тектоника может проявиться двояким образом: 1) формированием трещин отрыва и мелких сбросов, сопровождающихся приоткрыванием более ранних трещин; 2) усложнением в виде дополнительных трещин надвигового и сдвигового типа, обусловленных кратковременными импульсами сжатия, во время которого также происходит перерыв в приоткрывании полостей и минералонакопления в них. При этом может происходить одновременное смещение в пространстве области заложения трещин, их приоткрывания и отложения соответствующих минеральных ассоциаций, что является одной из причин зональности оруденения на месторождениях.

Перерывы в рудоотложении, связанные с перерывами в приоткрывании трещин, соответствуют в одних случаях ослаблению растягивающих усилий, а в других — периодам возобновления сжимающих импульсов, что также представляет результат временного ослабления сил растяжения. Последние неравномерно проявлены во времени и в пространстве. В таких тектонических условиях формируются полистадийные гидротермальные месторождения; например, на Дарасунском месторождении насчитывается до 7 стадий минералообразования.

Послерудный этап достаточно сложный. В нем может быть выделен ранний подэтап, когда возникали малоамплитудные послерудные на-

двиги и сдвиги, не связанные с последующей складчатостью, и поздний подэтап, фиксируемый нормальными сбросами, которые смещают послерудные надвиги. Таким образом, формирование послерудной структуры происходило в условиях смены сжатия растяжением.

Следовательно, развитие структуры рудного поля, начиная с додайкового этапа и кончая послерудным, происходит в обстановке пульсирующего напряженного состояния — неоднократной смены сжатия двухсторонним растяжением при общем затухании колебательных тектонических движений (рис. 138) в течение одного тектоно-магматического этапа. Поэтому на рудных полях и месторождениях отсутствуют зна-

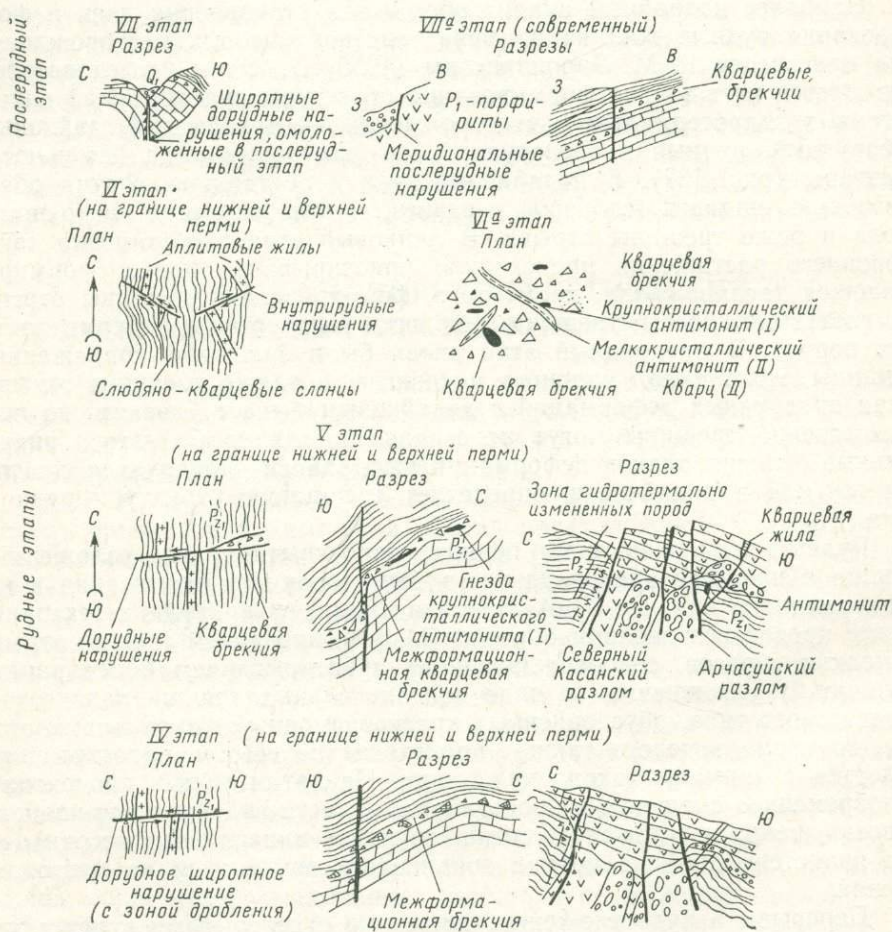


Рис. 136. Этапы формирования деформационных структур Терекско-Касанского рудного поля в Средней Азии (по Г. Ф. Яковлеву)

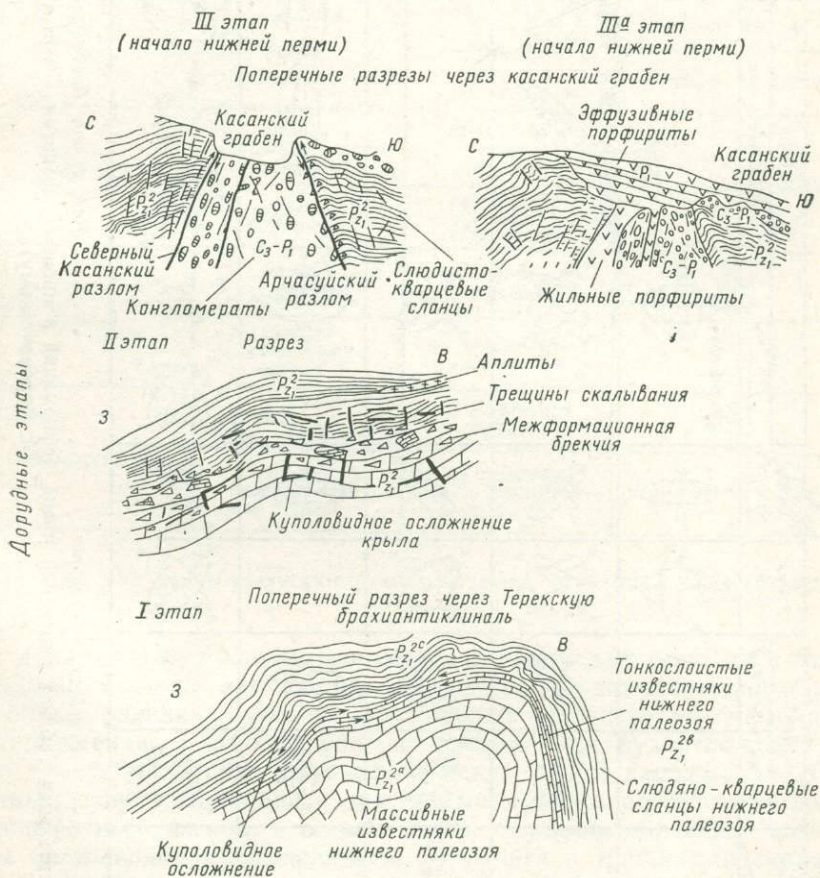
чительные деформации, связанные с этим же этапом, но месторождения (колчеданные, осадочные), образовавшиеся в раннегеосинклинальную стадию, особенно древних металлогенических эпох, могут быть значительно деформированы.

Согласно данным Г. М. Вировлянского (1956 г.), общая особенность формирования структурных рудных полей жильного типа — неод-

нократное возникновение в послескладчатый период условий двухстороннего растяжения, с этапами которых связано формирование не только даек, но и рудных жил. Такие условия обусловлены тем, что колебательные движения участка земной коры, к которому приурочено рудное поле, в этот период характеризовались преимущественными поднятиями. С ними связаны были трещинные интрузии и подъем гидротермальных растворов в верхние горизонты земной коры.

Описанный период исследований базировался на принципах, заимствованных из механики (теории сопротивления материалов), в частности представлений Беккера об эллипсоиде деформаций; недостаточно было экспериментальных данных.

В конце 50-х — начале 60-х гг. М. В. Гзовским ((1959 г.) было раз-



работано новое научное направление в исследовании тектонических структур — тектонофизическое. Оно основывается на теоретических положениях физики твердого тела, использует многочисленные данные физических и механических свойств горных пород, сопровождается физическим (оптическим, на эквивалентных материалах) и математическим моделированием различных геологических структур, в том

числе рудных полей и месторождений. Таким образом, проблема тектонических обстановок формирования рудоносных структур и рудоотложения разрабатывается с этого времени на новом научном уровне. М. В. Гзовским (1969 г.) был произведен тектонофизический анализ и моделирование основных типов тектонических структур: складок продольного изгиба и продольного расплющивания, складок поперечного изгиба, разломов типа сдвигов и др.

