

В.И. Старостин
А.Л. Дергачев
Ж.В. Семинский

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Допущено Министерством образования
Российской Федерации
в качестве учебника по направлению Геология
и специальности Геология

Под редакцией В.И. Старостина



1755-2005

Издательство
Московского университета
2002

Рецензенты:

кафедра полезных ископаемых и их разведки РУДН;
доктор геолого-минералогических наук *В.М. Григорьев*

Издание осуществлено при поддержке фонда
им. академика В.И. Смирнова

ВВЕДЕНИЕ

Курс «Структуры рудных полей и месторождений» представляет собой составную часть учения о полезных ископаемых и тесно связан с курсами, рассматривающими генетические и геолого-промышленные типы месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Вместе с тем этот курс основывается на достижениях структурной геологии. В этом отношении и сегодня весьма актуально звучит определение С.С. Смирнова, что «прикладная геология есть, прежде всего, структурная геология». Смежными областями при исследовании структур рудных полей и месторождений являются также минералогическое картирование, петрографическое, петрохимическое, геохимическое и геофизическое изучение объектов.

В экономических условиях современной России принципы оценки месторождений полезных ископаемых претерпевают существенные изменения в соответствии с требованиями, диктуемыми рыночными экономическими реформами, а также необходимостью экономии ресурсов при поисках и разведке месторождений. Опыт последних десятилетий показывает, что выявление новых месторождений, обнаружение скрытых рудных тел на известных объектах оказываются эффективными только там и тогда, где и когда они базируются на исследованиях геологической структуры рудных полей и месторождений, выявлении структурных факторов, контролирующих оруденение, сравнении исследуемых объектов с известными их аналогами.

Структурные особенности рудных полей и месторождений определяются комплексом геологических факторов. Первая группа включает рудовмещающие и рудоконтролирующие структурные формы и их парагенезисы, определяющие строение рудных объектов. Это многочисленные типы структур тектоногенного генезиса (складчатые элементы, разрывные нарушения — от мелких трещин до крупных сбросов, сдвигов, надвигов, узлы пересечений или разветвлений разрывных нарушений), структурные элементы тектоно-магматогенного (плутоногенного и вулкано-

Старостин В.И., Дергачев А.Л., Семинский Ж.В.

С77 Структуры рудных полей и месторождений: Учебник.
М.: Изд-во МГУ, 2002. — 352 с.
ISBN 5—211—04522—X

На основе структурно-генетической классификации описаны пользующиеся наибольшим распространением типы дорудных структур рудных полей и месторождений. Рассмотрены основные типы внутрирудных и послерудных структур и дана характеристика и типизация рудных столбов. Приведены необходимые сведения из теории деформации применительно к горным породам. Рассмотрены физико-механические и другие свойства горных пород, влияющие на структурные условия локализации рудных тел. Отдельный раздел посвящен некоторым специальным методам изучения структур рудных полей.

Для студентов, изучающих структуры рудных полей и месторождений.

УДК 553.078
ББК 26.325

© Старостин В.И., Дергачев А.Л.,
Семинский Ж.В., 2002

ISBN 5—211—04522—X

генного), тектоно-экзогенного и тектоно-метаморфогенного происхождения. Вторая группа факторов содержит характеристику среды рудоотложения, а именно различные свойства горных пород, в которых формируются рудные поля. К таким факторам относятся физическая анизотропия, прочностные, фильтрационные и другие свойства и, конечно, петрографический и химический состав, определяющий химическую активность вмещающих пород.

К третьей группе факторов, которые необходимо учитывать при изучении рудных полей, нужно отнести структурообразующую деятельность рудоносного флюида, что особенно важно для эндогенных гидротермальных процессов, связанных с функционированием агрессивных растворов, поступавших из коровых или мантийных очагов под большим давлением, с высокой температурой и сложным химическим составом. Деятельность таких активных гидротермальных систем могла вызвать деформацию горных пород, изменение их состава и состояния и, как результат — усложнение структурных форм, созданных в предрудное время.

Сочетание всех этих факторов в различном их проявлении и создает сложный структурный рисунок рудных полей и месторождений, который подчас расшифровывается с большим трудом даже при детальном геологическом изучении. Эти группы факторов в том или ином виде рассматриваются в предлагаемой книге и определяют ее композицию.

Настоящий учебник составлен на основе лекций по соответствующему курсу, читаемых на геологическом факультете Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, а также в Иркутском государственном техническом университете. Он является обобщением накопленного к настоящему времени отечественного и зарубежного опыта в области исследования структур рудных полей и месторождений. Учебник состоит из трех частей. В первой (вводной) части приводятся основные определения (гл. 1) и краткий исторический обзор путей развития структурных исследований рудных объектов (гл. 2), излагаются основные понятия теории деформации (гл. 3) и сведения о физико-механических свойствах горных пород и их влиянии на рудолокализацию (гл. 4). Вторая часть «Геологические структуры рудных полей и месторождений» посвящена классификации и характеристике дорудных тектоногенных, тектоно-магматогенных, тектоно-экзогенных и тектоно-метаморфогенных структур, рассмотрению роли внутрирудных и послерудных деформаций (гл. 5—9). В третьей части «Методы исследований структур рудных полей и месторождений» рассматриваются некоторые приемы структурных исследований на рудных полях и месторождениях.

При подготовке данной работы, в которой структурные особенности рудных полей и тел рассмотрены на примере большого числа месторождений, авторы использовали не только данные, опубликованные преимущественно в последние 10—15 лет в отечественной и зарубежной литературе, но и собственный опыт. При подборе примеров выбор делался в пользу крупных, хорошо описанных в литературе или недавно открытых новых месторождений, а также объектов, используемых в качестве примеров в разных разделах курса «Геология полезных ископаемых», читаемых студентам геологических специальностей университетов на младших курсах.

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ
И ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Структура — это пространственное расположение и взаимоотношения комплексов горных пород, которые чаще всего являются результатом тектонических движений, изменения первичного залегания горных пород в связи с их деформациями и другими явлениями. Тела, сложенные различными горными породами, называют формами залегания горных пород, или структурными формами, или же просто структурами. В зависимости от механизма образования структур они могут быть подразделены на первичные, т.е. образовавшиеся одновременно с формированием самой породы (пласты, лавовые потоки, экструзивные купола, штоки, дайки и др.), и вторичные, возникшие в результате последующих деформаций первичных структурных форм (складки, кливаж, трещины, разломы разных типов).

Структурный контроль оруденения — это закономерная приуроченность тел полезных ископаемых к определенным структурным элементам или их комбинации в сочетании с благоприятными или неблагоприятными для рудоотложения породами. Такие структуры называют рудоконтролирующими. В.И. Смирновым (1976) они подразделяются на рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие.

Рудоподводящими являются геологические структуры, которые могут рассматриваться в качестве каналов, определявших места поступления рудоносных расплавов или растворов. Такую роль могли играть крупные разломы, вдоль которых располагаются скопления месторождений, или пласты, толщи пород, благоприятных для циркуляции растворов. Сами рудоподводящие структуры могут не вмещать рудных тел, но чаще всего они несут признаки циркуляции рудоносных растворов в виде гидротермально измененных пород или непромышленной рассеянной минерализации.

Рудораспределяющими называются геологические структуры, по которым рудоносные растворы могли отводиться от рудоподводящих структур непосредственно на участки рудоотложения.

В таком качестве могут выступать, например, разрывы, сопрягающиеся с рудоподводящим каналом.

Рудовмещающими являются геологические структуры, которые непосредственно вмещают рудные тела, определяют их форму, размеры и особенности строения.

Структурные факторы, контролирующие оруденение, могут быть региональными и локальными. К первым относятся складчатые зоны, глубинные разломы и т.д., а ко вторым — сравнительно локальные, мелкие геологические структуры, масштабы которых сопоставимы с масштабами месторождений и рудных полей. Именно такие локальные факторы структурного контроля являются основным предметом рассмотрения.

Во многих случаях геологические структуры, определяющие облик месторождений и рудных полей, образуются в результате взаимодействия различных геологических процессов и развиваются в течение длительного времени в несколько крупных этапов и, таким образом, являются полигенными и полихронными (Смирнов, 1976). Практически на всех месторождениях и рудных полях рудоконтролирующие структуры формируются значительно дольше, чем происходит собственно образование тел минерального сырья. Для многих из них формирование таких структур начинается до начала рудообразующих процессов, продолжается на фоне рудообразования и завершается после накопления вещества рудных тел. Понять такую структуру — это прежде всего понять смену и последовательность геологических событий на данной территории. Таким образом, в истории формирования наблюдаемых в настоящее время рудоносных геологических структур могут быть выделены дорудный, внутрирудный и послерудный этапы и соответственно дорудные, внутрирудные и послерудные структуры.

Наиболее важное значение для образования эпигенетических, особенно эндогенных, месторождений полезных ископаемых имеют дорудные структуры, которые определяли пути поступления минерального вещества, места его локализации. Внутрирудные структуры имеют незначительный масштаб, хотя и имеют важное практическое и теоретическое значение, поскольку влияют на условия локализации, строение и состав как целых месторождений, так и отдельных рудных тел. Дорудные и внутрирудные структуры обеспечивают во времени и пространстве накопление полезных ископаемых и контролируют рудную минерализацию. В настоящем курсе основное внимание будет уделено именно таким структурам. Послерудные деформации лишь вызывают трансформацию первичных геологических структур, к которым приурочены рудные поля и месторождения, и приводят к разобщению (чаще всего незначительному) частей уже сформировавшегося рудного тела.

Рудным телом, или залежью полезного ископаемого, по В.И. Смирнову (1976), называется локальное скопление природного минерального сырья, приуроченное к конкретному структурно-геологическому элементу или комбинации элементов. Рудное тело должно иметь единый контур и определенную форму. Промышленный контур рудного тела характеризуется кондиционным содержанием полезного компонента, но в некоторых случаях рудные тела могут иметь естественные контуры, совпадающие с некоторыми структурными элементами.

В рудных телах часто выделяются участки, где руды отличаются наиболее высоким качеством. Они получили название «рудные столбы». Структура рудного тела — это совокупность структурных элементов, обусловивших распределение продуктивных минеральных ассоциаций в его пределах, и в первую очередь определивших позицию, залегание и форму рудных столбов, а также положение и взаимоотношение блоков рудных тел, тектонически разорванных и смещенных в пострудный этап.

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 его локализацию (Крейтер, 1956). Такими элементами могут являться пластовые и складчатые формы, разрывные нарушения, трещиноватость, расщепление, вулканические и интрузивные формы и т.д. В понятие структуры месторождения входит и определенное сочетание, и пространственное распределение пород и руд, различающихся по физико-механическим свойствам, способности к трещинообразованию, проницаемости и пористости, а также по составу и способности вступать в химические реакции с рудоносными растворами.

Понятие «рудное поле» было введено в геологическую литературу еще в XIX в. А.Г. Бетехтин (1939) понимал под рудным полем совокупность месторождений, генетически связанных с каким-либо массивом изверженных пород, вскрытым на поверхности или залегающим вблизи него. Д.И. Шербаков (1945) определял рудное поле как совокупность генетически связанных между собой рудных проявлений, сравнительно тесно сгруппированных в пределах определенной площади в прямой зависимости от особенностей ее строения. По П.Ф. Иванкину (1975) рудное поле — это совокупность генетически родственных тел (месторождений), пространственно сближенных благодаря совокупности факторов, определяющих эту сближенность.

Наиболее полное определение рудного поля дал В.М. Крейтер (1956) — основоположник научного изучения структур рудных полей в нашей стране. Это определение с некоторыми изменениями представляется наиболее приемлемым.

Под рудным полем понимается небольшой участок земной коры, включающий серию пространственно сближенных, генетически родственных, структурно связанных и близких по времени образования месторождений полезных ископаемых. Площадь рудного поля обычно составляет 10—100 км², но может быть и больше, что обусловлено типом оруденения. Рудные поля осадочных месторождений занимают большие площади по сравнению с гидротермальными. Рудные поля бывают приурочены к конкретным геологическим структурам (крупным антиклиналям, интрузивным массивам, стратовулканам и др.). В качестве границ рудных полей должны рассматриваться некоторые дорудные геологические структуры (дайки, разломы и др.). На ранних стадиях изучения рудного поля его границы устанавливаются условно. Под структурой рудного поля в дальнейшем понимается совокупность структурных элементов (в исторической последовательности развития), которые повлияли на размещение, локализацию и характер месторождений, связанных общностью происхождения (Крейтер, 1956).

Внутреннее строение рудных полей определяется тектоническими элементами рудоносных участков земной коры. По этой причине иерархия рудных подразделений, образующих рудное поле, обусловлена иерархией соответствующих им структурных элементов (табл. 1.1).

Образование рудных полей и месторождений является сложным геологическим процессом, в котором могут участвовать тектонические движения, тепловые и флюидные потоки, метаморфические, экзогенные процессы. От их проявления и сочетания зависят строение (структура) рудных полей, их положение в геологическом пространстве и минеральный состав руд.

Главными факторами, определяющими структуру рудных полей, являются: 1) тектонические, магматические, метаморфические и экзогенные процессы; 2) физико-механические свойства, состав и строение рудовмещающей толщи; 3) структурообразующая деятельность рудоносного флюида.

Тектонические процессы создают складки, разломы и другие элементы строения, в которых могут локализоваться рудные тела. Кроме того, они могут существенно изменить структуры созданных ранее рудных полей. Магматическая деятельность приводит к образованию интрузивных (плутонических) или вулканических тел, также являющихся рудовмещающими и рудоконтролирующими. В процессе метаморфизма существенно изменяются залегание и строение рудных тел и могут формироваться новые месторождения, структуры которых подчиняются строению метаморфических толщ. Экзогенные процессы определяют структуры месторождений осадочных, выветривания, рос-

сыпей и других генетических типов рудных полей. Сочетание геологических элементов, созданных перечисленными геологическими процессами, в каждом конкретном случае определяет общий рисунок рудного поля.

Таблица 1.1
Таксономический ряд металлогенических подразделений

Металлогенические подразделения	Тектонические подразделения
Планетарный металлогенический пояс (планетарная металлогеническая система)	Планетарный складчатый пояс, кратон, его часть, система террейнов
Металлогеническая провинция	Складчатая система, синеклиза, шит, срединный массив, вулканоген, вулканический пояс, террейн первого порядка
Региональный металлогенический пояс	Часть складчатой области, террейн второго порядка
Рудный район	Часть вулканического или плутонического пояса (ареал, звено)
Рудная зона	Антиклинорий, синклинорий, региональный разлом или его звено
Рудный узел	Часть синклинория, антиклинория, толща, свита, группа вулканических построек (вулканарий), разломный узел (региональный)
Рудное поле	Группа складок, разломный узел (локальный), вулканическая постройка (кальдера, крупная впадина), лакколит, интрузивный купол, пачка
Месторождение	Крупная складка, локальный разлом, шток, группа пластов, покров вулканитов
Рудное тело	Замок, крыло складки, группа трещин, некк, дайка, апофиза, пласт

Физико-механические свойства вмещающих пород влияют на характер их деформации, условия прохождения рудоносных растворов и отложения рудного вещества, что наряду с другими факторами определяет строение рудных полей, месторождений и рудных тел.

В последние годы при изучении структур эндогенных рудных полей большое внимание уделяется структурообразующей деятельности рудоносного флюида, в частности гидротермального раствора. Он представляет собой активную природную систему. В процессе своей деятельности, которая может длиться несколько десятков миллионов лет, этот флюид существенно изменяет состав вмещающих пород. Кроме того, как глубинная система теплоэнерге-

тической природы, связанная с перемещением вещества и энергии, флюидная система имеет тенденцию к созданию симметрии конуса с закономерным распределением вещества в его пределах. Если бы эта система реализовалась в месторождение в абсолютно изотропной среде, то произошло бы равномерное распределение рудного вещества в пределах месторождения. Однако на процессы движения флюида и отложения рудного вещества влияют созданные ранее структурные элементы — складки, разломы, магматические тела. Поэтому в распределении рудного вещества обнаруживается, с одной стороны, явная рудоконтролирующая роль различных тектонических элементов, с другой — некоторая упорядоченность в размещении минеральных скоплений (отдельных минералов и их агрегатов) внутри рудных тел, обусловленная структурообразующей деятельностью рудоносного флюида.

Таким образом, строение рудного поля отражает сочетание многих условий и процессов, определяющих характер геологической среды и свойства минерализующего флюида. Изучение глубоких горизонтов месторождений, которые эксплуатируются много лет, позволило наблюдать изменение их структуры в интервале нескольких сотен метров и даже первых километров. Установлено, что имеются значительные различия в строении верхних (фронтальных) и нижних (корневых) горизонтов. Так, жильные рудные тела выполнения полостей с глубиной могут переходить в пластово-жильные и метасоматические залежи. Нижние горизонты содержат как рудовмещающие, так и рудораспределяющие структурные элементы. Однако, несмотря на различия в строении отдельных частей рудных полей, существует один или группа структурных элементов, которые определяют строение и форму организации всей рассматриваемой системы как единства устойчивых взаимосвязей ее элементов.

Положение рудных полей и месторождений в земной коре определяется многими факторами, в частности приуроченностью к крупным тектоническим элементам Земли (складчатым поясам, платформенным областям), а в их пределах — к тектоническим формам более высоких порядков: антиклиналям, синклиналям, крупным разломам, антеклизам, синеклизам и др. Кроме того, рудные поля и месторождения связаны с ареалами проявления магматизма различного состава, метаморфизма или рудообразующих экзогенных процессов. Формирование их и положение в земной коре обусловлено также приуроченностью к различным элементам литосферных плит: конвергентным или дивергентным границам, трансформным разломам, террейнам, существовавшим в период рудообразования. Место рудных полей и месторождений в общем иерархическом ряду металлогенических подразделений показано в табл. 1.1.

Глава 2

РАЗВИТИЕ УЧЕНИЯ О СТРУКТУРАХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формы рудных тел некоторых месторождений, условия их залегания, детали внутреннего строения были известны еще древним рудознатцам. В первых печатных работах в России сведения по структурным особенностям месторождений появились в XVII—XVIII в. в трудах В.И. Генина, В.Н. Татищева, а затем М.В. Ломоносова, который рассматривал жильные месторождения и описывал образование рудных столбов, выклинивание жил, их внутреннее строение.

В конце XVIII — начале XIX в. с появлением корпуса горных инженеров работы по изучению структурных черт месторождений полезных ископаемых существенно расширились, что нашло отражение в трудах профессоров Д.И. Соколова, Г.Е. Шуровского и др. Появились новые данные о закономерностях размещения рудных столбов, о взаимоотношениях рудных тел с интрузивами и дайками. Большое влияние на развитие работ по изучению месторождений и рудных районов оказало создание в 1882 г. Геологического комитета. Углубленному исследованию структур рудных полей способствовало проведение геолого-съёмочных работ, а также организация службы рудничной геологии. К наиболее важным работам этого периода относятся такие, как изучение трещинных рудоносных структур (Н.К. Высоцкий), исследование структур магматогенных месторождений Урала (А.Н. Заварицкий), рудных месторождений Закавказья (Л.К. Конюшевский, Е.С. Федоров), золоторудных месторождений Сибири и Алтая (В.А. Обручев).

Целенаправленное изучение структур рудных полей и месторождений в России началось в 30-е годы XX в. Эти исследования проводились на базе старых горно-рудных районов и вновь выявленных месторождений: меди и никеля в Норильском районе, свинца и цинка в Средней Азии, железа в КМА, апатитов в Хибинах и др. В.А. Обручев показал, что успех при поисках и разведке зависит, прежде всего, от качества изучения тектоники. Широко известны труды таких ученых, как В.К. Котульский, Д.И. Щербаков, И.Ф. Григорьев. К первому совещанию по методике изучения структур рудных полей и месторождений (Ленинград, 1936) появились обобщающие работы. А.В. Королевым (1936) впервые в СССР для студентов Среднеазиатского политехнического института был прочитан специальный курс «Структу-

ры рудных полей и месторождений», предложена классификация этих структур.

А.Г. Бетехтин (1938) уточнил понятие «рудное поле», А.Е. Ферсман показал необходимость изучения геохимических процессов в совокупности с тектоническими. В предвоенные годы различными авторами большое внимание уделяется развитию методов изучения структур рудных полей и месторождений. Именно в это время А.В. Пэком (1939) был разработан анализ трещинной тектоники на рудных полях и широко внедрена в практику структурных исследований методика микроструктурного анализа.

Важной вехой в развитии учения о структурах рудных полей были работы В.М. Крейтера, не утратившие своего значения и в настоящее время. Предложенная им в 1940 г. систематика структур рудных месторождений принята за основу многих более поздних классификаций. В.М. Крейтер (1940, 1941) выделил следующие группы структур рудных месторождений: складчатые, разрывные перемещения, трещинные, комбинированные, магматической стадии дифференциации и позднемагматической стадии развития интрузивов. Детальное описание структурных групп и типов приведено им в книге «Структуры рудных полей и месторождений», вышедшей в 1956 г. и позже переизданной. В ней рассмотрено происхождение деформационных структур, показана их рудоподводящая, рудораспределяющая и рудоконтролирующая роль. Большое значение для понимания геолого-структурных обстановок рудолокализации имели труды С.С. Смирнова, в том числе работы по изучению полиметаллических месторождений Забайкалья.

Детальная классификация структур эндогенных месторождений на структурно-морфологической основе была разработана в 1955 г. Ф.И. Вольфсоном, изучавшим рудные месторождения Средней Азии, Забайкалья и других регионов. Он выделил гидротермальные месторождения, относящиеся к складчатым и трещинным структурам. В каждую из этих групп входят структурные типы месторождений и рудных тел, определяющиеся строением рудоносных складок или разрывов.

Классификацию структур эндогенных месторождений в 1954 г. предложил В.И. Смирнов, выделивший 6 групп и 20 типов. Более детально он описал типы структур рудных полей в учебнике «Геология полезных ископаемых» (1976).

Существенно новые результаты по изучению структур рудных полей и месторождений были получены в 60—70-е годы, что обусловлено интенсивным развитием детальных разведочных и эксплуатационных работ, исследованием глубоких горизонтов рудных объектов и применением более широкого комплекса методов (геофизические, петрофизические, геохимические работы и др.).

Этот период характеризуется изучением структур месторождений разных генетических типов, в том числе карбонатитовых, пегматитовых, метаморфогенных, экзогенных, что нашло отражение в работах А.И. Гинзбурга (1961), Я.Н. Белевцева (1961), Ф.И. Вольфсона и Е.И. Некрасова (1968), Л.И. Лукина (1960), А.В. Дружинина (1968), В.И. Казанского (1972), В.А. Невского (1978) и других исследователей. Большие успехи были достигнуты в эти годы в изучении структурных особенностей эндогенного оруденения, залегающего в тектоно-магматогенных структурных формах, в том числе в вулканических постройках различных типов. Детальное изучение рудоносных вулканических систем Средней Азии, Алтая, Урала, Восточной Сибири, Дальнего Востока, Северо-Востока страны позволило выделить главные типы вулкано-тектонических структур и определить закономерности локализации в них месторождений свинца, цинка, олова, вольфрама, молибдена, железа, флюорита, урана. Этой проблеме посвящены работы В.Н. Котляра (1965), Н.П. Лаверова (1962), Г.Ф. Яковлева (1968), Г.Н. Щербы (1968), авторов настоящей работы и других исследователей. Были выделены и описаны тектонические, тектоно-вулканические, тектоно-плутонические группы структур рудных полей, включающие разнообразие структурные типы. Зарубежными исследователями были изучены месторождения и рудные поля в вулканических поясах Северной и Южной Америки, среди которых крупнейшие месторождения золота, серебра, олова и других металлов.

Продолжалось углубленное изучение механизма формирования рудоносных структур и этапности этого процесса с широким привлечением методов тектонофизики, разработанных М.В. Гзовским (1975), В.Д. Парфеновым (1984) и другими исследователями, а также материалов по физико-механическим и химическим свойствам рудовмещающих толщ. В.И. Старостиным (1976) активно развивается новое структурно-петрофизическое направление в геологическом цикле науки, охватывающее проблемы геодинамики, петрофизики рудных полей на основе палеотектонических реконструкций.

К этому же периоду относится появление методических руководств: «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений» (1960), «Комплексные геолого-геофизические исследования рудных районов» (Аристов и др., 1969), «Микроструктурный анализ» (Лукин, Чернышев, Кушнарев, 1965), а также учебных пособий по структурной геологии Г.Д. Аджирея (1956), В.В. Белоусова (1971), Н.А. Елисеева (1967) и др. Вышли в свет важные учебные пособия по структурам рудных полей и месторождений (Вольфсон, Яковлев, 1975; Пэк, 1977; и др.).

В 80—90-е годы на базе развития современных методов исследований (тектонофизического, структурно-петрофизического и др.) разрабатывается новая геодинамическая классификация рудных полей и месторождений (Старостин, 1988), исследуются взаимосвязи геологических структур с гидродинамическими и физико-химическими условиями рудообразования на различных глубинных уровнях. К этому времени относятся также фундаментальные работы В.И. Казанского (1982, 1988) по рудоносным структурам докембрия. Публикуется серия монографий по структурам рудных полей и месторождений различных видов сырья (Макеев и др., 1983; и др.), рудоносным структурам определенных типов (Фролов, 1994; и др.), моделям месторождений отдельных регионов (Семеновский и др., 1994; и др.).

Более углубленно разрабатываются рудно-петрофизический анализ, палеофациальный анализ вулканогенных рудоносных комплексов и другие методы исследований. Продолжает совершенствоваться классификация структур рудных полей и месторождений и публикуются новые учебники по этой тематике (Яковлев, 1982), учебные пособия по отдельным методам структурных исследований (например, Старостин и др., 1994), а также руководства по изучению структур рудных месторождений различных типов (Лукин, 1986). Заметным явлением конца 80—90-х годов стало начало моделирования рудных месторождений в ЦНИГРИ и публикация серии «Модели месторождений благородных и цветных металлов», где среди прочих аспектов рассматриваются и структурные вопросы.

Традиционно большое внимание структурным вопросам уделяется в работах зарубежных исследователей рудных месторождений, особенно геологов британской геологической школы (США, Канада, Австралия, Великобритания). Наиболее активно ими обсуждаются структурные вопросы локализации жильных месторождений в докембрийских комплексах, вулканогенных колчеданных месторождений (Франклин и др., 1984), медных и молибденовых месторождений порфирирового типа (Титли и др., 1984; Уайт и др., 1984), а также месторождений в трубках взрыва (Силлитое, 1985) и др. Большое внимание структурным проблемам уделяется в издаваемой в Канаде серии «Модели рудных месторождений» (Ore Deposit Models).

Таким образом, к настоящему времени учение о структурах рудных полей и месторождений сформировалось как самостоятельная ветвь науки о месторождениях полезных ископаемых.

Успехи, достигнутые в изучении структур рудных полей в 80—90-е годы XX в., обусловлены двумя причинами. Во-первых, в результате многолетних эксплуатационных работ на ряде крупных месторождений никеля и платины (Норильская группа), полиме-

таллов (Рудный Алтай, Приморье), колчеданных руд (Южный Урал), золота и урана (Забайкалье, Средняя Азия), железа (Кривой Рог, Ангаро-Илимский район), алмазов (Якутская провинция) появилась возможность изучить глубокие горизонты и фланги рудных полей, т.е. наблюдать объемную картину их строения. Тем самым были получены материалы по вертикальной и горизонтальной зональности, установлены не только рудовмещающие, но и рудоподводящие структурные элементы, наблюдаемые в коренных зонах рудных полей. Во-вторых, при детальном картировании рудных полей применялся широкий комплекс методов, включавший геолого-структурное и минералого-геохимическое картирование, структурно-геофизические методы, дешифрирование аэро- и космоснимков, морфоструктурный анализ, специальные петрофизические исследования.

На основании этих работ для многих типов месторождений были получены объемные структурные (статические) и историко-генетические (ретроспективные) модели. Это позволило установить историю формирования структур рудных полей, пути движения рудоносных растворов, условия отложения рудного вещества и генезис ряда месторождений. С помощью тектонофизических и геодинамических методов анализа было установлено, что многие крупные рудные поля и месторождения имеют длительную историю развития и сложный генезис рудоносных структур, т.е. являются полихронными и полигенными. Их формирование начиналось в доаккреционный период и завершалось на постаккреционных этапах эволюции земной коры.

Отличительной особенностью настоящего этапа изучения структур рудных полей является комплексный подход к этой проблеме, что достигается применением в необходимом сочетании ряда методов, а именно геолого-структурного и минералого-геохимического картирования, специальных методов (изучение трещинной тектоники, микроструктурный анализ), горно-буровых работ, дистанционных методов (дешифрирование аэро- и космоснимков), морфоструктурного анализа рельефа, структурно-геофизических методов.

Важно отметить, что широко внедряются методы математического моделирования с применением электронно-вычислительной техники. Это значительно облегчает обработку огромного фактического материала, особенно по трещинной тектонике, накопленного при изучении многих месторождений нашей страны. Разработаны и внедрены в практику научных исследований компьютерные технологии, позволяющие воспроизвести объемную картину строения рудных полей и месторождений на основании использования данных всех перечисленных выше методов.

Глава 3

НЕКОТОРЫЕ ПОНЯТИЯ ИЗ ТЕОРИИ ДЕФОРМАЦИИ

Под воздействием различных сил тела горных пород подвергаются изменениям, или деформируются. При этом нарушается первичное залегание горных пород и образуются новые структурные формы. Эти процессы протекают по известным физическим законам.

3.1. ДЕФОРМАЦИЯ И ЕЕ ВИДЫ

Деформация — это изменение формы и (или) объема тела под действием внешних сил.

Эти изменения могут принять одну из четырех возможных форм: 1) трансляция, т.е. изменение положения; 2) вращение, т.е. изменение ориентировки; 3) искажение, т.е. изменение формы; 4) дилатация, т.е. изменение объема.

Примерами, в которых те или иные из этих изменений преобладают, являются перемещение практически ненарушенных надвиговых покровов, наклоны блоков пород по разломам, уплощение гальки и изменения объема пород, сопровождающие уменьшение их пористости. Все четыре типа явлений имеют место при формировании наблюдаемых в природе геологических структур. В результате тело горных пород изменяет свою форму, объем, положение в пространстве или ориентировку, т.е. деформируется.

Однородные и неоднородные деформации. Если выделить в массиве горных пород некоторое тело, то после деформации его положение, ориентировка и особенно форма изменятся относительно первоначальных (рис. 3.1). Первоначально прямые линии станут криволинейными, исходные плоскости — неровными поверхностями, параллельные линии и плоскости в выделенном теле больше не будут параллельными после деформации. Такая деформация получила название неоднородной. С ней связано, в частности, появление некоторых типов трещин отрыва, трещин сплющивания, разнообразных деформаций расслоенных пород, тектоническое разлинзование сравнительно хрупких пород, переслаивающихся с более пластичными образованиями в структурах типа будинаж.

В последнем случае, например, слои более пластичных пород под действием сжатия несколько расплющиваются, уменьшаясь в мощности, но увеличиваясь по площади распространения. В то же время слои более хрупких пород под воздействием этих рас-

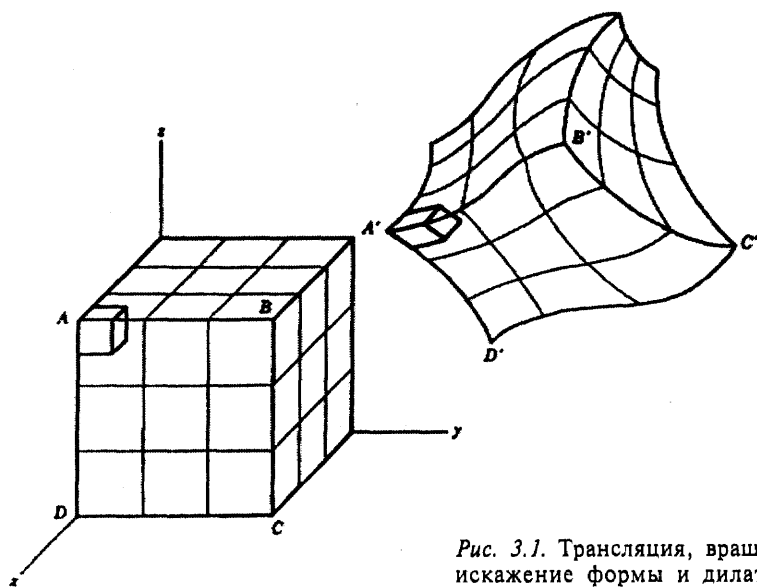


Рис. 3.1. Трансляция, вращение, искажение формы и дилатация куба

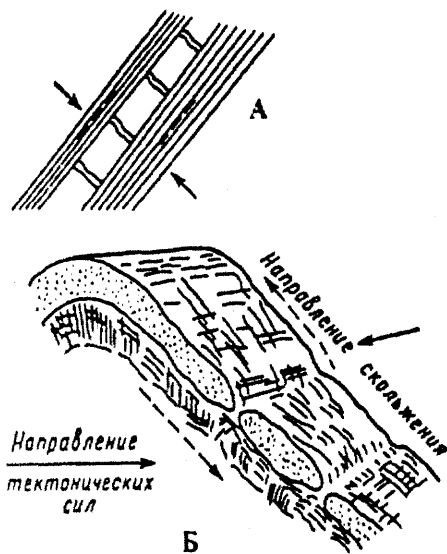


Рис. 3.2. Неоднородная деформация при складкообразовании (по Э. Клоосу).