Я. Н. Белевцев (1961), впервые обративший внимание на тектонофизические условия рудоотложения, показал, что рудообразование происходит в условиях тектонических напряжений, вызывающих пластические и хрупкие деформации горных пород, а также способствующие

Периоды	Этапы	Стадии	Тектонические условия	
			сжатие	растяжение
Дорудный	ранний (формирование складчатости)	по характеру складок и разрывов		
	поздний (дайки)	по составу дайковых образований		
Рудный	ранний (предрудный)	по системам трещин		
	поздний (собственно-рудный)	по минеральным комплексам		
Послерудный	ранний (образование сколовых трещин)	по системам трещин		
	поздний (образование даек и сбросов)	по составу даек и системам трещин		

Рис. 138. Этапы развития структуры рудных полей (по А. С. Великому)

щих движению рудоносных растворов и взаимодействию их с горными породами. Главное влияние на эти процессы оказывает внутрирудная тектоника, развивавшаяся на протяжении всей истории формирования месторождения. Наиболее благоприятными для рудоотложения являются следующие типы тектонофизических полей напряжения: 1) нагнетания, сопровождающиеся трещинами и межпластовыми полостями; 2) поперечного изгиба, в осевых частях складок которых возникают зоны повышенной проницаемости; 3) сдвига с трещинами скола, открывающиеся при растяжении, и отрыва; 4) тектонических разрывов, по обе стороны которых наблюдаются пониженные поля напряжений. Неблагоприятными для рудоотложения являются: 1) области выжимания и 2) зоны крупных разломов. Вместе с тем В. И. Казанским установлена важная металлогеническая роль глубинных разломов в областях протоактивизации и активизации древних платформ. Они являются благоприятными структурами для метаморфогенного рудообразования («Эндогенное...», 1978). В последние годы были выявлены тектонические поля напряжений для различных типов геологических структур, установлено их влияние на рудообразование; воспроизведены мо-

дели этих рудоносных структур и связанных с ними полей напряжений («Эксперимент и моделирование...», 1976).

Важный фактор, влияющий на формирование структуры рудного поля, развитие деформации и локализацию оруденения на его площади — тектонические напряжения, которые обусловлены региональным тектоническим полем. В земной коре проявляются два главных типа тектонических режимов, вызывающих деформации горных пород — горизонтальное сжатие и растяжения, сопровождающиеся частными условиями сжатия и растяжения. Исходя из этого положения, В. А. Ко-

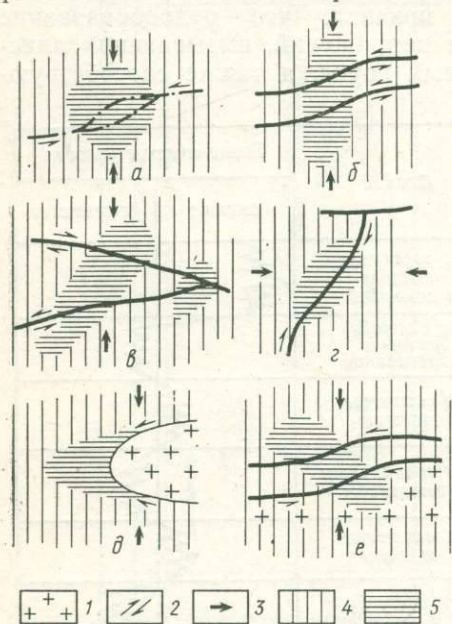


Рис. 139. Схемы различных сочетаний структурных элементов, создающих условия локального растяжения при региональном сжатии (по В. А. Королеву):

a — флексурный изгиб антиклинальной структуры, *б* — подобный изгиб системы субпараллельных разломов, *в* — клинообразная структура, ограниченная дизъюнктивными нарушениями, *г* — изгиб дизъюнктивного нарушения, обусловленный изменением углов падения (разрез), *д* — периклиналиное замыкание интрузива, *е* — подобный изгиб контакта интрузива и параллельно ему дизъюнктивного нарушения; 1 — интрузивные массивы; 2 — направления относительно перемещения по геологическим поверхностям; 3 — ориентировка регионального сжатия; 4 — зоны сжатия; 5 — зоны локального растяжения

ролев (1976 г.) выделял четыре главных вида тектонических режимов, определяющих деформации горных пород на рудных полях, развитие их структуры и локализацию оруденения: 1) региональное горизонтальное растяжение, соответствующее ранней стадии геосинклинального развития, а также некоторым последующим стадиям, когда формируются дайковые пояса; 2) локальное сжатие в условиях регионального растяжения. Такие условия возникают в областях глыбовой тектоники, когда гравитационное проседание блоков приводит к закрытию ограничивающих их дизъюнктивов; 3) региональное горизонтальное сжатие, которое происходит на средней стадии геосинклинального развития при складкообразовании; 4) локальное растяжение, возникающее при деформации продольного сжатия, при котором особое значение приобретают различные структурные элементы (слоистость, интрузивные контакты и др.), разломы и др. (рис. 139). При этом установлено, что наиболее благоприятны для проявления эндогенной минерализации участки локального растяжения; в них развиваются объемные хрупкие деформации в условиях регионального горизонтального сжатия, в которых находится окружающее эти участки геологическое пространство. Анализ структурно-геологической позиции большинства рудных полей Средней Азии с гидротермальными месторождениями (около 100) позволил установить, что на их площади во время формирования структуры и локализации оруденения существовали условия

локального растяжения, которые развивались на фоне регионального горизонтального сжатия. Такая тектоническая обстановка была установлена на основании соотношений между удельной трещиноватостью (УТ) — количеством трещин на единицу длины, обычно на 1 пог. м, и удельным растяжением (УР), т. е. суммарной мощностью приоткрывания трещин на 1 пог. м.

Проведенное В. А. Королевым и многими другими исследователями оптическое моделирование по методу М. В. Гзовского позволило решить ряд общих вопросов геодинамических условий формирования рудоносных структур и выяснить обстановку, благоприятную для рудоотложения («Эксперимент и моделирование...», 1976).

В. И. Старостин и др. (1980), использовавший данные развиваемого им нового структурно-петрофизического направления, а также тектонофизических и других методов исследований, рассмотрел применительно к палеовулканическим областям, на площади которых развиты колчеданные месторождения, геодинамические обстановки формирования трех групп парагенезисов рудоносных структур: складчато-разрывной, пластической и переходной. Причем в каждой из них им выделено два основных типа геодинамического режима становления рудных полей: областей растяжения и областей сжатия.

А. Складчато-разрывная группа парагенезисов. Она наиболее обычна для слабо метаморфизованных областей, на площади которых складкообразование происходило при температурах менее 400°C, всесторонних и направленных давлениях, редко достигавших 10—20 тыс. гпа. Для этой группы характерны полихронные системы трещиноватости и рассланцевания, зоны дробления и катаклаза, а также складчатые структуры, сопряженные с разломами (см. рис. 132, 133).

1. Рудные поля областей растяжения формировались при двух типах деформаций: а) поперечного изгибания при палеотектонических полях напряжений с вертикальными сжимающими и горизонтальными растягивающими усилиями, в результате которых образовались антиклинали, осложненные осепродольными разломами, грабенами и горстами; в этих условиях происходило гидротермальное рудоотложение, например, на Лениногорском рудном поле (Алтай); б) горизонтального растяжения и продольного укорочения с образованием системы ромбоидальных разломов в вулканических трогах и палеорифтах, как, например, на Блявинском рудном поле (Урал).

2. Рудные поля областей сжатия, формировавшиеся при сдвиговых деформациях, характеризуются горизонтальными минимальными и максимальными главными нормальными напряжениями, приведшими к развитию сдвиговых зон и сопряженных с ними систем ортогональных разломов конседиментального типа; в этих условиях происходило гидротермально-осадочное рудоотложение с подчиненным гидротермально-метасоматическим, как полагают В. В. Авдонин и В. И. Старостин, например, на Николаевском рудном поле (Алтай).

Б. Пластическая группа парагенезисов. Она наиболее характерна для сильно метаморфизованных областей (амфиболитовой и гранулитовой фаций), в которых под воздействием высоких температур (500—900°C) и давлений (50—100 тыс гпа) породы и руды испытали пластические деформации, были вовлечены в селективное плавление, изменив свой состав, текстуры и структуры, а также физические и механические свойства. В этих условиях возникла вторичная метаморфическая петроструктура анизотропии физико-механических свойств, об-

разовались структуры будинаж, складки течения и другие структурные формы, в которых участвовали как породы, так и руды. Произошло некоторое перераспределение рудного вещества, например, увеличение его мощности и миграция свинца и меди в шарниры складок течения, как это видно на примере месторождения Брокен-Хилл в Австралии. Палеогеодинамическая обстановка изменялась неоднократно в связи с формированием таких метаморфогенных структур, происходило это иногда в 3—4 этапа.

В. Переходная группа парагенезисов. Формировалась в зоне промежуточной между зонами складчато-разрывных и пластических деформаций, часто в краевых частях зон смятий, например Иртышской, при метаморфизме от зелено-сланцевой до амфиболитовой фаций. Высокие давления (50—60 тыс. гпа) привели к образованию новых структурных парагенезисов, но не оказали существенного влияния на состав руд. Однако в локальных участках температуры повышались до 700—900°C, что приводило к плавлению руд и перемещению сульфидного расплава в новые разрывные и складчатые структуры, как это имело место, по данным В. И. Старостина (1979) и других исследователей, на месторождениях Березовско-Белоусовского рудного поля в Иртышской зоне смятия.