А — образование трещин отрыва в слое относительно жестких пород, заключенных между более пластичными породами; Б — разлинзование пласта хрупких пород с образованием структуры будиная

текающихся масс пластичных пород разрываются, образуя системы трещин отрыва (рис. 3.2).

Однако если в пределах исходного деформируемого тела выделить малую часть его (например, маленький кубик в углу большого куба на рис. 3.1), то в ее деформированном эквиваленте прямые линии остаются прямыми, сохраняются плоские поверхности, а параллельные линии и плоскости все еще остаются параллельными. Такая деформация названа однородной. При формировании геологических структур проявляются как однородная, так и неоднородная деформации.

Все теории деформационных свойств любых материа-

лов относятся к однородным деформациям. При анализе неоднородной деформации необходимо сначала найти такие элементарные объемы, в пределах которых деформация является по существу однородной. После этого можно анализировать неоднородную деформацию тела в целом, сопоставляя между собой множество таких однородно деформированных элементарных ячеек или используя метод экстраполяции, основанный на непрерывности геологических структур, которые явились результатом деформаций.

Хрупкие и пластические деформации. Деформации горных пород подразделяются на упругие и остаточные. Деформация называется упругой, если она исчезает по мере снятия вызвавших ее сил. Иными словами, в случае упругой деформации тело под действием некоторых сил после снятия деформирующего воздействия полностью восстанавливает свое первоначальное состояние. В соответствии с законом Гука, величина упругой деформации прямо пропорциональна приложенным напряжениям.

Если же тело не восстанавливает полностью свое первоначальное состояние после снятия деформирующих сил, такая деформация называется остаточной. Она может проявиться в виде пластической деформации, если в результате и ее сплошность тела не нарушается, или в виде хрупкой деформации, если происходит разрушение тела. По какому именно пути пойдет деформация данного тела, зависит от свойств материала (его хрупкости и пластичности), продолжительности действия силы (скорости деформации), температуры, наличия растворов, величины всестороннего (литостатического) сжатия. Так, известно, что при быстрых деформациях (например, при ударе) лед разрушается как хрупкое тело, но способен течь под действием собственного веса без нарушения сплошности, если деформации продолжают-ся в течение долгого времени. Аналогичным образом ведут себя и некоторые горные породы, например соли и известняки.

Хрупкие в условиях поверхности известняки, попавшие, например, на больших глубинах в условия высоких давлений и температур, способны деформироваться пластически, а их прочность на сжатие и растяжение возрастает. Экспериментально было показано, что некоторые разновидности этих пород при литостатических давлениях, отвечающих глубинам 35 км, могут быть сжаты на 50% без разрушения, а их предел прочности на сжатие и растяжение повышается более чем в пять раз.

Также на основе экспериментов доказано, что пластические деформации горных пород облегчаются в присутствии в них газовой-жидкой фазы. Это явление объясняется важной ролью процессов перекристаллизации горной породы, протекающих с изменением или без изменения их минерального состава.

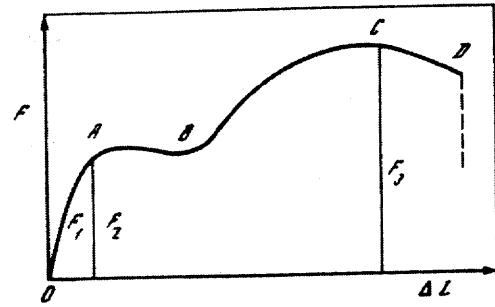


Рис. 3.3. График зависимости между усилием, приложенным к стальному стержню, и его деформацией

F — величина усилия; ΔL — приращение длины стержня; OA — упругая деформация (деформация прямо пропорциональна величине усилия); A — предел пропорциональности, отвечающий силе F_1 ; F_2 — усилие, отвечающее пределу упругости; AB — удлинение без изменения усилия («текучесть»); C — предел прочности; F_3 — соответствующее ему усилие; D — разрыв образца

Соотношение упругой и остаточной деформации, приводящей к разрушению тела, демонстрирует известная кривая, выражающая зависимость между деформацией стального стержня и вызывающей ее силой (рис. 3.3).

На этой кривой отрезок OA свидетельствует о наличии прямой пропорциональности между деформацией и вызвавшей ее силой. Точка A на графике отвечает пределу пропорциональности. Таким образом, в этом интервале выполняется закон Гука. По мере возрастания деформирующих усилий до их значения F_1 длина образца возрастает, но это приращение длины снимается после снятия нагрузки. Начиная с некоторого значения F_2 , очень близкого F_1 и получившего название предела упругости, наряду с упругой проявляется и остаточная деформация. При этом после снятия силы первоначальное состояние образца уже не восстанавливается.

На отрезке AB удлинение образца (т.е. деформация) возрастает без изменения силы, а на отрезке BC она растет при небольшом росте усилия. Значение силы F_3 , отвечающее точке C , соответствует пределу прочности.

После этого до точки D имеет место пластическая деформация образца без разрыва, а в точке D происходит разрушение (разрыв) образца.

Плоские и объемные деформации. Деформации разделяются на плоские, или двусосные, и объемные, или трехосные. При объемной деформации изменение формы тела происходит по трем направлениям (осям), поэтому выразить такую деформацию можно в виде трех ее главных осей в трехосной системе координат (рис. 3.4, А). Направлению наибольшего растяжения отвечает длинная ось A , направлению сжатия (наименьшего растяжения) соответствует короткая ось C , а B — средняя ось. Если деформации подвергается кубик с ребром a , то в общем виде его дефор-

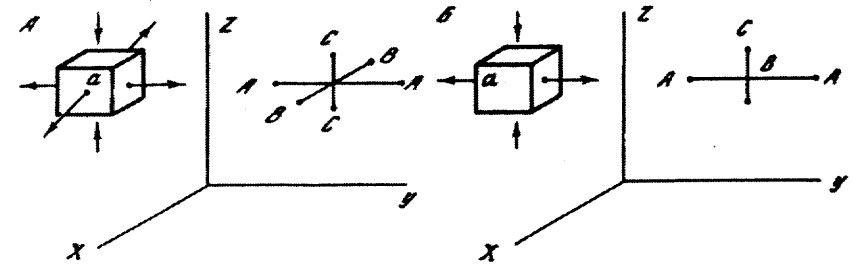


Рис. 3.4. Деформация твердого изотропного тела:
А — объемная, или трехосная; Б — плоская, или двусосная

мация может быть выражена следующим образом: $A > B > C$, где $C < a$.

При плоской (двухосной) деформации изменение первоначального состояния тела происходит только по двум осям (т.е. в одной плоскости). Деформацию в этом случае можно выразить в виде двух отрезков A и C в двухосной системе координат (рис. 3.4, Б). Ось B при этом остается равной первоначальной длине ребра куба, и соотношение осей деформации примет вид: $A > a > C$, $B = a$.

Оценка величины деформации. При всякой однородной деформации имеет место изменение расстояний между материальными точками в пределах тела. Мерой изменения расстояния между точками M и N , т.е. мерой удлинения в некотором направлении, обычно является отношение

$$\varepsilon = \frac{M_2N_2 - M_1N_1}{M_1N_1},$$

где M_1N_1 — начальное расстояние между двумя точками, M_2N_2 — расстояние между теми же точками в конце процесса деформации. Это отношение получило название условной относительной деформации. Оно может использоваться как при малых, так и при значительных удлинениях ($\varepsilon > 0,1$), которые называются конечными. Естественно, для характеристики результатов деформации нам необходимо рассчитать относительные удлинения по трем направлениям, отвечающим трем осям эллипсоида деформации, о чем будет сказано ниже.

3.2. НАПРЯЖЕНИЕ

При рассмотрении деформаций чаще говорят не о силе, а о напряжении, которое вызывает деформацию, т.е. о величине силы, приходящейся на единицу площади сечения, на которое оно действует. Напряжение в данной точке тела на заданной

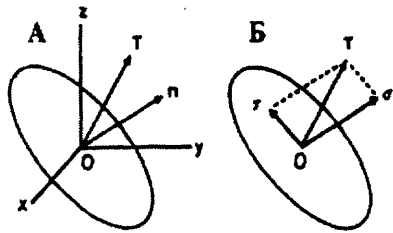


Рис. 3.5. Нормальная и тангенциальная (касательная, скальывающая) компоненты вектора напряжения, действующего на элементарной площадке. Ориентировка элементарной площадки задается единичным вектором n , нормальным к площадке

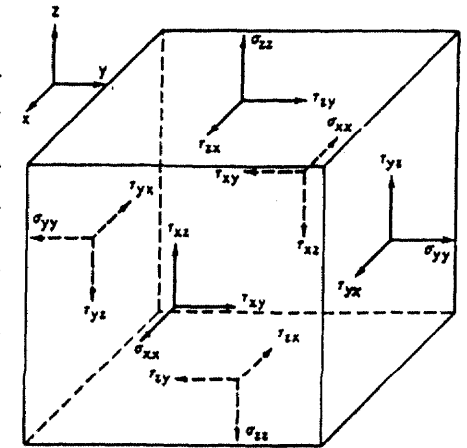
площадке (в заданном сечении) является векторной величиной. Этот вектор в общем случае может быть ориентирован к элементарной площадке под некоторым углом, отличным от прямого (рис. 3.5, А). Поэтому его удобно разложить на две составляющие (рис. 3.5, Б), одна из которых перпендикулярна плоскости сечения и называется нормальным напряжением (σ), а другая лежит в этой плоскости и называется касательным, или скальывающим, напряжением (τ).

Вектор напряжения в данной точке, а следовательно и его нормальная и касательная составляющие, будут иметь различную величину и ориентировку в зависимости от ориентировки выбранной элементарной площадки, проходящей через данную точку. Таким образом, напряженное состояние тела в данной точке может быть охарактеризовано совокупностью векторов нормальных и касательных напряжений, отвечающих различным ориентированным элементарным площадкам, проходящим через данную точку. Однако таких площадок через заданную точку тела можно провести бесконечно много. Казалось бы, в силу этой причины для характеристики напряженного состояния тела в данной точке необходимо огромное количество информации. В действительности же по данным о нормальных и скальывающих напряжениях, действующих на трех непараллельных плоскостях, можно определить векторы напряжений, действующих в любой произвольно ориентированной плоскости.

Для удобства представим, что три таких непараллельных плоскости представляют собой грани элементарного куба, ребра которого параллельны осям прямоугольной системы координат (рис. 3.6). На каждой из граней куба вектор напряжений может быть разложен на три компоненты, каждая из которых параллельна одной из осей координат. Очевидно, что всего таких компонент девять и они могут быть записаны в виде матрицы:

$$\begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix}$$

Рис. 3.6. Компоненты вектора напряжений, действующие на гранях элементарного куба $\Delta x \Delta y \Delta z$



В этой записи первая буква индекса указывает, перпендикулярно какой оси координат располагается плоскость, на которую действует данная компонента, а вторая буква индекса указывает, параллельно какой оси координат эта компонента ориентирована.

Легко заметить, что лишь две пары векторов, действующих на боковых гранях куба, вызывают его вращение вокруг оси Z . Наш элементарный куб будет находиться в состоянии статического равновесия, если действующие силы уравновешивают друг друга. Это условие будет выполняться, если $\tau_{xy} = \tau_{yx}$. Аналогичные соотношения должны поддерживаться и между двумя другими парами компонентов стресса, имеющими разные индексы. В результате оказывается, что из девяти элементов приведенной матрицы только шесть являются независимыми. Ситуация еще упрощается, если рассматривается линейное или плоское (соответственно одно- или двухосное) напряженное состояние.

Сжатие в двух направлениях. Если компоненты напряжения в направлении одной оси координат снимаются, говорят о его плоском напряженном состоянии. Строго говоря, такой подход возможен только по отношению к тонкой пластинке. Однако он позволяет производить сравнительно простые и понятные геометрические построения, поясняющие методы расчета нормальных и касательных напряжений в данной точке тела. Обычно предполагается, что все компоненты стресса в направлении оси Z равны нулю. Тогда из девяти элементов рассмотренной выше матрицы останутся только четыре, причем только три из них будут независимыми:

$$\begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} \end{vmatrix}$$

Предположим теперь, что прямоугольный элемент со сторонами Δx и Δy и единичной толщиной находится в плоском напряженном состоянии. Необходимо определить нормальную и касательную составляющие вектора напряжения, действующего на некоторой площадке, параллельной оси Z , если известно, что

нормаль к этой площадке образует угол θ с осью X (рис. 3.7). Однако для начала проанализируем несколько простых ситуаций.

Одноосное напряженное состояние. Одноосное напряженное состояние будет осуществлено, если приложить нормальные напряжения, одинаковые по величине и противоположные по знаку (направлению), только на двух параллельных гранях элементарного куба. В этом случае куб будет сжат или растянут, приложенные силы вызовут удлинение или укорочение его ребер, углы между гранями останутся прямыми.

Предположим, некоторый прямоугольный элемент подвергается равномерному сжатию вдоль оси X с силой F_x . Требуется определить нормальные и скальвающие напряжения, действующие на выбранной площадке AB площадью a (рис. 3.8), которая образует некоторый угол θ с плоскостью, перпендикулярной оси X и направлению векторов силы (F_x) и напряжения (σ_{xx}).

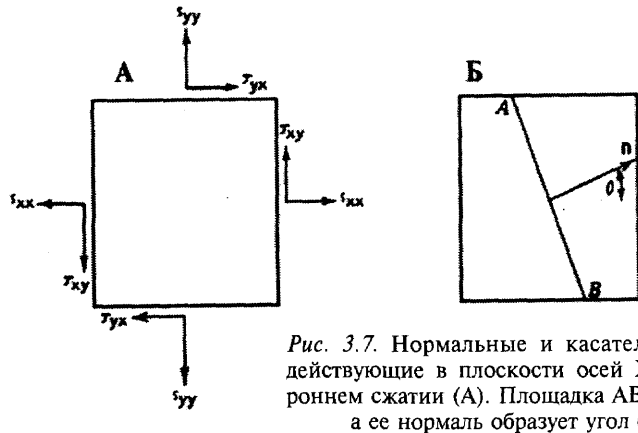


Рис. 3.7. Нормальные и касательные напряжения, действующие в плоскости осей X и Y при двухстороннем сжатии (A). Площадка AB параллельна оси Z, а ее нормаль образует угол θ с осью X (B)

Очевидно, что площадь стороны AO может быть найдена как $a \cos \theta$. Тогда вектор действующей на эту поверхность силы определится как $F_x = \sigma_{xx} (a \cos \theta)$. На наклонной плоскости AB этот вектор может быть разложен на касательную и нормальную составляющие:

$$F_n = F_x \cos \theta = \sigma_{xx} (a \cos^2 \theta);$$

$$F_t = F_x \sin \theta = \sigma_{xx} (a \cos \theta \sin \theta).$$

Соотнеся эти силы к площади, на которой они действуют (a), мы получаем искомые величины нормальных и касательных напряжений на выбранной площадке:

$$\sigma = \sigma_{xx} \cos^2 \theta;$$

$$\tau = \sigma_{xx} \cos \theta \sin \theta, \text{ или } \tau = 0,5 \sigma_{xx} \sin 2\theta.$$

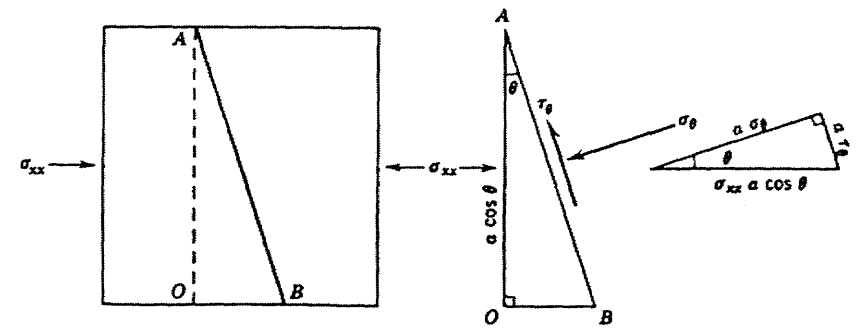


Рис. 3.8. Компоненты вектора напряжения при одноосном сжатии вдоль оси X

Очевидно, что величина σ принимает наибольшее значение при $\theta = 0$. Иными словами, наибольшее нормальное напряжение действует в поперечном сечении, перпендикулярном оси сжатия. Аналогично величина τ будет иметь наибольшее значение, если $\theta = 45^\circ$. Таким образом, теоретически наибольшее касательное (скальвающее) напряжение действует в сечении, наклоненном к направлению сжатия под углом 45° .

Двухосное напряженное состояние. Предположим теперь, что на образец действуют силы сжатия F_x и F_y , ориентированные вдоль двух направлений, лежащих в плоскости чертежа (см. рис. 3.7). Такая ситуация отвечает случаю плоского напряженного состояния.

Нормальные (σ) и касательные (τ) напряжения, вызываемые силой, действующей вдоль оси X, могут быть определены, как это было сделано выше. Нормальные и касательные напряжения, вызываемые на той же плоскости AB силами, действующими вдоль оси Y, могут быть определены аналогичным образом (рис. 3.9).

Сила, действующая на площадку AB, может быть определена как

$$F_y = \sigma_{yy} (a \sin \theta).$$

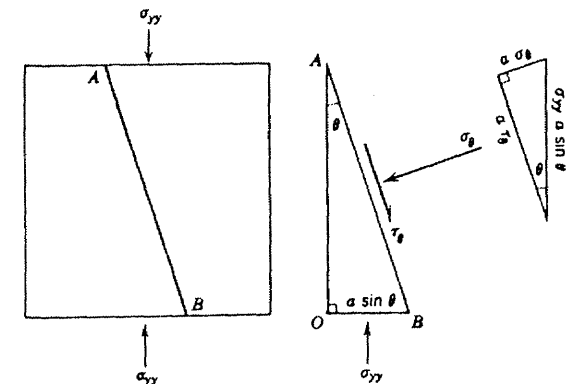


Рис. 3.9. Компоненты вектора напряжений при сжатии вдоль оси Y

На наклонной плоскости АВ этот вектор может быть разложен на нормальную и касательную составляющие:

$$F_n = \sigma_{yy} (a \sin^2 \theta);$$

$$F_t = \sigma_{yy} (a \sin \theta \cos \theta).$$

Чтобы от значений найденных векторов силы перейти к вызываемым ими напряжениям, необходимо соотнести первые с площадью, на которой они действуют (a):

$$\sigma = \sigma_{yy} \sin^2 \theta;$$

$$\tau = \sigma_{yy} \cos \theta \sin \theta.$$

Теперь по принципу суперпозиции получаем, что действующие в плоскости АВ нормальные и касательные напряжения, вызываемые совместным действием двух сил, равны соответственно

$$\sigma = \sigma_{xx} \cos^2 \theta + \sigma_{yy} \sin^2 \theta; \quad (3.1)$$

$$\tau = (\sigma_{xx} - \sigma_{yy}) \sin \theta \cos \theta \text{ (считаем, что } \sigma_{xx} \geq \sigma_{yy}\text{)}. \quad (3.2)$$

Напряженное состояние чистого сдвига. Остается определить напряжения, вызываемые касательными составляющими τ_{yx} и τ_{xy} (показаны на рис. 3.7). Если на двух парах параллельных граней элементарного куба приложены равные по величине и противоположные по знаку касательные напряжения, а нормальные напряжения на гранях отсутствуют, говорят о напряженном состоянии чистого сдвига.

Простые вычисления, иллюстрируемые рис. 3.10, позволяют определить величины нормальных и касательных напряжений, вызываемых на все той же наклонной площадке касательным напряжением τ_{xy} :

$$\sigma = \tau_{xy} \sin \theta \cos \theta;$$

$$\tau = \tau_{xy} \cos^2 \theta.$$

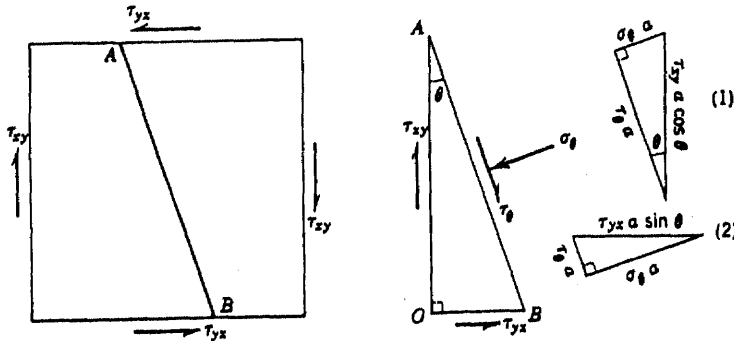


Рис. 3.10. Напряжения, вызываемые касательными составляющими τ_{yx} и τ_{xy} (см. рис. 3.7)

Соответственно для касательного напряжения τ_{yx} имеем

$$\sigma = \tau_{yx} \sin \theta \cos \theta;$$

$$\tau = \tau_{yx} \sin^2 \theta.$$

Касательные и нормальные напряжения, возникающие на наклонной площадке при совместном проявлении τ_{xy} и τ_{yx} , определяются как

$$\sigma = 2\tau_{xy} \sin \theta \cos \theta; \quad (3.3)$$

$$\tau = \tau_{xy} (\cos^2 \theta - \sin^2 \theta). \quad (3.4)$$

Результирующие нормальные и касательные напряжения, возникающие на некоторой наклонной площадке, могут быть определены суммированием уравнений (3.1) и (3.3), а также (3.2) и (3.4):

$$\sigma = \sigma_{xx} \cos^2 \theta + \sigma_{yy} \sin^2 \theta + 2\tau_{xy} \sin \theta \cos \theta; \quad (3.5)$$

$$\tau = (\sigma_{xx} - \sigma_{yy}) \sin \theta \cos \theta + \tau_{xy} (\sin^2 \theta - \cos^2 \theta). \quad (3.6)$$

Преобразуя эти два уравнения, можно показать, что плоскости, в которых нормальные напряжения достигают максимального и минимального значений, взаимно перпендикулярны, а касательные напряжения в этих плоскостях равны нулю. Максимальное и минимальное нормальные напряжения получили название главных нормальных напряжений и обозначаются σ_1 (алгебраически максимальное главное нормальное напряжение, т.е. максимальное растягивающее или минимальное сжимающее напряжение) и σ_3 (алгебраически минимальное главное нормальное напряжение, т.е. наименьшее растягивающее или наибольшее сжимающее напряжение).

Если выбрать теперь систему координат такую, чтобы ее оси совпали с осями главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 , то уравнения (3.5) и (3.6) примут вид ($\sigma_{xx} = \sigma_1$, $\sigma_{yy} = \sigma_3$, $\tau_{xy} = 0$):

$$\sigma = \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \sin^2 \theta; \quad (3.7)$$

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_3) \sin \theta \cos \theta. \quad (3.8)$$

Объемное напряженное состояние. В природе мы имеем дело с объемными напряженными состояниями, поэтому следует учитывать и величину третьего, промежуточного главного нормального напряжения σ_2 ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), которое в частном случае при плоском напряженном состоянии было равно нулю. Напряженное состояние в точке полностью определяется величинами и направлениями трех главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 .

В сечениях, перпендикулярных им, касательные напряжения равны нулю. Максимальной величины касательные напряжения

достигают в сечениях, расположенных под 45° к осям σ_1 , σ_2 и σ_3 . При всестороннем (литостатическом) напряжении $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ и касательные напряжения вообще отсутствуют.

3.3. АНАЛИЗ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ С ПОМОЩЬЮ КРУГА МОРА

Выражения (3.7) и (3.8) можно преобразовать, используя известные формулы приведения

$$\sin^2 \theta = 0,5 (1 - \cos 2\theta);$$

$$\cos^2 \theta = 0,5 (1 + \cos 2\theta);$$

$$\sin \theta \cos \theta = 0,5 \sin 2\theta.$$

В результате получим важные уравнения для расчета σ и τ :

$$\sigma = 0,5 (\sigma_1 + \sigma_3) + 0,5 (\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\theta; \quad (3.9)$$

$$\tau = 0,5 (\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\theta. \quad (3.10)$$

По своей форме эти выражения очень напоминают параметрические уравнения окружности радиуса r с центром на оси x , лежащим на расстоянии c от начала координат:

$$x = c + r \cos \alpha, \quad y = r \sin \alpha.$$

Это свойство позволяет графически с помощью так называемого круга Мора (рис. 3.11) решать широкий круг задач, в которых фигурируют σ и τ . Особенностью круга Мора является то, что его центр располагается на оси σ на расстоянии от начала координат $c = 0,5 (\sigma_1 + \sigma_3)$, а радиус круга $r = 0,5 (\sigma_1 - \sigma_3)$.

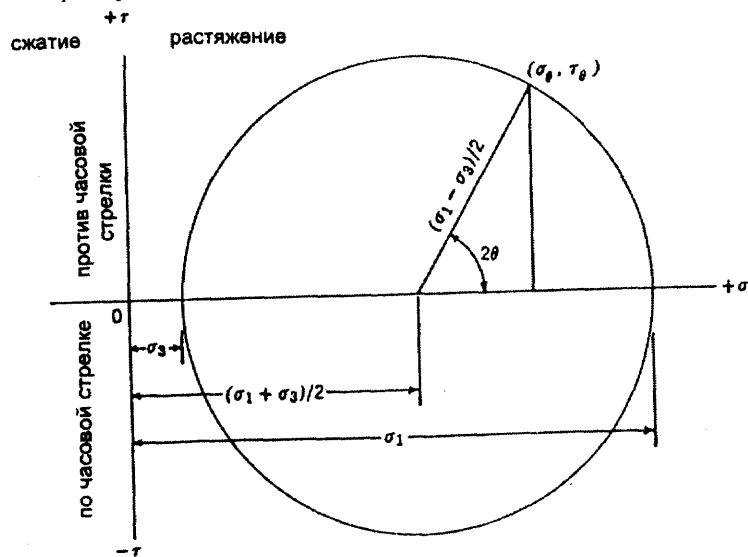


Рис. 3.11. Круг Мора для плоского напряженного состояния

Получающаяся окружность представляет собой геометрическое место точек, отвечающих всем возможным сочетаниям значений σ и τ для некоторого напряженного состояния в точке.

При построении круга Мора условно считается, что сжимающие напряжения являются отрицательными и откладываются налево от нуля, тогда как растягивающие напряжения положительны и откладываются вправо от нуля. Затем на оси σ откладываются отрезки, отвечающие величинам σ_1 и σ_3 и на отрезке $(\sigma_1 - \sigma_3)$ как на диаметре строится круг, который и есть круг напряжений.

Предположим, нормаль к некоторому сечению образует угол θ с направлением алгебраически максимального напряжения σ_1 . Необходимо найти величины нормального и касательного напряжения в этом сечении. Для решения задачи надо отложить от оси σ против часовой стрелки угол 2θ . Координаты получившейся точки на окружности и есть искомые величины нормальных и касательных напряжений в выбранном сечении.

3.4. ЭЛЛИпсоид ДЕФОРМАЦИЙ И ЭЛЛИпсоид НАПРЯЖЕНИЙ

Экспериментально показано, что при деформации кубика из изотропного упругого материала, зажато между плунжерами пресса, в нем образуются четыре системы трещин, выкалывающих две сходящиеся вершинами пирамиды. Это трещины скалывания. Они образуются в сечениях, где скалывающие (касательные) напряжения достигают максимума. Ранее было показано, что такие сечения расположены под углами 45° к осям σ_1 , σ_2 и σ_3 , поэтому теоретически каждая из образующихся систем трещин скалывания должна располагаться под углом 45° к направлению сжимающих усилий. Практически же этот угол в хрупких породах оказывается меньше 45° , а в более пластичных — несколько больше 45° . После образования трещин по их поверхностям происходит перемещение выкалывающихся блоков. Такие движения блоков являются непременным атрибутом трещин скалывания.

Иначе будет протекать деформация кубика, если между ним и плунжерами пресса поместить свинцовые прокладки. Трение образца о плунжеры теперь снижается и он может проскальзывать, раздаваясь в стороны. В таком случае в кубике возникают трещины, параллельные оси сжатия. Это трещины отрыва, приоткрывающиеся в направлении, перпендикулярном сжатию.

В природе могут совместно наблюдаться одна или две системы трещин скалывания и в различной степени выраженная система трещин отрыва.

Предположим, что сжатию подвергается кубик, вырезанный из однородного упругого материала. До момента преодоления

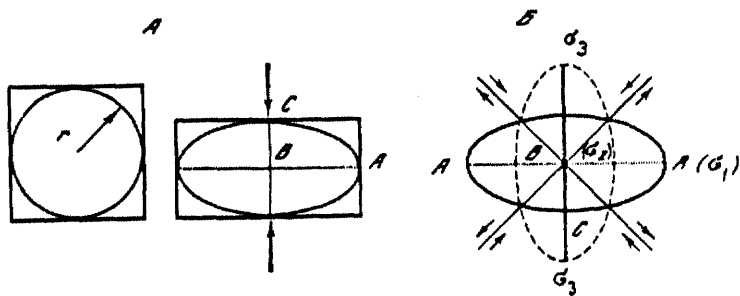


Рис. 3.12. Деформация «чистый сдвиг» (по Л.И. Лукину).

А — деформация кубика упругого материала под воздействием сжатия (показано стрелками); Б — эллипсоид деформаций (сплошная линия) и гомологичный (подобный) ему эллипсоид напряжений. Стрелками показаны направления перемещений по сколовым трещинам

предела упругости он превратится в прямоугольный параллелепипед. Если в первоначальный кубик вписан шар, он приобретет форму трехосного эллипсоида (рис. 3.12). Такая деформация получила название чистого сдвига. Получающийся эллипсоид деформаций (а при плоской деформации эллипс) для большей наглядности изображают уплощенным, но в действительности для хрупких тел (таких, как горные породы) деформация, имеющая место до хрупкого разрушения, ничтожна, и получающийся эллипс (эллипсоид) очень мало отличается от круга (шара).

В эллипсоиде деформаций А — большая ось (или ось наибольшего растяжения), В — средняя ось (или ось среднего сжатия), С — малая ось (или ось максимального сжатия). При этом $A > B > C$ и в общем случае $A > r$, $B > r$, $C < r$, где r — радиус исходного шара. Таким образом, произойдет сжатие шара в одном направлении и растяжение в двух направлениях.

В естественных условиях растяжения по оси В практически не происходит, а значит, для удобства им можно пренебречь, считая деформацию двухосной, т.е. плоской ($B = r$). При этом допущении двухосную деформацию можно легко изобразить в плоскости чертежа. Ей будет отвечать эллипс с осями А и С, тогда как ось В выразится точкой, поскольку ориентирована нормально плоскости чертежа.

На рис. 3.12, Б показано, какое положение занимают в эллипсоиде деформаций три упомянутые выше системы трещин. Две системы трещин скалывания пересекаются в нем по оси В и по своему положению очень близки к положению круговых сечений эллипсоида, а трещины отрыва (показаны волнистой линией) параллельны плоскости осей С и В эллипсоида деформаций. Стрелками на рис. 3.12, Б показаны и направления перемещения блоков по трещинам скалывания.

Выше отмечалось, что при рассмотрении деформаций в природных условиях растяжением по оси В можно пренебречь, считая деформацию плоской. Однако могут иметь место и трехосные (объемные) деформации, когда образуется еще одна пара трещин скалывания, пересекающихся по оси А эллипсоида деформации.