На основании всего изложенного можно сделать вывод о том, что в течение длительной истории развития геологических структур рудных полей и месторождений геодинамическая обстановка менялась неоднократно. Выделяются три этапа таких обстановок: дорудный, рудный и послерудный. Рудоносные структуры формировались в связи с сочетанием региональных и локальных геодинамических условий при доминирующей роли сжимающих напряжений на начальных стадиях каждого этапа и растягивающих на их поздних стадиях. Однако наиболее благоприятными для рудоотложения было сочетание регионального сжатия с локальным растяжением. Для основных групп рудоносных структурных парагенезисов (складчато-разрывной, пластической и переходной), формировавшихся при определенных термодинамических параметрах (температура, давление) также различаются два главных типа геодинамических обстановок (сжатие, растяжение). Физическое и математическое моделирование геодинамических условий формирования структур рудных полей и месторождений, особенно в период рудоотложения, дает возможность прогнозировать обнаружение скрытых рудных залежей и более эффективно направлять поисковые работы.

ГЛАВА 30. МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Модель в виде знака, формулы, чертежа, макета, физической схемы (электрической и др.), системы или устройства имитирует, воспроизводит реально существующий в природе объект или процесс. Моделирование — это совокупность работ по расчетам, составлению или изготовлению моделей, измерению и различным исследованиям на них. Оно производится на основе теории подобия. Сравнение модели и объекта осуществляется с использованием формул-критериев, содержащих множители подобия, которые представляют собой отношения параметров модели (например, длина, время, температура, напряжение, проч-

ность и др.) к аналогичным параметрам, характеризующим моделируемый объект; такие отношения, естественно, являются постоянными и безразмерными величинами. Множители подобия дают возможность выводы, полученные на модели, распространить на природный объект. Моделирование позволяет в короткие сроки и с наименьшими затратами выяснить основные закономерности получаемых явлений. Поэтому моделирование сейчас широко применяется при научно-технических исследованиях, в том числе геологических. Различают моделирование мысленное (наглядное, знаковое, математическое), иногда производящееся на ранних или обобщающих этапах исследований, и более часто применяемое материальное моделирование (натурное, физическое и математическое). Моделирование может быть полным в том случае, если обеспечивается подобие во времени и в пространстве, неполным — либо во времени, либо только в пространстве, и приближенное, когда некоторые факторы моделируются приближенно или совсем не учитываются.

Модель участка месторождения или рудного поля, их геологической структуры и рудных тел — это уменьшенная копия, построение которой производится с соблюдением критериев подобия по отношению к моделируемому участку или рудному полю. Все многообразие видов моделирования рудников и месторождений полезных ископаемых, по А. А. Трофимову, можно свести в четыре группы: 1) графическое, 2) объемно-макетное, 3) физическое и 4) математическое (кибернетическое). К таким же группам относится моделирование геологических структур рудных полей и месторождений, хотя применимость отдельных видов моделирования неравнозначна для целей курса «Основы маркшейдерского дела и геометризации недр» и для изучаемого курса.

ГРАФИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Эта группа включает несколько видов моделирования. Из них главнейшие для структур рудных полей и месторождений следующие:

1) геологические карты рудных полей и месторождений, погоризонтные планы и геологические разрезы, которые подробно охарактеризованы в главах, посвященных детальной геологической съемке, картированию рудных тел, составлению специальных карт (палеовулканологических, минералогических и др.);

2) структурные карты в изолиниях;

3) блок-диаграммы.

Остановимся на двух последних способах графического изображения рудоносных геологических структур, что в настоящее время актуально в связи с глубинным геологическим картированием и поисками скрытых месторождений и залежей полезных ископаемых.

Структурные карты в изолиниях. Такие карты давно используются в нефтяной геологии, а также для иллюстрации формы, строения и состава рудных тел в связи с геометризацией недр по методике, разработанной П. К. Соболевским. Эта методика применяется для изображения глубины залегания рудного тела, морфологии его кровли и подошвы, мощности, содержания металлов и линейных запасов. При построении таких планов в изолиниях необходимы данные по горным выработкам, буровым скважинам и геофизическим работам, иногда по поверхности. Они имеют значение как при разведке, так и эксплуатации месторождений.

Для поисков скрытых месторождений и рудных тел используются структурные карты рудных полей и месторождений, на которых изображены погребенные структуры, структурно-литологические поверхности и другие геологические элементы, имеющие рудоконтролирующее значение. Одними из первых в рудной геологии структурные карты в изолиниях с целью глубинных поисков скрытых тел шеелитоносных скарнов применили среднеазиатские геологи (Королев, Шехтман, 1965). Контактные скарново-рудные залежи на ряде месторождений Средней Азии приурочены к пологим участкам кровли гранитоидных массивов в контакте их с горизонтами известняков, особенно, если последние падают навстречу залегания контактовой поверхности интрузива. Следовательно, в участках пересечения разряженных изолиний, отображающих кровлю массива, изолиниями, показывающими поведение пласта известняков, локализуются богатые скарново-рудные залежи.

Для изображения блоковой структуры нижних горизонтов вулканогенно-осадочных отложений среднего девона, вмещающих колчеданно-полиметаллические месторождения Змеиногорского района, на Рудном Алтае, В. Н. Выдриным была составлена серия структурных карт. На них были изолиниями изображены поверхность несогласия между нижнепалеозойскими и среднедевонскими комплексами пород, мощности продуктивных отложений, которые были пониженными на положительных блоках и повышенными на отрицательных блоках. Благодаря таким картам был установлен конседиментационный характер этих структур, выявлены скрытые разломы, ограничивающие их. Все это помогло более эффективно направить поиски скрытых месторождений.

В последние годы установлено, что локальные вулканокупольные, вулканобиклиналильные и особенно вулканодепрессионные структуры имеют важное значение в локализации колчеданных залежей руд цветных металлов. В связи с этим структурные карты рудных полей и месторождений, на которых в изолиниях изображены эти вулканогенные структуры с приуроченными к ним рудными залежами, получают все более широкое распространение на Урале, Алтае и в других колчеданосных провинциях (рис. 140).

Блок-диаграммы. На них наглядно в трех измерениях показывают структуру рудного поля или месторождения, особенности морфологии рудных тел. По способу построения существуют два вида блок-диаграмм: перспективные и аксонометрические (изометрические). Перспективные блок-диаграммы рисуются пучком лучей, сходящихся в одной точке. Поэтому они строятся с учетом законов перспективного изображения и характеризуются непостоянством масштаба как по разным направлениям, так и в пределах одного и того же направления. Хотя такие блок-диаграммы весьма выразительны, но применяются для показа рудоносных участков редко.

Аксонометрические (преимущественно изометрические) блок-диаграммы рисуются параллельными лучами, без учета законов перспективного изображения. Они имеют одинаковые и неизменяющиеся масштабы, по крайней мере по двум направлениям в каждой плоскости.

Блок-диаграммы могут быть: 1) монолитными (в виде куба или параллелепипеда), на которых изображены план поверхности (или горизонта) месторождения и два взаимно перпендикулярных разреза (обычно продольный и поперечный); 2) вырезанными, на них делаются