Следует заметить, что представление об эллипсоиде деформаций математически не обосновано, поскольку не вполне адекватно отражает соотношение усилий, вызвавших деформацию. Кроме того, оно объединяет в одной модели упругие деформации и хрупкое разрушение, что недопустимо. В связи с этим относиться к эллипсоиду деформаций следует просто как к графическому выражению наших представлений об относительном положении в пространстве направлений сжатия и растяжения, существовавших на некотором участке земной коры в момент образования той или иной структуры. Он показывает, что ее формирование было обусловлено растяжением коры в одном или двух взаимно перпендикулярных направлениях, тогда как в третьем направлении, нормальном к плоскости первых двух, происходило некоторое сжатие. Таким образом, не являясь вполне строгим, представление об эллипсоиде деформаций оказывается весьма полезным и используется при анализе складчатых, разрывных, трещинных и других структур.

Вместе с тем при структурном анализе вместо эллипсоида деформаций зачастую используется эллипсоид напряжений (рис. 3.12, Б). Поскольку упругие деформации прямо пропорциональны напряжениям, эллипсоиды деформаций и напряжений гомологичны (подобны). Его длинная ось, обозначаемая σ_3 , соответствует наибольшему сжимающему напряжению (или наименьшему растягивающему напряжению) и по своему положению близка к короткой оси (ось С) эллипсоида деформаций. Короткая ось эллипсоида напряжений обозначается σ_1 , соответствует наименьшему сжимающему напряжению (или наибольшему растягивающему напряжению) и по своему положению примерно совпадает с длинной осью (А) эллипсоида деформаций. Наконец, средняя ось эллипсоида напряжения (ось σ_2) совпадает с осью В эллипсоида деформаций.

В природе наряду с чистым сдвигом встречаются и деформации, получившие название сдвиг и выражающиеся в перемещении блоков по некоторой разделяющей их плоскости (например по трещине).

Деформация сдвига рассматривается как плоская и связана с проявлением пары сил. Под их воздействием круг, мысленно вписанный в деформируемый квадрат, превратился бы в эллипс,

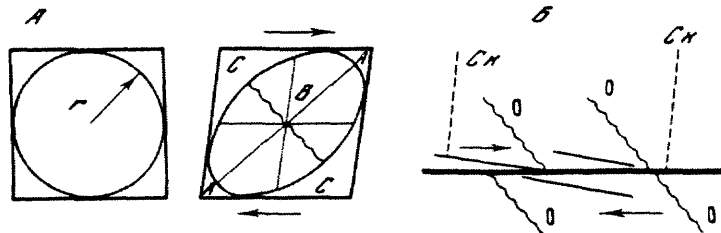


Рис. 3.13. Деформация «сдвиг» квадрата, выделенного в изотропной среде (по Л.И. Лукину).

А — положения осей главных нормальных напряжений; Б — положение сопряженных трещин скалывания (Ск) и отрыва (0)

тогда как сам квадрат перешел бы в ромб. При этом длинная ось эллипса деформаций совпала бы с длинной диагональю ромба (рис. 3.13, А). При такой деформации образуются трещины отрыва (волнистые линии), параллельные короткой диагонали ромба (рис. 3.13, Б), а также две системы трещин скалывания, из которых одна расположена под острым, а другая — почти под прямым углом к плоскости скольжения.

3.5. ЗАКОН ЭМОНТОНА

Какие именно условия должны существовать, для того чтобы в хрупкой породе образовалась трещина?

Предположим, она уже существует. Скольжение блока пород по ней станет возможным, если скатывающая сила будет достаточной для преодоления трения и влияния давления в направлении, перпендикулярном плоскости скольжения. По существу, эта ситуация аналогична проблеме скатывания блока по наклонной поверхности (рис. 3.14, А). Если массу блока обозначить m , то сила, действующая на блок, определится как $F = mg$. Вектор этой силы может быть разложен на две составляющие, одна из которых ориентирована тангенциально, а другая — нормально к поверхности скольжения (рис. 3.14, Б). При этом справедливы следующие соотношения:

$$\cos \alpha = F_N / F, \text{ или } F_N = mg \cos \alpha;$$

$$\sin \alpha = F_T / F, \text{ или } F_T = mg \sin \alpha.$$

Если эти компоненты силы соотнести с площадью поверхности, на которую они действуют, то получим выражения для величины касательных и нормальных напряжений:

$$\sigma = (mg/a) \cos \alpha \text{ и } \tau = (mg/a) \sin \alpha.$$

Если угол наклона плоскости увеличивается, при достижении им некоторого значения α (точки скольжения) начнется сколь-

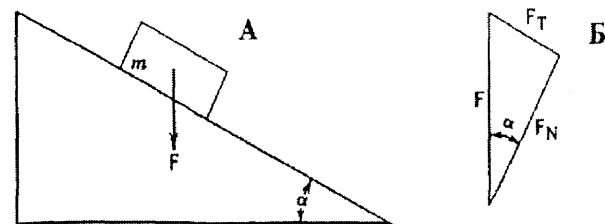


Рис. 3.14. Силы, действующие на тело, находящееся на наклонной плоскости

жение блока. Этот угол получил название угла трения и обозначается φ . Иногда требуется также рассчитать коэффициент трения μ , являющийся характеристикой трущихся поверхностей и определяемый как отношение величин касательных и нормальных напряжений в точке скольжения:

$$\mu = \tau / \sigma = \operatorname{tg} \varphi, \text{ или } \tau = \mu \sigma. \quad (3.11)$$

Это выражение получило название закона Эмонтона. Если условия, выраженные этим уравнением, выполняются, блок будет скользить.

Предположим теперь, что в некотором блоке пород, находящемся на умеренных глубинах, имеется некоторая плоскость. Физические свойства поверхностей, приведенных по ней в контакт, полностью определяются коэффициентом трения. Угол трения может колебаться от 20° до 40° , но можно использовать некоторое среднее значение $\varphi = 30^\circ$ и построить (рис. 3.15) два луча, наклоненных под углами 30° к оси σ . Все точки, лежащие на этих лучах, отвечают условию (3.11), т.е. соотношения координат σ и τ любой из этих точек будут удовлетворять условию скольжения.

Предположим также, что величина напряжения, действующего на блок пород в одном направлении, начинает возрастать выше уровня первоначального литостатического давления. Каждому из достигнутых значений σ_1 , очевидно, будет отвечать некоторый круг Мора. При достижении σ_1 определенного значения соответствующий круг Мора коснется обоих лучей. Таким образом, последние станут касательными к кругу Мора. Простые построения показывают, что из всех возможных, существующих в массиве горных пород плоскостей скольжения перемещения будут происходить только по тем, нормаль к которым образует угол 2θ с осью σ . Величина этого угла может быть легко определена как

$$\pm \theta = 45^\circ + \varphi / 2.$$

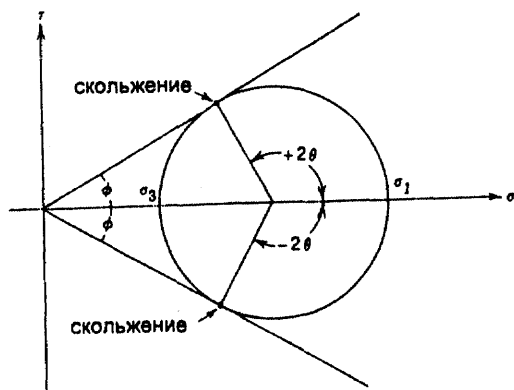


Рис. 3.15. Круг Мора для условия скольжения по плоскости трещины, трение стенок которой задается величиной $\phi = 30^\circ$ (угол внутреннего трения). Угол θ определяет оптимальную ориентировку плоскости скольжения относительно направления максимальных главных нормальных напряжений (σ_1)

Если от угла, образуемого осью σ с нормалью к плоскости, перейти к углу, образуемому σ_3 с самой плоскостью, то получим соотношение:

$$\pm\alpha = 45^\circ - \phi / 2.$$

Значения угла скола и угла внутреннего трения, как будет показано ниже, могут оказаться необходимыми для реконструкции полей палеотектонических напряжений.

3.6. ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И МЕТОДЫ ИХ РЕКОНСТРУКЦИИ

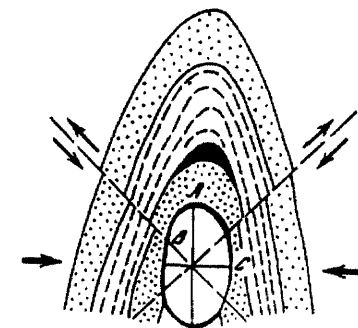
Совокупность напряжений, возникающих и действующих в земной коре в связи с развитием определенного элемента ее структуры, может быть названа тектоническим полем напряжений. Геологические методы позволяют исследовать те поля, которые имели место в прошлом. Достигается это путем соответствующей интерпретации складок и других деформаций, а также разрывных структур.

Реконструкция полей напряжений, отвечающих разным этапам становления рудоносных структур, является неотъемлемой частью структурных исследований на рудных полях и месторождениях вообще. Их изучение позволяет: 1) наметить основные этапы структурообразования в пределах конкретного участка земной коры; 2) определить место процессов рудообразования в истории формирования современной структуры месторождения или рудного поля; 3) прогнозировать еще не выявленные потенциально рудоносные структуры, появление которых было возможным при установленных полях напряжений.

При изучении поля напряжений сначала следует установить характеристики напряжений во многих отдельных точках в тече-

Рис. 3.16. Деформация, приводящая к образованию складки продольного изгиба со скольжением.

Деформация может быть представлена в виде эллипсоида, в котором ось В соответствует простирацию оси складки. С развитием складки сопряжены возникновение надвигов и приоткрытие в приосевой части складки (показано черным цветом) (по Л.И. Лукину)



ние определенного времени, а затем уже выявлять закономерности изменения напряжений от точки к точке и эволюцию их во времени.

Анализ пластической деформации. Ориентировку трех взаимно перпендикулярных осей эллипсоида деформаций можно установить на основе анализа пластических деформаций. С известной долей осторожности направления оси наибольшего удлинения А, оси наибольшего укорочения С и средней оси В можно сопоставлять с направлениями соответствующих им алгебраически максимальных (σ_1), минимальных (σ_3) и промежуточных (σ_2) главных нормальных напряжений. В результате анализ деформаций позволяет установить ориентировку в пространстве осей главных нормальных напряжений.

В качестве примера можно рассмотреть образование складчатых структур. Образование складок представляет собой в основном плоскую деформацию без существенного расширения по оси складчатости. Главная деформация при этом проявляется в плоскости, поперечной простирацию складок, которая называется главной плоскостью деформации.

Деформация, которая приводит к образованию наиболее широко распространенных складок продольного изгиба со скольжением, может быть выражена эллипсоидом деформаций, в котором оси А и С лежат в главной плоскости деформации, а ось В соответствует положению шарнира складки (рис. 3.16). При такой деформации возникают также две системы трещин скалывания или разломов. Последние проявляются как надвиги, пересекающиеся по оси В эллипсоида деформаций. Кроме них могут образовываться трещины отрыва, перпендикулярные оси А, которые проявятся как отслаивания на границе пластов с различными физико-механическими свойствами.

Используя подобия эллипсоидов напряжений и деформаций, можно с осторожностью предположить, что формирование таких

складок будет происходить при вертикально ориентированной оси алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (σ_1) и горизонтально ориентированной оси алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (σ_3), причем обе эти оси будут располагаться в главной плоскости деформации. Ось промежуточных главных нормальных напряжений (σ_2) должна ориентироваться вдоль оси складчатых структур.

Несколько иначе будет протекать деформация слоистой толщи на больших глубинах (и следовательно, при больших нагрузках сверху). В этом случае деформируемое тело может лишь слегка раздаться в стороны в направлениях, перпендикулярных сжатию. Результатом являются складки с вертикальным или субвертикальным погружением шарниров (а значит, и осей В эллипсоида деформаций).

Следовательно, при формировании таких складчатых структур ось σ_3 поля напряжений ориентирована примерно в направлении короткой оси эллипсоида деформаций, ось σ_2 вертикальна, а ось σ_1 горизонтальна и перпендикулярна плоскости осей σ_2 и σ_3 . Такой механизм соответствует условиям образования, например, складок в метаморфизованных породах Беломорья или Кривого Рога (рис. 3.17, А). Образование складок сопровождается также заложением трещин скалывания, по которым происходят горизонтальные сдвиговые перемещения, и системы трещин отрыва, перпендикулярных оси σ_1 .

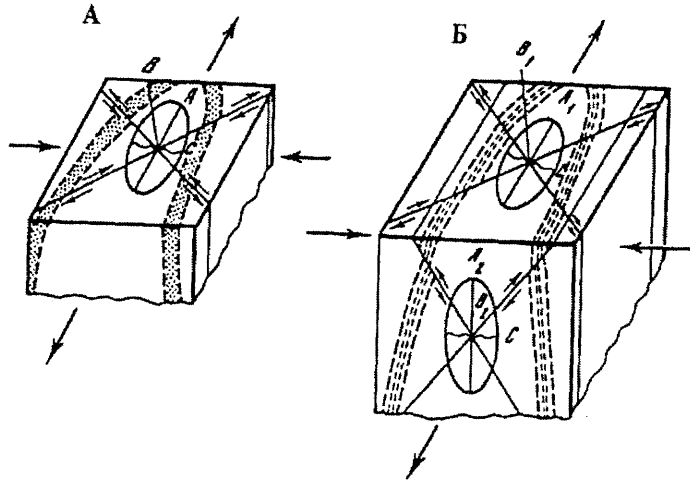


Рис. 3.17. Развитие складок в условиях средних — больших глубин. Складкообразование сопровождается возникновением диагональных сдвигов в условиях невозможности расширения вверх (А) и надвигов и сдвигов при трехосной деформации (Б) (по Л.И.Лукину)

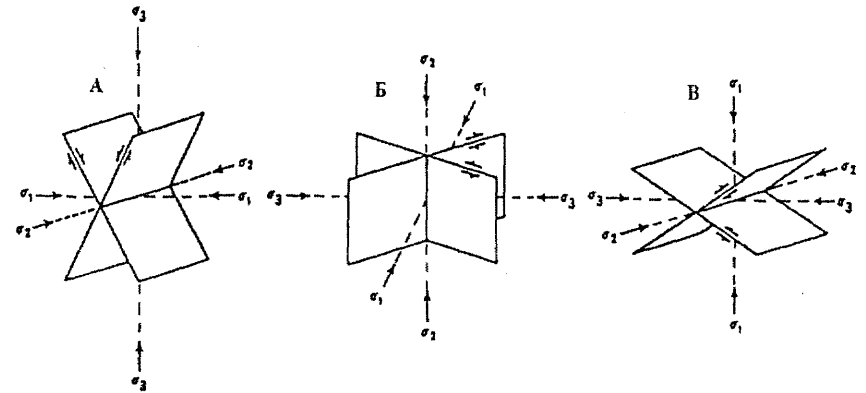


Рис. 3.18. Динамическая классификация разломов: А — сбросы, Б — сдвиги, В — надвиги

В природе, однако, имеет место трехосная деформация, которая проявляется расширением не только по оси А, но и по оси В эллипсоида деформаций. Такая деформация имеет место на некоторых средних глубинах и сопровождается заложением двух систем трещин отрыва и четырех систем трещин скола, две из которых отвечают сдвигам, а две другие — надвигам (рис. 3.17, Б).

Анализ тектонических разрывов. Очевидно, что никаких значительных касательных напряжений на поверхности Земли нет, а значит, одна из трех осей главных нормальных напряжений должна быть ориентирована нормально к земной поверхности. Во многих случаях это означает, что одна из них вертикальна. Это обстоятельство в сочетании с геометрическими взаимоотношениями между плоскостями разрывных структур и направлением главных нормальных напряжений позволяет предложить динамическую классификацию разломов.

1. Если вертикальна ось σ_3 , угол падения плоскостей сместителей $\delta = 45^\circ + \varphi / 2 \approx 60^\circ$. В этом случае имеют место сбросы (рис. 3.18, А).

2. Если вертикальна ось σ_2 , то плоскости сместителей также вертикальны, а направления скольжения горизонтальны. Этот случай отвечает сдвигам (рис. 3.18, Б).

3. Если вертикальную позицию занимает ось σ_1 , залегание плоскостей сместителей определяется углом падения $\delta = 45^\circ - \varphi / 2 \approx 30^\circ$. В этом случае мы имеем надвиги (рис. 3.18, В).