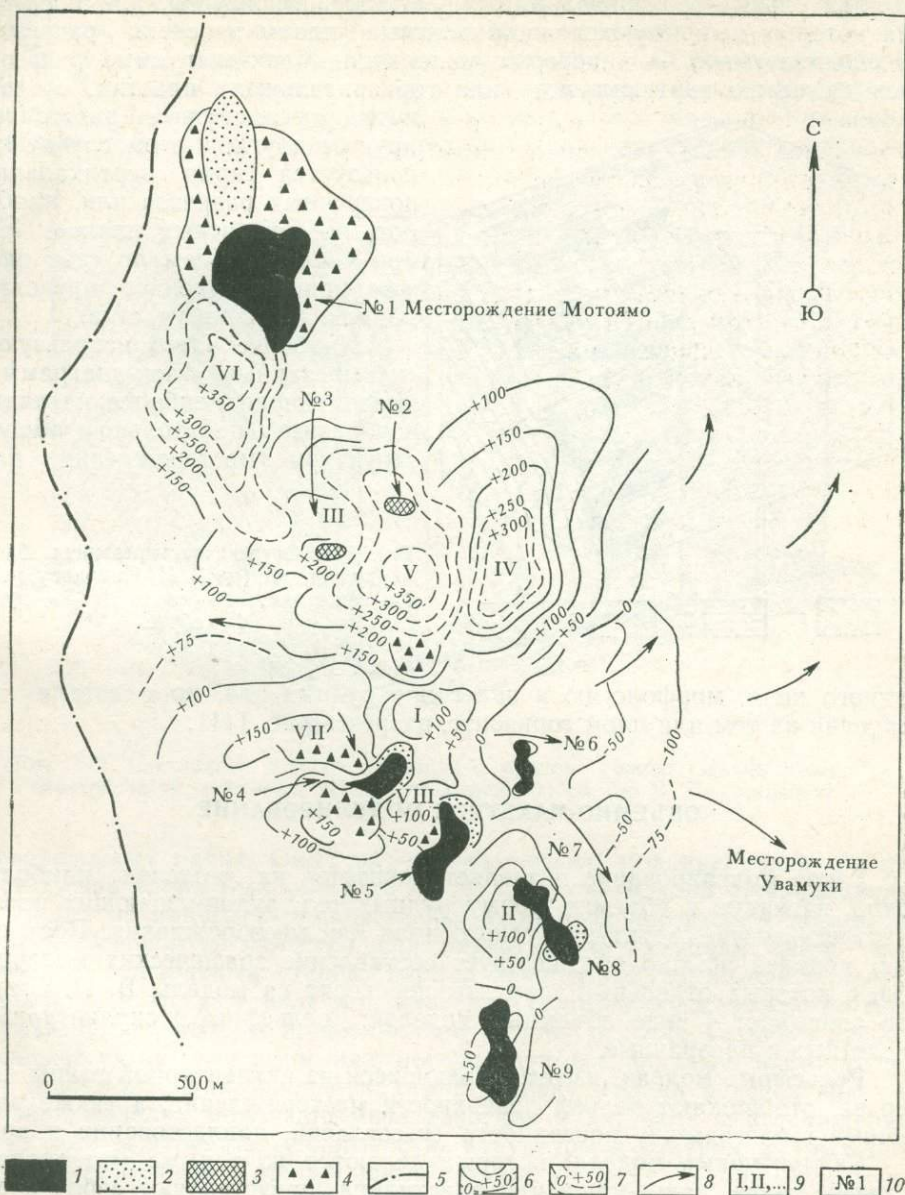
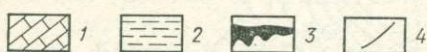
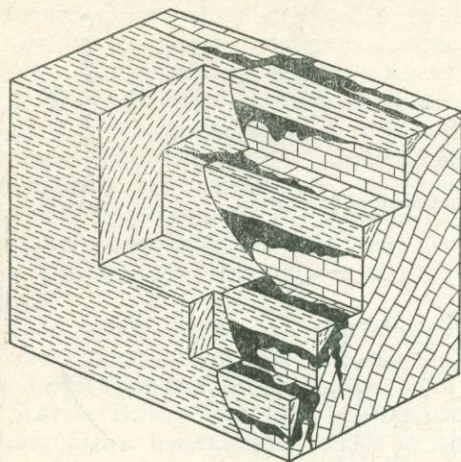


Рис. 140. Структурная схема размещения куполов риолитовых лав (I—VI) и колчеданно-полиметаллических залежей (№ 1—9) на рудном поле Косака в Японии (по Е. Хориоши и Т. Сато):

1 — сульфидные залежи; 2 — гипсовые залежи; 3 — штокверковые и вкрапленные зоны; 4 — вулканические брекчии Мотояма; 5 — западная граница распространения вулканитов в формации Увамуки; 6 — изолинии поверхности лавовых куполов (в м над уровнем моря); 7 — предполагаемые изолинии эродированных частей куполов; 8 — предполагаемое направление пирокластических потоков; 9 — риолитовые вулканические купола; 10 — колчеданно-полиметаллические месторождения

дополнительные горизонтальные и вертикальные вырезы, для построения которых используются погоризонтные планы и серия разрезов; 3) раздвинутыми, — в которых монолитная блок-диаграмма разрезается на серию вертикальных (или горизонтальных) пластин, отодвинутых на некоторое расстояние друг от друга; в этом случае используется серия вертикальных поперечных разрезов или, наоборот, погоризонтных планов. Набор последних сам по себе дает уже пространственное представление о строении участка.



Наиболее часто используют вырезанные блок-диаграммы, позволяющие наиболее наглядно изобразить не только общую структуру месторождения или

Рис. 141. Ступенчато-вырезанная блок-диаграмма (по В. И. Смирнову):

1 — известняк; 2 — сланец; 3 — руда; 4 — сброс

рудного поля, морфологию и залегание рудных тел, но и детали их строения на том или ином горизонте, разрезе (рис. 141).

ОБЪЕМНО-МАКЕТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Такое моделирование позволяет показать на моделях наиболее точно, наглядно и объемно форму рудных тел, рудовмещающих пород и геологическую структуру рудного поля или месторождения. Построению моделей обычно предшествует составление графических материалов, с которых отдельные элементы переносят на модель. В. И. Смирнов описывает 4 вида объемных моделей: рельефные, скульптурные, скелетные и прозрачные.

Рельефные модели, изготавливающиеся из скульптурной глины или дерева, отображают рельеф поверхности месторождения, а также различные геологические поверхности (несогласий, напластования и др.).

Скульптурные модели, которые делаются из тех же материалов, а также гипса, папье-маше или пластилина, представляют собой слепки месторождений или отдельных залежей.

Скелетные модели представлены несколькими разновидностями. Во-первых, наиболее часто используется металлический каркас на деревянном основании. Рудное тело обозначают в виде проволочных горизонтальных или вертикальных контуров (сечений); разведочные скважины изображают проволокой или стеклянными трубочками, на которые наносится разрез пород, пройденных скважиной. Во-вторых, применяются нитяные модели, в которых изогипсы кровли пластов (например, угольных) изображают цветными нитками, натягиваемыми горизонтально между металлическими стойками. В-третьих, иногда из-

готовятся колышковые модели, изображающие участки пологих рудных тел, разбуренных вертикальными скважинами.

Прозрачные модели широко используются в СССР и за рубежом (США, Канаде, Югославии и других странах). Они эффективны не только в наиболее совершенном объемном и глубинном изображении геологических структур и рудных тел, но и для направления поисковых

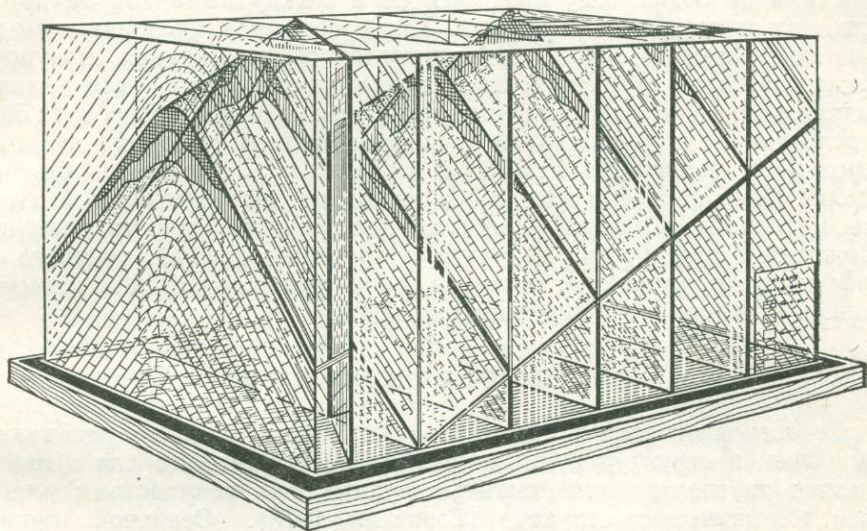


Рис. 142. Стекла́нная модель седловидной рудной залежи. Длина изображенной части — залежи 1200 м, на модели 60 см (по В. И. Смирнову)

и разведочных работ. Опыт объемно-макетного моделирования такого вида в свое время был обобщен В. И. Смирновым (1937), предложившим один из наиболее рациональных вариантов прозрачной объемной модели. Основой ее является деревянный ящик, имеющий одну или несколько прозрачных стенок, параллельно одной из которых размещены пластины (из стекла или плексигласа) с изображенными на них цветными красками в принятом масштабе (1:200, 1:500, 1:1000) геологическими разрезами или погоризонтными планами месторождения (рис. 142). Для лучшей видимости снизу модели подсвечиваются. В таких моделях можно по мере разведки и изучения месторождения исправлять и уточнять геологические структуры и контуры рудных тел, смывая устаревшие и нанося новые данные.

Последнее время конструкции прозрачных моделей стали более разнообразными. В 1950—1970 гг. были созданы объемные модели месторождений (Тырныауз, Ждановское, Хрустальное и др.) из органического стекла. Они состоят из рельефной прозрачной поверхности и объемных элементов любой формы, расположенных между горизонтами; используются как наглядные пособия для характеристики этапов разведки и эксплуатации месторождений.