Глава 4

ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РУДОЛОКАЛИЗАЦИИ

Образование месторождений полезных ископаемых, обязанных своим формированием рудоносным растворам различного генезиса, происходит в твердой среде горных пород. Последние отличаются свойствами и в разной степени влияют на рудоотложение. Одни породы под действием некоторых внешних сил сминаются в складки пластического течения, тогда как находящиеся рядом породы могут растрескиваться и будинироваться с нарушением сплошности слоев вплоть до образования разломов. Различное поведение отличающихся по свойствам пород в процессе деформирования приводит к развитию в них структурных элементов, которые впоследствии могут быть рудоподводящими или рудовмещающими. Появление таких структурных элементов и их размещение могут быть предсказаны на основе изучения различных характеристик горных пород.

В литературе описаны многочисленные примеры решающего влияния физико-механических и других свойств вмещающих пород на процессы рудоотложения и формирования рудовмещающих структур. Установлено, что в зависимости от условий образования и последующей геологической жизни горные породы приобретают определенный комплекс физических и механических свойств, отражающих их структуру, состав, а также характер эпигенетических преобразований и тектонических напряжений, которым они подверглись. Свойства горных пород не остаются неизменными в течение всего времени с момента их образования. Они эволюционируют под воздействием различных факторов структурообразования, метаморфизма, метасоматоза. При этом изменяются не только их свойства, но и вещественный состав. Все это необходимо учитывать при изучении влияния вмещающей среды на структурный облик рудных полей.

Благодаря работам А.В. Королева, П.А. Шехтмана, Ф.И. Вольфсона, Л.И. Лукина, В.И. Старостина, Ю.А. Розанова и других исследователей установлено, что главными свойствами вмещающих горных пород, определяющих локализацию эндогенных, а также метаморфогенных месторождений, являются: 1) способность пород к деформации (пластической или хрупкой) в разных

ее проявлениях, определяемая физико-механическими свойствами пород; 2) фильтрационные свойства (проницаемость, пористость); 3) петрографические особенности и химические свойства, влияющие на рудоотложение.

4.1. ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

К ним относятся свойства, оказывающие влияние на характер деформации горных пород. Главными из них, по А.В. Королеву и П.А. Шехтману (1965), являются физическая анизотропия, пластичность и хрупкость, несущая способность пород.

Физическая анизотропия — это различное значение физических свойств горных пород и минералов по разным направлениям массива. Анизотропия горных пород определяется расположением минералов и минеральных агрегатов (сланцеватость, слоистость, флюиальность, полосчатость); анизотропия минералов обусловлена особенностями их кристаллической решетки. Например, кварц обычно менее анизотропен, чем полевые шпаты; наиболее анизотропными являются слюды и хлориты.

По возрастанию анизотропии магматические и метаморфические породы образуют следующий ряд: 1) массивные магматические породы без макроскопически видимой ориентировки минералов; 2) магматические породы с макроскопически заметной линейной и плоскостной ориентировкой кристаллов (элементы течения); 3) милонитизированные интрузивные породы, гнейсы, эффузивы с флюиальной текстурой; 4) кристаллические сланцы, рассланцованные эффузивы и пирокластические породы; 5) биотитовые, серицитовые, хлоритовые и другие сланцы.

Для определения степени физической анизотропии пород проводится изучение их прочности на сжатие, растяжение, изгиб, кручение, срез параллельно слоистости и перпендикулярно ей. За меру анизотропии принимается отношение разности двух указанных прочностей к величине прочности на сжатие по слоистости, выраженное в процентах. Например, глинистые сланцы — 41, песчаные сланцы — 51, песчаники — 57. Обычно прочность на сжатие перпендикулярно слоистости в среднем в полтора раза выше, чем по слоистости.

Ю.А. Розанов предлагал за меру анизотропии взять два коэффициента: K_1 — отношение прочности на сжатие перпендикулярно ориентировке зерен к прочности на сжатие параллельно ориентировке зерен, и K_2 — отношение прочности на изгиб к прочности на сжатие перпендикулярно ориентировке зерен в породе (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Коэффициенты, характеризующие степень анизотропии механических свойств горных пород (по Ю.А. Розанову, 1952)

Породы	K ₁		K ₂	
	число определений	пределы значений	число определений	пределы значений
Граниты	2	1,03—1,05	3	0,049—0,076
Гнейсы	4	1,04—1,45	3	0,095—0,125
Известняки и доломиты платформенные	3	1,02—1,07	6	0,084—0,128
Мраморизованные известняки складчатых областей	—		4	0,126—0,179
Мраморы полнокристаллические	3	1,16—1,24	4	0,172—0,192
Мраморы слоистые	2	1,24—1,32	4	0,218—0,250
Грубосланцеватые толсто-плитчатые сланцы	2	1,40—1,52	2	0,206—0,300
Тонкоплитчатые сланцы	6	1,36—1,68	9	0,300—0,487
Кварциты слабослоистые	2	1,04—1,07	3	0,062—1,121

Сравнение пород изучаемого разреза по степени физической анизотропии позволяет понять характер их деформированности и объяснить закономерности локализации рудных тел. В идеальном случае в физически изотропных породах тектонические деформации приводят к образованию систем трещин скола и отрыва, которые затем могут вмещать рудные тела жильной морфологии. В физически анизотропных породах наблюдается более сложная картина: наряду с указанными системами трещин здесь могут формироваться послойные (пластовые и межпластовые) разрывные нарушения и затем согласные со слоистостью или сланцеватостью рудные залежи.

Пластичность и хрупкость — важные тектонические свойства горных пород, определяющие характер деформаций. Особое значение имеет способность пород к хрупким деформациям, т.е. к образованию трещин. Хрупкость и пластичность определяются, в первую очередь, свойствами и количественным соотношением породообразующих минералов. Снижение хрупкости и повышение пластичности минералов происходит в ряду: (1) кварц—(2) полевые шпаты—(3) амфиболы, пироксены, оливин—(4) биотит, мусковит, серицит, карбонаты—(5) хлорит, тальк, каолинит.

Для ориентировочной оценки хрупкости и пластичности пород рудного поля можно использовать метод, предложенный А.В. Королевым и П.А. Шехтманом. При этом номер группы минералов умножается на содержание этого минерала в породе (в %), а сумма таких произведений и будет показателем пластичности данной породы по минеральному составу (табл. 4.2). Из таблицы видно, что показатель пластичности изменяется от 170 для кислых до 250—300 для основных магматических пород. Среди осадочных пород этот показатель колеблется от 123 для песчаников до 480 для глинистых разностей. Этим показателем можно пользоваться для приближенного сравнения тектонических свойств пород данного разреза и общего прогноза их трещиноватости на конкретной площади.

На хрупкость и пластичность влияет также гранулометрический состав, структура и текстура породы. Например, стекловатые тонкозернистые породы (базальты) способны к образованию трещин, в крупнозернистых породах кроме трещинообразования происходят внутризерновые и межзерновые деформации. Диабаз обладает повышенной прочностью на сжатие. Это связано с большой прочностью связей пироксенов и амфиболов с кристаллами плагиоклаза. Вязкие и пластичные сланцы отличаются тем, что зерна кварца в них окружены более пластичной мелкозернистой массой слюд. Плоскопараллельные текстуры пород обычно понижают хрупкость и повышают пластичность пород.

О способности горных пород к хрупким деформациям можно судить по их упругим свойствам. Упругость — это способность тела восстанавливать свою форму, измененную внешними силами, после снятия воздействия этих сил. Практически все тела в той или иной степени обладают этим свойством, однако близкими к идеально упругим оказываются лишь некоторые магматические и малопористые плотные осадочные породы, а также многие минералы. Экспериментально доказана зависимость упругих свойств пород от их минерального состава, структуры и текстуры, пористости, температуры, времени действия сил и характера поля напряжений. Упругие свойства пород характеризуются модулем Юнга, модулем сдвига, коэффициентом Пуассона и коэффициентом всестороннего сжатия.

Модуль Юнга E (Па) представляет собой коэффициент пропорциональности между действующими изолированно растягивающими (или сжимающими) напряжениями и соответствующими им деформациями.

Коэффициент Пуассона μ — это коэффициент пропорциональности между деформациями в продольном и поперечном направлениях при одностороннем сжатии (или растяжении).

Таблица 4.2

Показатели пластичности горных пород, вычисленные по их минеральному составу¹

Породы	Содержание породообразующих минералов по группам (%)					Показатель пластичности
	1	2	3	4	5	
Интрузивные						
Аплитовый гранит	33	67				167
Щелочной гранит	38	43	19			181
Гранит	26	57		17		208
Гранодиорит	21	58	21			200
Кварцевый диорит	22	53	8	17		220
Диорит	8	63	20	9		230
Сиенит	5	75	20			215
Диабаз		51	49			249
Габбро		42	58			258
Перидотит		4	96			296
Дунит		3	97			297
Эффузивные						
Риолит	33	65		2		171
Дациит	30	55	8	4		182
Трахит		85	15	7		215
Ортофир	3	84	13			210
Андезит		66	34			234
Лабрадорский порфирит	4	74	22			218
Базальт		71	29			229
Осадочные						
Песчаник	87	8		5		123
Песчаник	82	10		8		134
Песчаник полимиктовый	70	8	3	10	9	180
Алевролит	30	20		20	30	300
Глина	28			6	66	382
Глина	4			6	90	478
Известковая глина				15	85	485
Мергель				50	50	450
Известняк песчаный	15	12	3	70		328
Известняк	4	2		93	1	385
Метаморфические						
Кварцит	95	3		2		109
Сланец углистый алевритовый	49			44	7	280
Сланец аспидный	29	1		40	30	341
Филлит	29	2		69		309
Гнейс	29	58		13		197
Сланец биотитовый	11	10		79		347
Амфиболит кварц-плагиоклазовый	25	25	47	3		228
Эпидозит (спилит)			8	92		292
Амфиболит			5	95		295
Змеевик	4	4	6	80	6	380
Тальковый сланец			4	10	86	482

¹ Минеральный состав пород заимствован из работ С.Г. Вишнякова, А.Н. Заварицкого, З.Н. Немовой, Л.Б. Рухина, Э.А. Струве и др.

Модуль сдвига G (Па) устанавливает пропорциональность между касательными напряжениями и соответствующей деформацией.

Модуль всестороннего сжатия $K_{сж}$ (Па) определяет пропорциональность относительного объемного расширения (или сжатия) образца при условии равенства нормальных напряжений (условия выполняются при всестороннем гидростатическом сдавливании образца).

В качестве примера использования этих характеристик можно привести площадь месторождения Каджаран (Армения), которая сложена гранодиоритами, монцонитами и березитами по монцонитам. Оруденение локализуется в березитах с меньшим значением модуля Юнга и относительно высоким коэффициентом Пуассона (табл. 4.3).

Таблица 4.3

Показатели упругости и пластичности некоторых типов пород

Породы	Модуль Юнга ($E \times 10^{-4}$)	Коэффициент Пуассона
Гранодиориты	5,92	0,21
Монцониты неизменные	5,83	0,16
Березиты по монцонитам	3,60	0,21

Геологической мерой хрупкости—пластичности для физических изотропных пород могут являться: относительное количество трещин скола и отрыва (последние преобладают в хрупких породах); сложность строения трещин и разломов, возрастающая в хрупких разностях; массовая трещиноватость (коэффициент трещиноватости), типичная для хрупких разностей. В анизотропных породах для более хрупких разностей характерны мелкие приоткрытые трещины, широкие и пологие складки.

Для сравнительного анализа рудовмещающих пород по хрупкости-пластичности может быть использована следующая классификация, предложенная А.В. Королевым и П.А. Шехтманом.

1. Весьма хрупкие породы — плотные, массивные, благоприятные для образования трещин (более 50 трещин на 1 м). При изгибах в складках малых диаметров образуются брекчии и другие формы массового дробления (кварциты, эффузивы).

2. Хрупкие породы — слабослоистые с повышенной удельной трещиноватостью (10—50 трещин на 1 м). Обычно образуют широкие складки; при складках малого радиуса образуется мелкая трещиноватость (песчаники, кремнистые сланцы, интрузивные породы).

3. Слабопластичные — яснослоистые, слаботрещиноватые породы (меньше 10 трещин на 1 м), с трудом подвергающиеся разры-

вам, способные давать складки относительно небольших радиусов (алевролиты, тонкослоистые известняки, глинистые песчаники).

4. Пластичные — с повышенной степенью слоистости (более 50 слоев на 1 м), способные к образованию складок с малым радиусом без разрывов (глинисто-кремнистые, кварц-серицитовые сланцы, некоторые разности известняков).

5. Весьма пластичные — с наиболее высокой степенью слоистости и сланцеватости; способны сминаться в мелкие складки без трещин (глинистые сланцы, хлоритовые сланцы, глины).

Несущая способность пород (компетентность) — свойство пород при складкообразовании передавать ориентированное давление вдоль пласта с сохранением сплошности пород при изгибе путем залечивания возникающих трещин. Проявлениями несущей способности пород являются возникающие при складкообразовании отслоения (в антиклиналях ниже несущего пласта, в синклиналиях выше него), возникновение массивных минерализованных трещин в хрупких породах, соприкасающихся с несущими, а также увеличение мощности пластичных пород вблизи несущего пласта.

Несущая способность пород определяется их свойствами. Обычно это умеренно хрупкие породы, которые обладают ограниченной способностью как к трещинообразованию, так и к пластическому течению. Для них характерны повышенная карбонатность, равномерная зернистость и другие свойства. По убыванию несущей способности выделяются четыре группы пород:

- 1) с высокой несущей способностью — массивные и грубо-слоистые известняки, доломиты, мраморы;
- 2) с низкой несущей способностью — ленточные известняки, известковистые сланцы, песчаники с карбонатным цементом;
- 3) редко проявляющие несущую способность — конгломераты, песчаники, туффиты, алевролиты, кристаллические сланцы;
- 4) не проявляющие несущих способностей — глины и глинистые сланцы, тальковые и серицитовые сланцы, кварциты, игнимбриты, граниты, т.е. породы весьма пластичные и весьма хрупкие.

В разрезе пород, различающихся по своим несущим способностям, возникают благоприятные условия для рудоотложения — полости отслоения, зоны интенсивной трещиноватости. Даже незначительных различий в несущей способности пород бывает достаточно, чтобы создать в малых складчатых формах указанные «структурные ловушки».

4.2. ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Эти свойства определяют возможности перемещения рудоносных растворов, пути их миграции и условия отложения рудного вещества. Они выражаются проницаемостью разреза пород и отдельных его членов.

Проницаемость — это способность горных пород пропускать через себя различные растворы (газовые, жидкие). Для горных пород характерна низкая проницаемость, которая в определенных условиях может значительно увеличиваться.

Проницаемость пород (просачивание растворов) подчиняется закону Дарси, который выражается формулой

$$Q = K \frac{Ft(P_2 - P_1)}{\eta l},$$

где Q — объем раствора, см^3 ; K — коэффициент проницаемости, дарси; F — поперечное сечение, см^2 ; t — время, с; $(P_2 - P_1)$ — перепад давления, атм.; l — длина пути, см; η — вязкость жидкости, сантипуазы.

Коэффициент проницаемости $K_{\text{п}}$ измеряется в дарси (Д); от него можно перейти к коэффициенту фильтрации $K_{\text{ф}}$, который показывает скорость просачивания, см/с :

$$K_{\text{ф}} = K_{\text{п}} \frac{\nu}{\eta},$$

где ν — удельный вес фильтрующейся жидкости, η — ее вязкость.

По величине коэффициента проницаемости горные породы разделяются на пять групп: 1) очень хорошо проницаемые — свыше 1,0 Д; 2) хорошо проницаемые — 0,1–1,0 Д; 3) средней проницаемости — 0,01–0,1 Д; 4) слабопроницаемые — 0,001–0,01 Д; 5) непроницаемые — меньше 1 мД.

По величине коэффициента фильтрации выделяются: 1) сильнофильтрующие — более 10^{-3} см/с , 2) фильтрующие — 10^{-5} – 10^{-3} см/с , 3) слабофильтрующие — 10^{-8} – 10^{-5} см/с , 4) нефильтрующие — менее 10^{-8} см/с породы.

Главными факторами, определяющими проницаемость пород, являются пористость и трещиноватость. Пористость — отношение суммы объемов пор породы ко всему объему породы (%). Она определяется совокупностью пространства между твердой фазой абсолютно сухой породы. Различают общую (абсолютную), открытую, эффективную, дифференцированную пористость. Общая пористость определяется суммой всех открытых и закрытых пор; открытая пористость отражает объем сообщающихся пор; по дифференцированной пористости можно судить о количестве пор различного размера. Эффективная пористость —

часть открытой пористости, по которой при заданных условиях происходит циркуляция жидкостей или газов. Эффективная и открытая пористость в горных породах по своей величине могут совпадать и определяться отношением суммы объемов взаимосвязанных пор к общему объему породы (%). Этот показатель наиболее полно отражает способность породы проводить рудоносные растворы, так как эта способность в основном определяется взаимосвязанными порами. Замкнутые поры заполняются медленно, главным образом путем диффузии.