Для применения в практике ведения разведочных работ предварительных, детальных и эксплуатационных Э. В. Жаровым были созданы усовершенствованные конструкции моделей. Прозрачная рельефная поверхность модели изготавливается из тонкого органического

стекла (1 мм) и устанавливается на штыри, расположенные на рейке. Погоризонтные планы, вырезанные из оргстекла (2—3 мм), вставляются в пазы, выточенные вдоль рейки, а вертикальные геологические профили разрезаются по высоте погоризонтного плана и фиксируются в пазах, выточенных в верхней и нижней стороне рейки. Эти модели позволяют хорошо воспринимать геологическую информацию, которая оперативно пополняется не только по каждой горной выработке скважины или по отдельному профилю, но и между ними как на поверхности, так и на любом горизонте. Такая объемная прозрачная модель на примере района Аятского бокситового месторождения, приуроченного к карстовой структуре, была использована также для анализа фактического материала поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 с последующей интерполяцией и экстраполяцией данных детальной разведки в масштабах 1 : 5 000 и 1 : 2 000. С помощью объемных моделей было получено несколько вариантов интерпретации фактического материала и выбора наиболее достоверного пространственного положения геологических структур и рудных залежей, уточнена их морфология и внутреннее строение, обоснована доразведка известных залежей и направление глубинных поисков.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Основы физического моделирования, которые сейчас развиваются при изучении структур рудных полей и месторождений для целей локального прогнозирования скрытых рудных тел, разработаны для моделей тектонических структур (Гзовский, 1975). Основной принцип моделирования — подобие моделей природным геологическим объектам. Физические явления и объекты подобны в том случае, если они обладают геометрическим подобием и при этом поля всех одноименных физических переменных соответственно подобны. Полям физической величины называется совокупность ее значений во всех точках изучаемого пространства. Подобие полей физических переменных заключается в том, что величина какой-либо переменной в любой точке одного объекта равна величине этой же переменной в сходственной точке другого объекта, умноженной на постоянный коэффициент — множитель подобия. Процессы формирования структур рудных полей и месторождений, вызывающие их силы и физико-механические свойства горных пород, характеризуются большим числом физических величин. При моделировании структур для каждого из этих параметров должен быть определен множитель подобия и установлены соотношения между множителями подобия физических величин. Так, например, выбрав множители подобия для расстояния и времени, мы тем самым предопределяем величины множителей подобия скорости и ускорения. Отношения между одноименными сходственными величинами модели и геологического объекта называются множителями подобия, которые определяются для расстояний

$$C_l = \frac{\text{расстояние на модели}}{\text{расстояние на объекте}}, \text{ нормальных}$$

напряжений C_σ , касательных напряжений C_τ — модулей упругости Юнга C_E , модулей упругости сдвига C_G , коэффициентов вязкости C_η , прочности C_p , плотности C_p , времени C_t , ускорения C_g , энергии C_u и температуры C_T . Выводятся соотношения между множителями подобия:

$$C_G = C_p C_g C_t; C_\eta = C_G C_t; C_u = C_G C_t^3,$$

приравниваются множители подобия

$$C_p = C_G = C_\tau = C_E.$$

Условия подобия определяются уравнениями, которые показывают, при каких соотношениях между множителями подобия физические явления подобны. Так, эмпирически установленные соотношения между направлениями, физико-механическими свойствами горных пород и развивающимися во времени деформациями наиболее полно описываются М. Гзовским (1975) уравнением кинетики деформации горных пород, развивающейся при определенной величине напряжений. Для полной характеристики соотношений между деформациями и напряжениями необходима совокупность ряда схем кинетики деформаций, соответствующих различной интенсивности напряжений.

Условия подобия выведены для разнообразных случаев деформирования и разрушения горных пород, что позволяет судить о том, какими свойствами должны обладать те материалы, из которых изготавливаются модели. Общими при этом остаются порядок размеров моделей, длительность опытов, вязкость, упругость и прочность материалов.

В опытах горные породы, слагающие геологические структуры, не могут быть использованы для изготовления моделей, для чего необходимы эквивалентные материалы (консистентные смазки, битумы, петролатум, воск, парафин, некоторые сорта мыла, смолы и влажная глина). Часто используются влажная глина и петролатум, которые ведут себя в лабораторных экспериментах весьма сходно с тем, как горные породы в природных условиях. В настоящее время разработана рецептура получения эквивалентных материалов, в частности для полимерных материалов (смола), обладающих пластичностью и высокой оптической активностью и поэтому удовлетворяющих условиям подобия.

Поляризационный оптический метод изучения напряжений в моделях заключается в том, что испытываемая деформация плоская модель из прозрачного (оптически чувствительного) эквивалентного материала просвечивается поляризованным светом на установке, подобной петрографическому микроскопу, но с широким рабочим полем диаметром от 10 до 40 см. Если к модели приложено касательное напряжение, то возникает двойное лучепреломление, которое при прохождении через анализатор дает интерференцию. На экране проектируются цветные полосы (изохромы), соответствующие участкам с равной величиной главных показателей преломления (n_g или n_p), а также две крестовидные черные полосы (изоклины). Если для данного материала известна связь между величиной двупреломления Δn и величиной касательного напряжения τ_i , то по возникающему в модели двулучепреломлению можно определить значения τ_i , действующие в различных частях модели. Изображение изоклин позволяет установить направления главных нормальных напряжений, действующих в плоскости модели.

Разработана методика исследования результатов такого моделирования с построением траекторий главных напряжений — нормальных и касательных, исследованы пластические и упругие модели. Произведено моделирование различных тектонических структур: трещин, связанных со сдвиганием крупных разрывов (взбросов, сбросов), складок поперечного изгиба, продольного изгиба и продольного расплющивания (Гзовский, 1975). И. В. Лучицкий использовал оптический

метод для моделирования складок продольного изгиба, показав при этом сложность распределения полей напряжения и соответственно трещиноватости в них, а также для моделирования кольцевых структур («Роль физико-механических свойств...», 1973, «Эксперимент и моделирование...», 1976). При выяснении особенностей механизма образования кольцевых структур, возникающих в результате воздействия интрузий на породы кровли, было проведено поляризационно-оптическое исследование напряжений, вызванных изменением формы и объема сферических и цилиндрических камер в упругом желатиново-глицериновом материале. Установлено, что распределение напряжений над магматическим очагом зависит от соотношений величин внутреннего давления в магматической камере и внешней нагрузки на вмещающую среду. По размещению траекторий нормальных и касательных напряжений определены возможные направления внедрения магматических масс по разрывам, характерным для определенного типа кольцевых структур.

В настоящее время метод моделирования с использованием оптически активных материалов исследователи применяют при изучении тектонических условий формирования структур рудных полей и месторождений, анализа влияния тектоно-физических условий на размещение эндогенного оруденения, для составления тектонофизической основы прогнозных карт, на которых показываются участки структур и тектонофизических полей, наиболее благоприятных для локализации рудных залежей, в том числе еще не выявленных («Эксперимент и моделирование...», 1976). В связи с тем что оптическое моделирование производится на плоских моделях, исследуются серии горизонтальных и предпочтительнее вертикальных моделей, представляющих собой различные срезы рудоносных структур и поэтому дающих более или менее объемное представление о распределении в них напряжений. Выявляемые взаимосвязи между особенностями строения рудных полей и локализацией оруденения экстраполируются и интерпретируются на основании геологического анализа и аналогий.

Оптическое моделирование позволяет решать ряд задач: 1) определять тектонофизические условия в аналогичных структурных элементах рудного поля, так как ко времени рудообразования для его интенсивного проявления необходимо сходство этих условий, что является одним из главных критериев правомочности распространения аналогий при оценке перспективности участков; 2) исследовать влияние структурных особенностей рудного поля, в первую очередь, различных геологических поверхностей (разломов, контактов осадочных толщ и интрузивов и др.), на распределение тектонических напряжений на его площади, в частности, в клиновидных блоках, ограниченных разломами (рис. 143); 3) выяснять характер и степень влияния элементов структурной однородности (состав пород, их метаморфизм, физические свойства, трещиноватость и др.) и их морфологических особенностей на распределение тектонических напряжений и связанных с ним явлений; 4) определять частные планы деформаций в пределах рудного поля и условий, при которых на локальных участках возможны значительные концентрации оруденения; 5) выявлять участки растяжения, в которых развивались интенсивные объемные хрупкие деформации горных пород, обусловившие проницаемость последних и соответственно способствовавших концентрации оруденения; 6) давать количественную оценку тектонофизических факторов, конт-

ролирующих оруденение, что важно при детальном количественном прогнозировании; при этом преобладающее влияние на интенсивность рудоотложения оказывают не столько величины самих напряжений, как зоны контрастного их изменения (градиент контрастности); 7) выделять на прогнозной карте однородные по тектонофизическому состоянию участки, в пределах которых рудоконтролирующие факторы сохраняют свое значение.

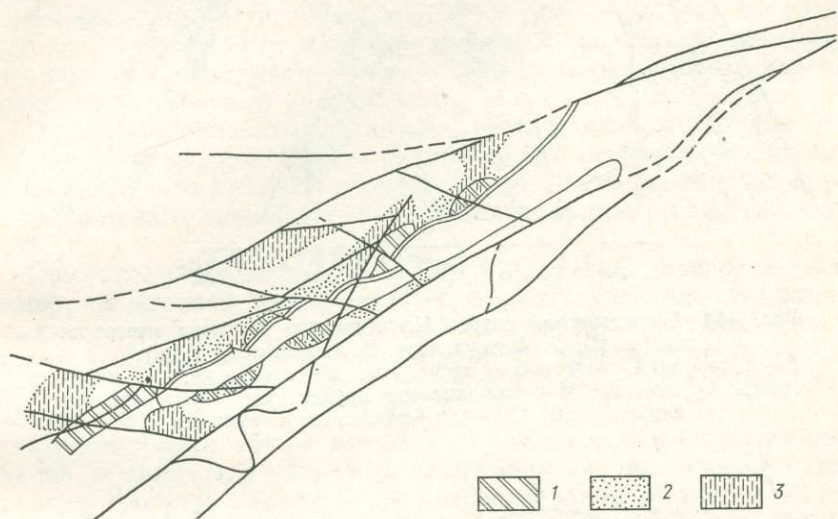


Рис. 143. Распределение полей тектонических напряжений в модели Актюзского рудного поля (по Ш. Д. Фатхулаеву, В. А. Королеву и др.):
 Зоны: 1 — рудной минерализации; 2 — максимальных касательных напряжений; 3 — контрастных изменений напряжений

Оптическое моделирование структур для целей детального прогнозирования было произведено на примере трех различных типов рудных полей: складчатого — Никитовского (см. рис. 144, 145), клиновидного — Актюзского (рис. 143) и блокового — Чорух-Дайранского («Эксперимент и моделирование...», 1976). Модели изготавливались из глицерино-желатиновых студней, консистенция которых подбиралась в соответствии с условиями подобия. Масштабы моделей рудных полей колебались в зависимости от их размеров от 1 : 1000 до 1 : 25 000. На Никитовском рудном поле (Украина) телетермальное ртутное оруденение в основании контролируется осложненными надвигами и взбросами, антиклинальными складками сжатия, которые сложены чередованием алевролитов, песчаников и известняков. Оруденение локализуется в горизонтах песчаников, преимущественно в осевой и приосевой частях складки. Задача моделирования заключалась в выяснении особенностей локализации оруденения в связи с некоторыми деталями строения антиклинали. При сопоставлении геологического разреза и вертикальных моделей, проходящих через одно и то же сечение (рис. 144, 145), видно, что интенсивное оруденение четко коррелируется с узкими зонами контрастных напряжений. Контрастность возрастает при меньших радиусах складок, в местах изменения углов падения рудовмещающих горизонтов и секущих нарушений. При сжатии моде-

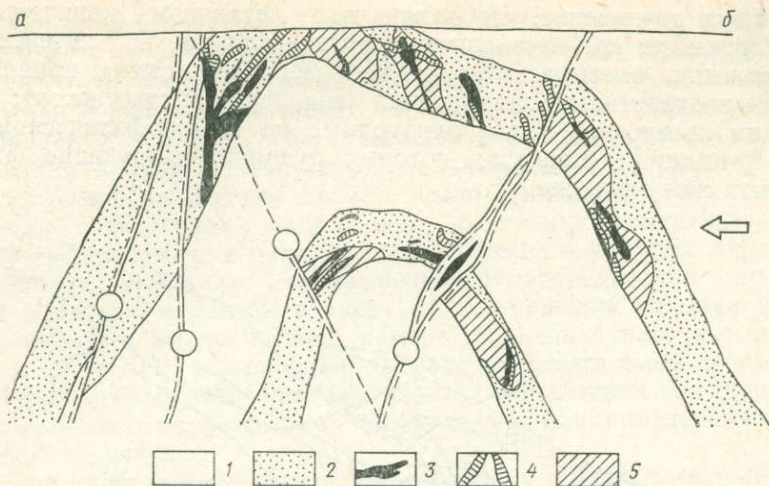


Рис. 144. Геологический разрез Никитовского ртутного месторождения (по Ш. Д. Фатхуллаеву, В. А. Королеву и др.):
 1 — алевролиты, известняки, аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — интенсивное оруденение; 4 — забалансовое оруденение; 5 — минерализованные зоны; ○ — дизъюнктивные нарушения

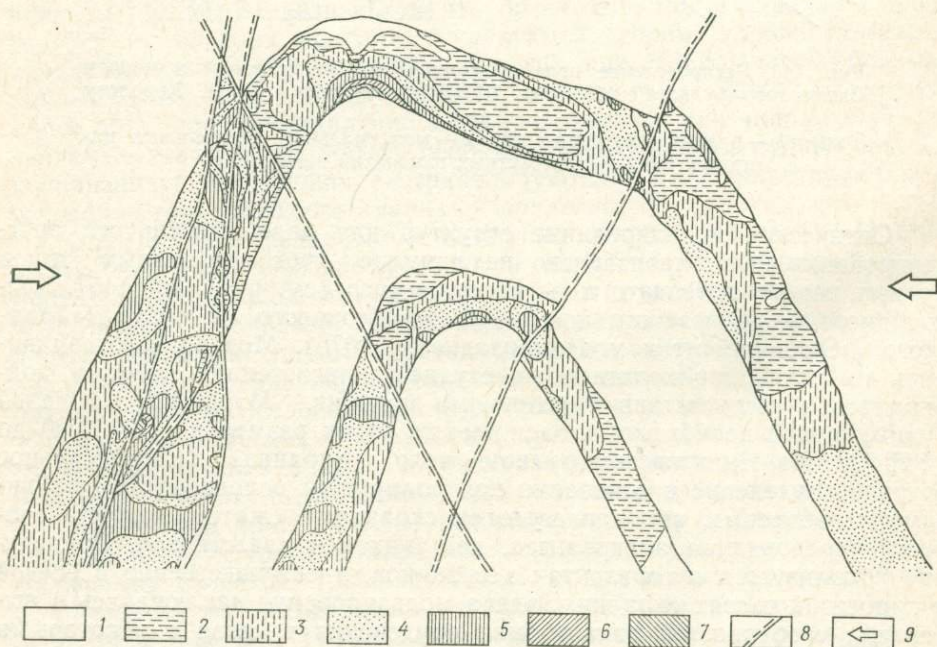


Рис. 145. Распределение касательных напряжений в модели разреза Никитовского ртутного месторождения (по Ш. Д. Фатхуллаеву, В. А. Королеву и др.):
 Максимальные касательные напряжения: 1 — отсутствуют; 2, 3 — слабые; 4, 5, 6 — умеренные; 7 — сильные; 8 — линии разрывных нарушений, 9 — направление активных сжимающих усилий в период рудоотложения

ли складки в горизонтах песчаников возникают тектонические напряжения более высокие (в 1,2—1,4 раза), чем напряжения в остальной пластичной части разреза. Максимальные касательные напряжения достигают наибольших значений во внутренних частях свода антиклинали и вблизи пересечений горизонтов песчаников продольными секущими разломами; они возрастают также в местах сближения или взаимного пересечения этих нарушений. Установленные тектонофизические закономерности локализации ртутных руд, хорошо увязывающиеся со структурными и литологическими особенностями строения, позволяют прогнозировать обнаружение скрытых рудных залежей на площади Никитовского рудного поля.

Поляризационно-оптический метод перспективен, так как получаемые при этом выводы хорошо согласуются с результатами структурно-петрофизического анализа, которые могут быть положены в основу математического моделирования структур рудных полей и месторождений.

При моделировании используются и другие материалы. Так, например, производят тектонофизическое моделирование разрывов, развитых в разнородных породах на золоторудных полях Закавказья с целью выявления их морфологии и ориентировки; анизотропная среда в модели была представлена влажной глиной и канифолью («Эксперимент и моделирование...», 1976).

Моделируются также структурные условия послерудных преобразований рудных тел, например, моделирование на эквивалентных материалах процесса пластических преобразований жильных тел в зонах смятия среди флишоидных толщ. Установлено, что при деформации вязкой пластины в менее вязкой среде с возрастающей интенсивностью наблюдается последовательное изменение ее формы на складкообразную (птимигматитовую), четковидную и линзовидную («Эксперимент и моделирование...», 1976).

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Математическое или кибернетическое моделирование связывает явления различной физической природы, которые имеют одинаковую форму уравнения, описывающего процессы, т. е. оно основано на математическом подобии. В этой группе известны четыре модели: 1) аналоговые, которые исследуются на аналоговых вычислительных машинах, 2) цифровые, рассчитываемые при помощи ЭВМ, 3) структурные, разрабатываемые на электронно-моделирующих установках и 4) функциональные или кибернетические модели. Рассмотрим в качестве примера первый тип моделирования.

Моделирование методом ЭГДА на аналоговых электрогидродинамических устройствах применено для воспроизведения условий образования гидротермальных месторождений, в том числе для медноколчеданных месторождений («Эксперимент и моделирование...», 1976). Метод ЭГДА основан на математической аналогии между фильтрацией жидкости в пористой среде (по закону Дарси) и электрического тока в проводнике (по закону Ома), что позволяет моделировать фильтрационный поток при помощи электрического тока. Модели изготавливаются из электропроводной бумаги с соблюдением соответствия гео-

метрических параметров, фильтрационных характеристик и граничных условий в анализируемой области фильтрации и на модели. Решение задач производится на электрогидроинтеграторах и сводится к построению гидродинамической сетки, состоящей из линии равных напоров и линий тока. Гидродинамическая сетка дает пространственное представление о строении потока растворов и по ней рассчитываются основные характеристики: градиенты напоров, скорости фильтрации и расходы потока. При помощи палеогидродинамического моделирования была проанализирована обстановка и условия рудоотложения на медноколчеданных месторождениях для Т-образных рудных тел, локализованных под экранами. Кроме того, были раскрыты причины возникновения раздувов линзовидных тел на участках перегибов рудовмещающих зон рассланцевания и условия рудоотложения на границах сред с разной проницаемостью, например, под различными экранами, на границе низкопроницаемых сред с перекрывающими высокопроницаемыми, что возможно при отложении гидротермально-осадочных руд в области сочетания литифицированных осадков и нелитифицированных водонасыщенных осадков и вод бассейна осадконакопления.