Поры горных пород могут иметь различные формы: щелей, эллипсов, неправильных многоугольников. Они образуют нитевидные трубчатые каналы, шары, многогранники, призмы, комбинированные фигуры. Для изучения процесса фильтрации рудоносного раствора через горную породу необходимо определять также медианный диаметр, коэффициент извилистости и другие параметры пор.

По размерам различаются поры сверхкапиллярные (более 0,5 мм), капиллярные (0,5—0,0002 мм), субкапиллярные (менее 0,0002 мм). Растворы в них движутся по-разному: в сверхкапиллярных происходит свободное гидростатическое движение в турбулентной форме; в капиллярных движение протекает в ламинарной форме, так как осложняется молекулярным притяжением стенок; в субкапиллярных имеет место передвижение вещества путем диффузии.

Формы и размеры пор исследуются под микроскопом при больших увеличениях, применяются красители, которые насыщают породу.

По величине их общей пористости А.В. Королев и П.А. Шехтман предлагают выделять следующие группы пород: 1) с весьма низкой пористостью (менее 1%) — плотные глинистые и карбонатные породы или плотные свежие кристаллические сланцы (граниты, гнейсы — 0,02—0,56; мраморы — 0,22—0,4%); с низкой пористостью (1—3%) — магматические породы; умеренно измененные эндогенными процессами или выветриванием, плотные песчаники, известняки, туфы; 2) с повышенной пористостью (3—10%) — слабо метаморфизованные песчаники, конгломераты, сильно измененные магматические породы, туфы; 3) с высокой пористостью (более 10%) — рыхлые слабо сцементированные песчаники, конгломераты, туфы, известняки, сильно выветрелые интрузивные породы.

Трещиноватость играет не менее важную роль в проницаемости пород, чем пористость. Крупные трещины и разломы не только сами вмещают рудные тела, но и определяют пути движения рудоносных растворов, скорости их движения и другие особенности процесса образования месторождений.

Особую роль в проницаемости горных пород играет мелкая трещиноватость, т.е. совокупность мелких трещин, не доступных для индивидуального картирования. Развиваясь в породах с весьма низкой пористостью, они могут существенно повысить их проницаемость. Так, на многих месторождениях золота, залегающих в черносланцевых толщах Восточной Сибири, рудные тела локализируются не только в высокопористых песчаниках, но и в трещиноватых алевролитах.

Сравнительный анализ мелкой трещиноватости проводится путем установления удельной трещиноватости или ее коэффициента (количество трещин на 1 м), частоты трещин (количество трещин данной системы на 1 м), удельного растяжения (сумма ширины всех трещин, отнесенная к объему породы, содержащей эти трещины). Важным показателем проницаемости является рисунок мелкой трещиноватости. Трещины могут образовывать серию субпараллельных каналов или соединяющихся и ветвящихся «нитей». В последнем случае создаются более благоприятные для проницаемости условия.

Движение потока рудоносных флюидов происходит в сложной геологической обстановке. В одних условиях определяющими путями являются разломы, в других — складки, в третьих — проницаемые горизонты (или толщи) пород. Поток растворов распределяется между различными путями фильтрации пропорционально фильтрационной проводимости. В толщах, смятых в складки, гидротермальные растворы стягиваются в антиклинальные ядра. При наличии слабопроницаемых экранирующих пород они могут накапливаться в синклиналиях.

Путем гидродинамического анализа установлено, что каналы фильтрации образуются трещиноватыми проводниками и телами хорошо проницаемых пород. Такие условия часто возникают в наиболее нарушенных осевых зонах складчатых структур. При движении рудоносного флюида в хорошо проницаемых породах наблюдается его фронтальное перемещение. Через плохо проницаемые слои происходит «перетекание» раствора с использованием трещиноватости. Эти и другие закономерности фильтрации рудоносного потока были изучены А.А. Пэком с помощью метода электрогидродинамического моделирования (ЭГДА). В его основе лежит положение о том, что движение рудоносных растворов подчиняется законам подземной гидродинамики, и существует математическая аналогия между движением электрического тока и фильтрацией жидкости в пористой среде. Аналогия не является полной, но с помощью этого метода можно получить представление о возможных путях движения рудоносных растворов в изучаемом рудном поле.

4.3. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Эти свойства горных пород создают определенную физико-химическую обстановку рудоотложения и способствуют или препятствуют активному образованию рудных минералов. Влияние состава вмещающей среды на морфологию рудных тел определяется, во-первых, наличием веществ-осадителей, во-вторых, составом основной массы данной горной породы как химически активной или пассивной среды рудоотложения. Известно много фактов, свидетельствующих об определяющей роли вмещающей среды на локализацию рудных тел и месторождений, что обусловлено свойствами и составом горных пород.

Активным осадителем является присутствующее во вмещающих породах органическое вещество в виде переработанных в разной степени органических остатков, сера, железо, а также ряд минералов — пирит, халькопирит, арсенопирит и др. Органика создает восстановительную среду, благоприятную для осаждения сульфидов, оксидов, самородных металлов. Например, на коренных золоторудных месторождениях Бодайбинского района в Восточной Сибири установлено, что количество золота прямо пропорционально содержанию органического вещества, находящегося в черносланцевых толщах. Здесь же концентрируются повышенные содержания платины, редкоземельных и других элементов. Этот же факт установлен на ряде золоторудных месторождений Енисейского Кряжа и на других месторождениях золото-черносланцевой формации. Особенно отчетлива приуроченность рудных тел к толщам, содержащим органику, на многих месторождениях урана как экзогенного, так и эндогенного гидротермального генезиса. Здесь при рудоотложении происходит восстановление урана шестивалентного до четырехвалентного, осаждающегося в виде урановой смолки и других минералов. В качестве примера можно отметить урановую минерализацию в мезозойских впадинах Забайкалья, среди грубообломочных толщ, содержащих измененные растительные остатки.

Большую роль в рудолокализации играет химический состав вмещающих пород, а точнее гетерогенность этого состава в рудовмещающей толще. Эта гетерогенность выражается в переслаивании более и менее химически активных пород, например известняков, сланцев и песчаников. Так, в Восточном Забайкалье и Северной Монголии свинцово-цинковые месторождения приурочены к известнякам, образующим крупные поля или останцы среди гранитоидов или песчано-сланцевых толщ (Екатерино-Благодатское, Кадаинское и др. месторождения). Подобная закономерность устанавливается и для полиметаллических месторождений Средней Азии. При образовании этих месторождений рудоносные

растворы реагируют с известняками, происходит изменение рН и, как следствие, выпадение рудных компонентов.

Во многих случаях большое влияние на процесс рудоотложения оказывают предрудные изменения состава вмещающих пород. Особенно это характерно для скарновых месторождений. Например, на Турьинском медном месторождении (Урал) богатые халькопиритовые руды образуются по пироксеновым скарнам.

В рудных районах, где подобные закономерности установлены, целесообразно проводить специальное изучение петрографического и химического состава пород с выделением наиболее благоприятных для рудоотложения толщ и участков.

Рассматривая в целом влияние физико-механических свойств и вещественного состава пород на формирование рудных тел, необходимо отметить, что эти свойства между собой тесно связаны. О влиянии минерального состава на физическую анизотропию и хрупкость-пластичность уже упоминалось. На механические свойства пород оказывает влияние также общая пористость — с ее уменьшением повышается модуль упругости. Содержание карбонатного вещества в породе является определенной мерой ее несущей способности.

Перечень вопросов, при решении которых играют важную роль сведения о физических, механических и других свойствах горных пород, обширен. Рассмотрим ряд наиболее показательных примеров, отражающих роль различных свойств, состава и строения рудовмещающего субстрата на процесс рудообразования.

Комплекс физических и механических свойств характеризует условия образования горных пород и преобразования их в последующей геологической жизни. Эти свойства отражают состав горных пород, их структуру, а также характер эпигенетических преобразований и тектонических напряжений, которым эти породы подвергались.

Ю.А. Розановым подчеркивалась зависимость физико-механических свойств горных пород от характера и интенсивности их гидротермально-метасоматических изменений. На Чонкойском ртутном месторождении им установлена приуроченность оруденения к листовитам, образовавшимся по серпентинизированым интрузивным (дуниты) и эффузивным породам основного состава. Слабо измененные разности этих пород характеризуются высокими значениями модуля упругости ($8,3 \cdot 10^4$ Па) и коэффициента Пуассона (0,35), что свидетельствует о достаточной пластичности этих пород в обстановке высокого всестороннего сжатия, при наличии избыточного давления по одному из направлений. В то же время листовиты, также демонстрирующие высокие значения модуля упругости ($8,64 \cdot 10^4$ Па), являются более

хрупкими, поскольку коэффициент Пуассона этих пород очень мал (0,18). Таким образом, следует считать установленным, что лиственитизация серпентинизированных пород приводит к значительному повышению модуля упругости (и модуля сдвига) и снижению коэффициента Пуассона. Приуроченность прожилковой ртутной минерализации к лиственитам предопределена повышенной хрупкостью последних, приводящей к интенсивному растрескиванию этих пород. Приведенные данные позволяют оценивать зоны измененных пород как ослабленные участки, благоприятные для формирования трещинных структур и локализации прожилкового, а также вкрапленного метасоматического оруденения.

Аналогичным образом на месторождениях других типов установлено, что при альбитизации горных пород, вмещающих оруденение, общая пористость возрастает в 3—5 раз, а при процессах скарнирования — в 2—10 раз. Пористость увеличивается при серицитизации (рис. 4.1), березитизации, серпентинизации, лиственитизации пород, а также при фузарольно-сульфатарной деятельности. В то же время при скаполитизации, доломитизации, а иногда и при лиственитизации пористость может уменьшаться. Все эти изменения определяются процессами привноса—выноса тех или иных петрогенных компонентов горных пород, а также различиями в плотностях породообразующих и замещающих их вновь образованных минералов.

Пористость пород достаточно тесно связана с их упруго-прочностными характеристиками. Так, по данным Ю.А. Розанова, при альбитизации вмещающих пород параллельно с увеличением пористости модуль упругости снижается с $8 \cdot 10^4$ до $5 \cdot 10^4$ Па, при серпентинизации он также уменьшается, а при лиственитизации, березитизации и скарнировании, наоборот, возрастает при одновременном снижении коэффициента Пуассона. При окварцевании пород уменьшается как модуль упругости, так и коэффициент Пуассона (см. рис. 4.1).

Как это было показано выше, благоприятные для рудокализации породы обычно характеризуются повышенной проницае-

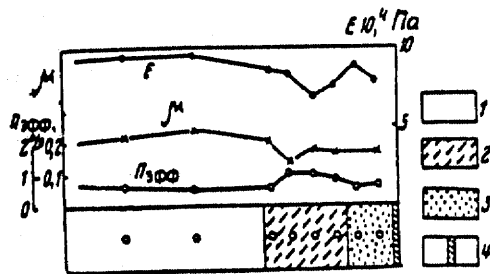


Рис. 4.1. Изменение физико-механических свойств фельзитов при их серицитизации (по Ю.А. Розанову).

- 1 — неизменные фельзиты; 2 — серицитизированные фельзиты; 3 — окварцованные и пиритизированные фельзиты; 4 — рудное тело

мостью, которая возникает при дорудной гидротермальной их переработке, либо при тектонической подготовке пород (повышенная трещиноватость), либо при совместном проявлении обоих факторов.

Еще раз подчеркнем, что формирование благоприятных для движения рудоносных растворов и рудоотложения структур в значительной степени определяется совокупностью физико-механических и фильтрационных свойств пород. Способность пород деформироваться и наличие пустот различного размера и происхождения определяют возможность возникновения благоприятных структур, проницаемость для растворов и характер взаимодействия последних с горными породами.

При этом прочностные и упругие свойства пород предопределяют характер структур и их положение в определенных геологических позициях. Эти свойства позволяют определять возможное поведение тех или иных пород в процессе рудообразования, их реакцию на деформирование (т.е. роль в структурообразовании) и т.д.

Известно, что породы с различными физико-механическими свойствами, о которых можно судить по величинам модуля сдвига и модуля Юнга, коэффициента Пуассона и пористости, временного сопротивления сжатию, разрыву, сколу и других, неодинаково реагируют на деформирующие их усилия. Так называемые некомпетентные породы, наиболее ярко представленные глинистыми сланцами, при складчатых деформациях образуют мелкие складки малого радиуса кривизны. Наоборот, компетентные породы, в частности песчаники, известняки, доломиты и другие, способны образовывать широкие упругие своды большого радиуса кривизны.

Многими авторами, изучавшими ртутные месторождения Средней Азии, локализованные в карбонатных комплексах, отмечалось, что формирование месторождений происходило при решающем влиянии разрывной тектоники — крупных разломов, перемещения по которым приводили к возникновению зон межформационного расслоения. В основном карбонатный рудовмещающий разрез на этих месторождениях состоит из пачек доломитизированных известняков, которые различаются по степени доломитизации, а также текстурно-структурным характеристикам, что обуславливает и различия в физико-механических свойствах этих пород и величинах их пористости. Эти различия и определили положение оруденения в стратиграфическом разрезе. На большинстве месторождений в Южной Киргизии оно локализовано в крупнозернистых доломитах, модуль упругости которых изменяется в пределах $(6,95-7,95) \cdot 10^4$ Па, т.е. оказывается

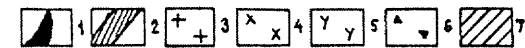
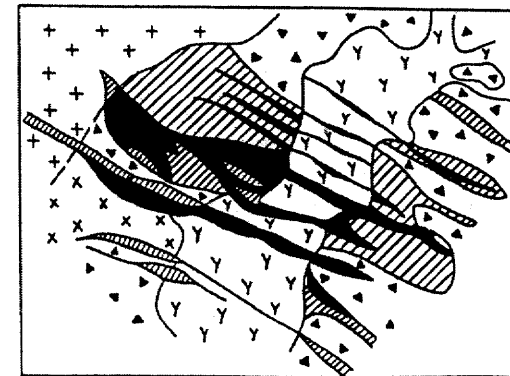
на 10—20% выше, чем соответствующий показатель залегающих выше по разрезу, но безрудных мелкозернистых доломитов ($E = (6,63-6,81) \cdot 10^4$ Па). Крупнозернистые породы обладают также в 2—2,5 раза более низкими величинами коэффициента Пуассона (0,09—0,14). Такое сочетание их физических свойств определяет повышенную хрупкость этих пород. Тектонические деформации в них реализовывались в основном в виде разрывных деформаций, растрескивания. Таким образом, хрупкость способствует повышению пустотности и, в конечном счете, рудоотложению.

Высокая пластичность мелкозернистых разностей в сочетании с более низкими значениями модуля упругости как фактор рудоотложения неблагоприятна, и высокопластичные породы (тонкослоистые мелкозернистые известняки, сланцы и др.) во многих случаях играли роль структурно-литологических экранов на путях движения гидротермальных растворов.

Существенно различаются по особенностям своего внутреннего строения разломы и крупные трещины в породах с различными физико-механическими свойствами. В этом отношении показатель толщи переслаивающихся вулканогенных пород различного состава. В лавах основного или среднего состава, демонстрирующих минимальную общую и эффективную пористость (от долей до первых процентов), высокие показатели коэффициента Пуассона и достаточно высокую прочность, разломы имеют сосредоточенное строение. Напротив, там где эти структуры пересекают эффузивы кислого и среднего состава с высокой пористостью (от нескольких до 10% и более), высокой прочностью, относительно высокими значениями модуля Юнга и малыми величинами коэффициента Пуассона, они дают резкие раздувы по мощности с развитием серии параллельных и субпараллельных швов, окаймленных мощными полосами сгущения мелких трещин.

Благоприятные для рудоотложения участки и горизонты пород выделяются по совокупности признаков. Для примера можно привести результаты определений физико-механических свойств горных пород одного из урановых месторождений Сибири. Анализ этих свойств показывает прежде всего гетерогенность разреза, включающего пористые породы (фельзит, конгломерат, туф), породы, обладающие различной прочностью: андезиты, трахидациты с высокими прочностными показателями, конгломераты, андезитобазальты с более низкой прочностью. Здесь наиболее благоприятными для рудолокализации являются гидротермально измененные породы (аргиллитизированные трахидациты, андезито-базальты), в которых по сравнению с неизмененными разностями пористость возрастает в 3—4 раза и существенно уменьшается прочность.