При рассмотрении гидродинамического режима фильтрации рудоносных растворов трещинных структур, обычных для локализации рудных столбов (например, золоторудных месторождений) методами аналогового моделирования (методом ЭГДА) и аналитического расчета показало, что на участках изгибов трещин, их разветвлений, апофиз, участков брекчирования и экранирования происходит падение напора и относительных скоростей фильтрации потока растворов по сравнению с зонами стволовой фильтрации, представляющих собой трещины с параллельными ограничениями. Подобная трансформация состояния раствора, возможно, наряду с другими физико-химическими факторами приводит к выпадению рудного вещества. Порядок изменения гидродинамических характеристик зависит от морфологических особенностей трещинных структур. В настоящее время, как видно из приведенных примеров, реконструкция геолого-структурных условий образования месторождений полезных ископаемых все теснее увязывается с моделированием физико-химических условий рудоотложения.

ГЛАВА 31. КОМПЛЕКСНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ — ОСНОВА ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ТЕЛ

Под структурным анализом рудных полей и месторождений понимается рациональный комплекс методов, применяемых при изучении геологических структур этих рудоносных площадей. Выбор такого комплекса зависит от степени изученности рудного поля или месторождения, освещенности их глубоких горизонтов (корневых частей), геофизических данных, характера обнаженности, вскрытия буровыми скважинами и горными выработками, структурно-формационно-фациальных особенностей рудоносных комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, генетического типа рудоконтролирующих структур и соответственно структурно-морфологических особенностей месторождений, а также от стадий геологоразведочных работ (поиски — общие, детальные или поисково-оценочные работы; разведка — предварительная, детальная или эксплуатационная).

При выборе рационального комплекса структурных исследований следует иметь в виду, что некоторые из них обязательны независимо от генетического типа геологических структур и рудоносных комплексов. Это относится, в первую очередь, к детальной геолого-структурной съемке и сопровождающих ее геофизических, геохимических, петрографических и минералогических исследований, дешифрированию фотогеологических материалов, документации горных выработок и буровых скважин, структурно-минералогическому картированию рудных тел, к таким новым методам структурного анализа, как петрофизический, структурно-петрофизический и тектонофизический, а также к математическим методам обработки большого количества полученных данных с использованием ЭВМ.

Вместе с тем выбор ряда методов определяется генетическим типом геологических структур и месторождений, структурно-формационно-фациальными и другими особенностями рудоносных комплексов. К таковым относятся методы анализ: палеофациальных осадочных комплексов, палеовулканологический, структурно-петрологический интрузивов и парагенетический анализ минералов, применяемый для метаморфических комплексов. Морфогенетический анализ может быть использован при достаточном освещении глубоких горизонтов рудных полей и месторождений данными геофизических исследований, а также вскрытии их большим количеством буровых скважин, результаты которых на верхних горизонтах проверены горными выработками.

Анализ трещинной тектоники наиболее эффективен на трещинно-жилых рудных полях и месторождениях, но он производится и при изучении других типов рудоносных структур, которые характеризуются развитием трещиноватости. Применение микроструктурного анализа ограничено определенными типами пород, содержащих ориентированные минералы, такие, как кварц, слюда или кальцит, реже другие. К тому же этот метод трудоемок, но как вспомогательный, иногда контрольный, он используется в сочетании с другими методами, в первую очередь, со структурно-петрофизическим анализом, не имеющим таких ограничений.

Данные структурных исследований позволяют произвести историко-генетический и геодинамический анализ рудоносных структур. Историко-генетический анализ, применяющийся уже давно, позволяет выявить как основные этапы формирования геологической структуры (дорудный, рудный и послерудный), так и меньшие интервалы времени истории развития структуры, которые особенно важны для рудного этапа, когда проявляется несколько стадий деформаций и минералообразования. В последние годы помимо кинематики этих процессов стараются выявить геодинамику каждого этапа и даже стадии формирования рудоносной структуры и отдельных ее элементов, что важно при выявлении обстановки, благоприятной для рудоотложения.

Венцом структурных исследований является моделирование геологических структур рудных полей и месторождений, а также структурных условий рудоотложения. Сейчас оно не ограничивается графическим изображением структур, в частности показом структурных поверхностей в изолиниях (карты изогипс или изолонгов) или изготовлением объемно-макетных моделей, в первую очередь блок-диаграмм. Все большее применение находят физические методы, особенно поляризационно-оптический и структурно-петрофизический, а также матема-

тическое моделирование. Благодаря им возможно выяснить геодинамическую обстановку формирования геологической структуры рудного поля и месторождения, а также условий рудообразования.

Комплексный структурный анализ не самоцель, а необходимое условие для успешного проведения поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. К поисковым критериям, как известно, относятся следующие: стратиграфические, тектонические, литологические, геоморфологические, петрологические и петрографические. В учебнике, исходя из анализа многочисленных данных и современных представлений о рудоносных геологических структурах, структурные особенности рудных полей и месторождений рассмотрены довольно широко. Имеется в виду, что рудные поля и участки месторождений сложены преимущественно тем или иным комплексом горных пород (осадочных, магматических, метаморфических). Этим комплексам свойственны определенные типы геологических структур. В соответствии с этим были выделены и охарактеризованы не только тектоногенные, но также тектоно-магматогенные, тектоно-экзогенные и тектоно-метаморфогенные серии структур рудных полей и месторождений. Вместе с тем при изучении структур любого типа большое значение имеет литологический контроль оруденения, для чего исследуются механические, физические и химические свойства горных пород, слагающих рудное поле или участок месторождения.

При таком подходе к рудоносным структурам как региональным, так и локальным, роль структурных критериев приобретает исключительно важное значение при прогнозе поисков новых месторождений на различных стадиях, особенно на стадии детальных поисков, с целью обнаружения скрытых месторождений или рудных залежей и поисково-оценочных работ. В эти стадии поиски проводятся на рудных полях и поэтому для них составляются структурно-прогнозные карты в масштабах 1:25 000—1:10 000. Они представляют собой несколько геолого-структурных карт, на которых произведено графическое обобщение результатов комплексного структурного анализа.

Детальные структурно-прогнозные карты составляются для различных геологических обстановок и генетических типов рудных полей и месторождений, в частности для гидротермальных («Детальные структурно-прогнозные карты...», 1979). В основу методики составления таких карт положена, например, геометризация рудоконтролирующих структур различных геологических поверхностей (стратиграфических, контактовых, тектонических и др.). Эти поверхности изображаются изолиниями: пологие — в изогипсах на горизонтальных проекциях (плановые структурно-прогнозные карты), а крутые — в изолонгах на серии вертикальных продольных проекциях (профильные карты). Для сложных структур составляется комбинация горизонтальных и вертикальных проекций (блоковые карты); такие объемные структурно-прогнозные карты являются основой для проведения глубинных поисков скрытых месторождений и рудных залежей. На детальных структурно-прогнозных картах показывают зоны влияния рудоконтролирующих факторов, например, участки (границы) разлома — разгруженные, притертые или нагруженные, оконтуривают изолиниями однородные участки их значений и дают оценку перспектив рудоносности площади (в прогнозных запасах). Фиксируемые на таких картах зоны сжатия или растяжения хорошо выявляются при геодинамическом анализе структур, основанном на данных тектонофизических и

структурно-петрофизических исследований, сопровождаемых соответствующими схемами.

При разведке, особенно эксплуатационной, не только уточняются структурно-морфологические особенности месторождений, но выясняется внутреннее строение рудных залежей: их зональность, залегание и морфология рудных столбов. Естественно, что здесь на первое место выдвигается структурно-минералогическое картирование и сопровождающие его методы внутрирудной тектоники, микроструктурный анализ и, конечно, изучение рудного вещества современными методами (локального микроанализа и др.).

ЛИТЕРАТУРА

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Вольфсон Ф. И., Яковлев П. Д. Структуры рудных полей и месторождений. М., «Недра», 1975.
- Королев А. В. Структура рудных полей и месторождений. Ташкент, 1962.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд. третье. М., «Недра», 1976.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.
- Атлас структур промышленных типов эндогенных рудных месторождений Средней Азии. Отв. ред. В. А. Королев. Ташкент, 1976.
- Белевцев Я. Н. Структурные условия образования рудных месторождений. Киев, 1961.
- Белоусов В. В. Структурная геология. Изд. 2-е. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Бородаев Ю. С., Еремин Н. И., Мельников Ф. П., Старостин В. И. Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород. М., Изд-во МГУ, 1975.
- Бородаевская М. Б. и др. Колчеданные месторождения мира. М., «Недра», 1979.
- Бородаевский Н. И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценке месторождений золота. — «Труды ЦНИГРИ», вып. 35. М., 1960.
- Великий А. С. Структуры рудных полей (в складчатых областях). Л., Изд-во ЛГУ, 1961.
- Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения. Под ред. Г. Ф. Яковлева. М., Изд-во МГУ, 1978.
- Генезис эндогенных рудных месторождений. Под ред. акад. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1968.
- Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., «Наука», 1978.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975.
- Детальные структурно-прогнозные карты гидротермальных месторождений. М., «Недра», 1979.
- Дружинин А. В. Структуры рудных полей и месторождений. — В кн.: Теоретические основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. М., «Недра», 1968.
- Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л., «Наука», 1967.
- Ермаков Н. П. Структуры месторождений пьезооптических минералов. — «Труды Всесоюз. научно-исслед. ин-та пьезоопт. минерального сырья», т. VII, 1963.
- Иванкин П. Ф. Морфология глубоководных магматогенных рудных полей. М., «Недра», 1970.
- Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М., «Недра», 1965.

- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970.
- Кушнарев И. П. Методы изучения разрывных нарушений. М., «Недра», 1977.
- Лаверов Н. П., Толкунов А. Е. Рудовмещающие структуры палеовулканических областей.— В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., «Наука», 1978.
- Лаумулин Т. М. Редкометалльные структуры в геотектоногенах Казахстана. Алма-Ата, 1977.
- Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., «Наука», 1965.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. I, II. М., «Наука», 1971.
- Мак-Кинстри Г. И. Структура гидротермальных рудных месторождений.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1958.
- Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50 000. Т. I, II. Л., «Недра», 1974.
- Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., «Недра», 1973.
- Невский В. А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М., «Недра», 1979.
- Осипов М. А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М., «Наука», 1974.
- Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Павлинов В. Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. Ч. I. Структурная геология. М., «Недра», 1979.
- Петрусевич М. Н. Воздушная и наземная стереофотосъемка при геологических исследованиях. М., Изд-во МГУ, 1976.
- Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М., «Недра», 1980.
- Попов П. Н. Структура на рудните полета. София, 1979.
- Проблемы металлогении докембрия. Л., «Наука», 1978.
- Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, 1972.
- Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М., «Мир», 1964.
- Пэк А. В. Изучение структур рудных месторождений в процессе их разведки. М., «Недра», 1977.
- Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. Отв. ред. акад. В. И. Смирнов. М., «Наука», 1973.
- Рудные месторождения СССР. Т. I, II, III. Под ред. акад. В. И. Смирнова. М., «Недра», 1978.
- Рудные месторождения США. Т. I, II. М., «Мир», 1972, 1973.
- Сандомирский С. А., Шатагин Н. Н., Старостин В. И. Комплекс программ для обработки на ЭВМ полевых и лабораторных структурных наблюдений.— В кн.: Алгоритмы и программы, вып. 6 (14). М., Изд. ВИЭМС, 1976.
- Святловский А. Е. Структурная вулканология. М., «Недра», 1971.
- Смирнов В. И., Гинзбург А. И., Григорьев В. М., Яковлев Г. Ф. Курс рудных месторождений. М., «Недра», 1981.
- Старостин В. И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М., «Недра», 1979.
- Старостин В. И., Макеева И. Т. Геологические структуры рудных полей и методы их исследования.— В сб.: Итоги науки и техники, вып. 10. М., изд. ВИНТИ, 1980.
- Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969.
- Фрейд Г. М. Типизация и генезис палеовулканов и отрицательных вулcano-тектонических структур.— В кн.: Палеовулканы и вулcano-тектонические структуры. Владивосток, 1971.
- Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, 1976.
- Эндогенное оруденение щитов. Под ред. В. И. Казанского. М., «Наука», 1978.
- Яковлев Г. Ф. Тектоногенные и тектоно-магматогенные структуры рудных полей и месторождений.— «Советская геология», 1968, № 3.
- Bowen R., Gunatilak A. Copper: its Geology and Economics.— In: Applied Science Publishers LTD. London, 1977.
- Gaal G. Structural features of Precambrian, stratobound sulphide—ore deposits in Finland Geological Foreningens. Stockholm Forhandlingare, vol. 99, 1975.
- Geology of Kuroko deposits. Tokio, 1974.

- Grundmann W. H. Geology of the Viburnum N. 27 Mine, Viburnum Trend Southeast Missouri.—«Economic Geology», 1977, vol. 72, N 3.
- Handbook of strata-bound and atlatiform ore deposits, vol. 6. Amsterdam—Oxford, 1976.
- Imai H. Formation of Fissures and their mineralization of the Vein—Type Deposits of Japan.—«J. of the Fac. of engineer», University of Tokyo, 1966, vol. XXVIII, N. 3.
- Kisvarsanyi G. The Role of the Precambrian Igneous Basement in the Formation of the Strata-bound Lead—Zinc—Copper Deposits in Southeast Missouri.—«Economic Geology», 1977, vol. 72, N 3.
- Laing W. P., Marjoribanks R. W., Rutland R. W. R. Structure of Broken Hill Mine Area and its Significance for the Genesis of orebodies.—«Economic Geology», 1978, vol 73, N 6.
- Mineral Deposits of Europe, vol 1. London, 1972.
- Ores and structures. Geologiska Foreningens. Stocholm Forhandlingar. Stocholm, 1977, vol. 99, N 569.
- Problems of ore deposition. Varna, 1974. Vol. 1. Sofia, 1976.
- Routhier P. Les Gesements Metalliferes. Paris, 1963.
- Sharp J. E. Cave Peak a Molybdenum Mineralized Breccia Pipe Complex in Culbertson County, Texas.—«Economic geology», 1979, vol. 74, N 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Часть I. Вводная	5
Глава 1. Определения и исторический обзор	5
Глава 2. Анализ механизма деформаций горных пород	13
Часть II. Геологические структуры рудных полей и месторождений	27
Дорудные геологические структуры	28
Тектоногенная серия структур рудных полей и месторождений	28
Глава 3. Тектоногенные структуры рудных полей	28
Глава 4. Тектоногенные структуры месторождений	50
Тектоно-магматогенная серия структур рудных полей и месторождений	74
Глава 5. Плутоногенные структуры рудных полей	75
Глава 6. Плутоногенные структуры месторождений	87
Глава 7. Вулканогенные структуры рудных полей	94
Глава 8. Вулканогенные структуры месторождений	110
Тектоно-метаморфогенная серия структур рудных полей и месторождений	124
Глава 9. Метаморфогенные структуры рудных полей	125
Глава 10. Метаморфогенные структуры месторождений	135
Глава 11. Тектоно-экзогенная серия структур рудных полей и месторождений	140
Глава 12. Внутрорудные геологические структуры	155
Глава 13. Послерудные геологические структуры	161
Часть III. Методы исследования структур рудных полей и месторождений	167
Глава 14. Детальная геологическая съемка рудных полей и месторождений	167
Глава 15. Геологическое и минералогическое картирование рудных тел	171
Глава 16. Фотогеологические методы при структурных исследованиях	179
Глава 17. Геофизические методы изучения рудоносных геологических структур	183
Глава 18. Морфогенетический анализ магматогенных рудных полей	189
Глава 19. Фациальный анализ осадочных комплексов на рудных полях	193
Глава 20. Детальный палеовулканологический анализ	195
Глава 21. Структурно-петрологический анализ рудоносных интрузивов	202
Глава 22. Изучение рудоносных структур метаморфогенных комплексов	205
Глава 23. Анализ трещиноватости	208
Глава 24. Микроструктурный анализ рудоносных структур	212
Глава 25. Тектонофизический анализ	216
Глава 26. Рудная петрофизика	222
Глава 27. Структурно-петрофизический анализ рудных полей	232
Глава 28. Применение ЭВМ при структурных исследованиях на месторождениях	242
Глава 29. Историко-генетический и геодинамический анализ рудоносных структур	244
Глава 30. Моделирование геологических структур рудных полей и месторождений	252
Глава 31. Комплексный структурный анализ — основа поисков месторождений и рудных тел	264
Литература	268

Георгий Федорович Яковлев
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИИ

Заведующая редакцией *И. И. Шехура*
Редактор *Е. Е. Сура*
Художник *Г. Х. Абрамов*
Художественный редактор
Ю. М. Добрянская
Технический редактор *Е. Д. Захарова*
Корректоры *М. И. Эльмус,*
Л. А. Кузнецова, Т. С. Милякова

Тематический план 1982 г. № 172
ИБ № 1353

Сдано в набор 20.08.81. Подписано к печати 01.02.82. Л-80531. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага
тип. № 1. Гарнитура литературная. Высокая печать. Усл. печ. л. 22,10. Уч.-изд. л. 22,58.
Тираж 3000 экз. Заказ 221. Цена 1 р. 30 к. Изд. № 1376.

Ордена «Знак Почета» издательство
Московского университета,
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.
Типография ордена «Знак Почета» изд-ва МГУ.
Москва, Ленинские горы.

5284