Рис. 4.2. Изменение мощности рудных тел при пересечении пород различного состава на месторождении Учкошкон.
1 — рудные тела; 2 — прожилково-вкрапленное оруденение; 3 — граниты; 4 — гранит-порфиры; 5 — фельзиты; 6 — брекчии; 7 — роговики



Гетерогенность, т.е. разнородность по свойствам и составу, рудовмещающих толщ часто предопределяет форму рудных тел и места их локализации. На многих месторождениях при переходе рудных тел из одних пород в другие существенно изменяются размеры и форма рудных тел (рис. 4.2).

Таким образом, состояние геологической среды, которое определяется тектоническими, фильтрационными свойствами, составом и структурно-текстурными особенностями вмещающих пород, играет чрезвычайно важную роль при формировании месторождений полезных ископаемых. Для некоторых их типов, в частности для низко- и среднетемпературных месторождений ртути, флюорита, урана и других полезных ископаемых, эти свойства пород являются ведущим фактором, определяющим условия формирования месторождения, характер и положение благоприятных структур и, в конечном счете, позицию промышленного оруденения и морфологию рудных тел.

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ
РУДНЫХ ПОЛЕЙ
И МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

К настоящему времени разработано много классификаций локальных геологических рудоносных структур. Большинство ранних классификаций рассматривает преимущественно структуры, контролирующие эндогенное оруденение (Крейтер, 1956; Белевцев, 1961; Яковлев, 1968; Смирнов, 1969, 1976; Вольфсон, Яковлев, 1975; Семинский, 1987). Основное внимание в них уделяется тектоническим структурам (складки, разломы, трещинные структуры). Несколько меньшее внимание при этом уделялось изучению структур экзогенных месторождений (Крейтер, 1956; Ермаков, 1962; Яковлев, 1982). Сравнительно слабо изученными оставались структуры, образование которых обусловлено магматическими процессами. Неоднократно предпринимались и попытки систематизации рудоносных структур тех или иных генетических типов месторождений, различных видов полезных ископаемых в той или иной металлогенической провинции.

При всем разнообразии классификаций при их разработке использовались преимущественно два подхода: структурно-морфологический и структурно-генетический.

Основы структурно-морфологической классификации были заложены Ф.И. Вольфсоном (1953), который для каждого генетического типа месторождений (магматический, пегматитовый, скарновый, грейзеновый, гидротермальный) рассматривал морфологические типы рудных тел, определяемые особенностями структур различного происхождения. С одной стороны, преимуществом такой классификации является то, что она устанавливает связь структурно-морфологических особенностей месторождений с их генетическим типом, но с другой стороны, сами рудоносные структуры в ней не являются ведущим признаком, что приводит к усложнению классификации.

Начало разработки структурно-генетических классификаций положено В.М. Крейтером (1956), А.В. Королевым (1962),

В.И. Смирновым (1969) и Г.Ф. Яковлевым (1982). При таком подходе рассматривается роль генетических типов структур в локализации оруденения и появляется возможность увязки между собой типов структур рудных полей и месторождений. Именно такой подход, представляющийся более плодотворным, будет использован в дальнейшем, а за основу с некоторыми изменениями взята наиболее поздняя редакция структурно-генетической классификации, изложенная в работах В.И. Смирнова (1976) и Г.Ф. Яковлева (1982).

В настоящем разделе будут подробно рассмотрены дорудные структуры рудных полей и месторождений (главы 5—8), а также внутрирудные структуры, определявшие положение рудных столбов, и наиболее важные послерудные структуры (гл. 9), которые усложняли геологическое строение уже сформированных рудных объектов.

Глава 5**ТЕКТОНОГЕННАЯ СЕРИЯ СТРУКТУР
РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Тектоногенные структуры рудных полей и месторождений хорошо изучены, за основу их классификации (табл. 5.1) в дальнейшем принимаются претерпевшие лишь некоторые изменения схемы, разработанные В.М. Крейтером (1956), Г.Ф. Яковлевым (1982), Ж.В. Семинским (1987).

5.1. ТЕКТОНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Тектоногенные структуры рудных полей могут быть подразделены на три группы: 1) складчатых зон; 2) зон разломов; 3) трещинных и кливажных зон.

5.1.1. Структуры складчатых зон

Складки представляют собой изгибы слоев горных пород и являются результатом их смятия. Они бывают различны по величине, и размах (ширина и высота) рудовмещающих структур этого типа может изменяться от нескольких километров до десятков метров, хотя существуют и намного более мелкие складки размером в несколько сантиметров или миллиметров, получившие название плейчатости.

Таблица 5.1

Тектоногенные структуры рудных полей и месторождений

Структуры рудных полей		Структуры месторождений	
Типы структур	Примеры	Типы структур	Примеры
Зоны складчатости общего смятия	Хилл-Энд (Австралия), Бричмуллинское (Ср. Азия)	Складчатые структуры: складки продольного изгиба со скольжением	Никитовское (Донбасс), Хилл-Энд, Бендиго (Австралия) Элизабет (США) Бричмулла (Ср. Азия) Уолт-Гали (Австралия)
	глыбовой	Таскайнарское (Ср. Азия)	
2. складки волочения			
3. пластообразные зоны трещин в благоприятных породах			
4. межформационные срывы и зоны дробления на крыльях складок			
глыбовой	Таскайнарское (Ср. Азия)	складки поперечного изгиба	Сигуаньшань (Китай) Хайдаркан (Ср. Азия), Благодатненское (Вост. Забайкалье) Славянское (Донбасс), Аурахмат (Ср. Азия) Пьер-Петюи (Франция), Флюоритовый район (США), Седмочисленница (Болгария) Феррис-Хаггарт (США)
		блокированные складки	
		диапировые складки	
глыбовой	Таскайнарское (Ср. Азия)	структуры напластования	
		структуры экранирования	

Окончание табл. 5.1

Структуры рудных полей		Структуры месторождений	
Типы структур	Примеры	Типы структур	Примеры
Зоны разломов сжатия	Материнская жила (США), Кадаинское (Вост. Забайкалье)	Разрывные структуры перемещения: взбросы, сдвиги, надвиги	Кугитанг (Ср. Азия), Чаган-Узун (Горный Алтай), Верхнее (Дал. Восток)
		растяжения	
Зоны трещинные и кливажные связанные со складчатостью	Шнеберг (Германия)	сбросы	Сан-Рафаэль, Гуанохуато (Мексика), Дукат (Магаданская обл.)
		Трещинные и кливажные	
сопряженные с отдельными складками	Фрайберг (Германия)	скола	Антоновогорское, Шахтаминское, Этыкинское (Вост. Забайкалье), Пршибрам (Чехия), Морнинг-Стар (Австралия), Потоси (Боливия), Бьют (США) Ононское (Забайкалье)
		отрыва	
наложенные на складчатость	Фрайберг (Германия)	комбинированные	Аннаберг (Германия), Иультинское (Чукотка), Депутатское (Вост. Сибирь) Перрон, Сигма, Ламак (Канада) Чукикамата (Чили) Богуты (Казахстан)
		оперения	
		линейные макроштокверки	Мурунтау (Казахстан), Подлунный Голец (Зап. Сибирь)
		кливажные линейные штокверковые зоны	
		кливажные штокверки	



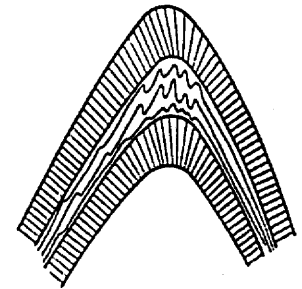
Рис. 5.1. Складки (А) концентрические и (Б) подобные (по В.В. Белоусову)

Известно множество классификаций складчатых структур, основанных на их морфологических, геометрических, кинематических, физико-генетических, геолого-генетических и иных особенностях (Ажгирей, 1966; Белоусов, 1971; Гзовский, 1975; Михайлов, 1967; и др.). Наиболее разработана морфологическая классификация, в которой складки подразделяются на структуры с острым и округлым замком, сундучные, или коробчатые, открытые и изоклиальные (по взаимоотношению крыльев и замка), симметричные и асимметричные, линейные и брахискладки (по соотношению длины и размаха крыльев складок). В зависимости от наклона осевой поверхности и крыльев выделяются прямые, наклонные, опрокинутые, лежачие и ныряющие (перевернутые) складки. Если в смятой в складки толще поверхности слоев образуют дуги, как бы описанные из единого центра, говорят о концентрических складках. Подобные структуры постепенно выполаживаются вверх и вниз по разрезу и развиты ограниченно. Значительно чаще встречаются подобные складки, где все слои имеют одинаковый радиус кривизны и каждый имеет собственный центр кривизны (рис. 5.1). Обязательным условием существования таких структур является то, что мощности слоев в замках складок должны быть больше, чем на крыльях. Как будет показано ниже, это достигается вторичным перераспределением материала в пределах слоя, его перетеканием с крыльев в замки складок в процессе складкообразования.

Концентрические и подобные складки принадлежат к классу гармоничных складок. Это означает, что антиклиналям соответствуют антиклинали же в более глубоких слоях. Подобная же черта свойственна и синклиналям. Складки остаются гармоничными, даже если вверх по разрезу изменяется их наклон, например прямые складки на глубине становятся в верхних слоях наклонными и даже лежачими.

Однако нередки случаи несовпадения в размещении синклинальных и антиклинальных складок в разных слоях, и над синклиналью в других слоях может существовать антиклиналь, а размер складок в разных слоях оказывается различным. Например, твердые и мощные слои песчаников могут быть смяты в широкие пологие складки, тогда как находящиеся между ними тонкие

Рис. 5.2. Дигармоничные складки набегания в менее вязких слоях на крыльях и в замке большей складки (по В.В. Белоусову)



и более пластичные слои, например глинистых сланцев, образуют более мелкие складки иной морфологии. Такие складки называют дигармоничными, а само явление несовпадения складок в разных слоях получило название дигармонии (рис. 5.2). Особенно резко дигармония выражена в диапировых складках, наиболее типичными из которых являются соляные диапировые купола.

В природе складки обычно встречаются большими или малыми группами, занимающими определенную площадь. Такая совокупность складок, покрывающих некоторую территорию, называется складчатостью. В зависимости от происхождения выделяют экзогенную и эндогенную складчатость. Экзогенная складчатость формируется в поверхностной зоне и включает три типа: 1) геоморфогенную, связанную с элементами геоморфологии, например с неровностями рельефа (складки осадочного облекания) или ледниковыми формами рельефа (гляциодислокации); 2) гравигенную, обусловленную действием силы тяжести (складки оседания, оползания и отчасти выпирания); 3) дилатогенную, возникающую вследствие изменения объема пород (разбухания или уплотнения). Экзогенная складчатость встречается на рудных полях и месторождениях и будет рассмотрена среди других структур экзогенной серии.

Однако значительно более важную роль в строении рудных полей и месторождений играет эндогенная складчатость. Она, в свою очередь, подразделяется Г.Ф. Яковлевым (1982) на тектоногенную, тектоно-магматогенную (возникает в малоглубинной зоне) и тектоно-метаморфогенную (образуется в глубинной зоне).

На локализацию рудных полей и месторождений наибольшее влияние оказывает тектоногенная складчатость. По морфологическим признакам она подразделяется на складчатость полную (голоморфную), складчатость прерывистую (идиоморфную) и складчатость промежуточного типа. Характерными признаками полной, или голоморфной, складчатости являются: 1) непрерывность чередования складок, заполняющих без всяких недислоцированных участков всю площадь складчатой зоны (области); 2) равное развитие антиклинальных и синклинальных складок, имеющих в целом одинаковую форму, ширину и амплитуду; 3) линейная форма складок, их параллельность друг другу в пределах широких зон; 4) одинаково ориентированный наклон складок (вергентность) в пределах широких зон.

Признаками прерывистой, или идиоморфной, складчатости являются: 1) прерывистость и локальность, изолированность складок, разделенных участками ненарушенного залегания слоев; 2) неравное развитие антиклиналей и синклиналей с преобладающей ролью первых; 3) отсутствие линейности, преобладание брахиантиклиналей и куполов; 4) отсутствие вергентности (ориентированного наклона), асимметрия складок, вызванная различными углами наклона слоев на разных крыльях.

Складчатость промежуточного морфологического типа в той или иной мере обладает признаками обоих, охарактеризованных выше типов и объединяет гребневидную, сундучную складчатость и диапировые купола.

При изучении структур рудных полей и месторождений удобно использовать предложенную В.В. Белоусовым (1971) кинематическую классификацию складчатости, которая основывается на представлениях о характере деформаций или перемещениях материала, обусловивших перечисленные выше морфологические особенности складчатости. С этих позиций выделяются три группы складчатости: общего смятия, глыбовая и нагнетания. В структуре рудных полей, т.е. в размещении месторождений в их пределах, наибольшая роль принадлежит складчатости общего смятия и глыбовой складчатости.

Структуры зон складчатости общего смятия

К складчатости общего смятия относится полная, или голоморфная, складчатость, морфология которой указывает на ее формирование в процессе общего горизонтального сжатия всей толщи слоев. Поэтому образующиеся при этом складчатые структуры относятся к складкам продольного сжатия.

Такая складчатость свойственна конвергентным границам плит типа континент—континент или континент—океан (зоны субдукции или обдукции), где развиты линейные изоклинальные складки остроугольной формы с преобладанием подобных (а перед зонами обдукции — концентрических) складок и складок течения. Складки могут располагаться параллельно или чаще кулисообразно, зачастую наклонены в сторону континента, а их осевые поверхности в целом повторяют очертания границы плит.

Складки продольного сжатия могут быть подразделены на два типа: продольного изгиба со скольжением и продольного расплющивания (складки течения). Первые очень широко распространены, сущность механизма их формирования состоит в изгибании слоев и проскальзывании их относительно друг друга (рис. 5.3, А). Необходимым условием возникновения такой деформации являются отчетливая слоистость и механическая неод-

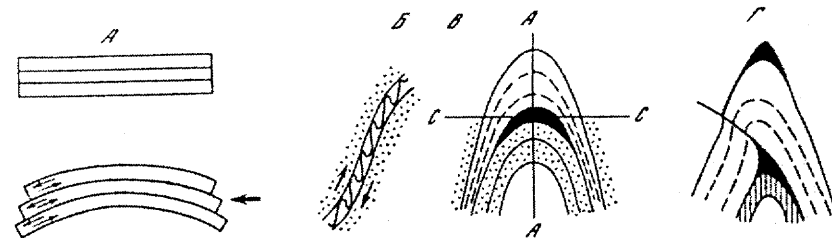


Рис. 5.3. Складки продольного изгиба со скольжением (по Л.И. Лукину).

А — схема образования складки: изгиб горизонтально лежащих слоев с одновременным проскальзыванием их относительно друг друга; Б — складки волочения в слое пластичной породы на крыльях складки изгиба со скольжением; В — приоткрывание (черное) в призмочной части складки на границе слоев пластичной (вверху) и упругой (внизу) пород; Г — седловидная жила золоторудного месторождения Бендиго. Стрелки показывают относительное перемещение прилежащих слоев пород



Рис. 5.4. Складки течения.

А — схема образования складки (по Е.И. Паталахе); 1 — более пластичные, 2 — менее пластичные породы. Стрелками показаны относительные перемещения материала; Б — положение железорудных тел (показаны точками) в складке течения (по Я.Н. Белевцеву)

нородность слоистой толщи, чередование в разрезе пород с различными физико-механическими свойствами. Складки течения (рис. 5.4) (т.е. складки обусловленные течением материала) по типу близки к складкам продольного изгиба, но возникают чаще там, где в разрезе преобладает материал, пластичный в условиях деформации. Такие складки возникают в условиях глубинного метаморфизма, когда породы демонстрируют высокую пластичность, и характерны для пород метаморфического комплекса. Однако такие складки могут образовываться и в менее глубинных зонах, если в разрезе преобладают, например, пластичные глины или глинистые сланцы. Механизм образования складок течения сводится к тому, что при изгибании слоистой толщи происходит перемещение пластичного материала к замку складки, где мощность слоев пластичных пород может возрастать в десятки раз.

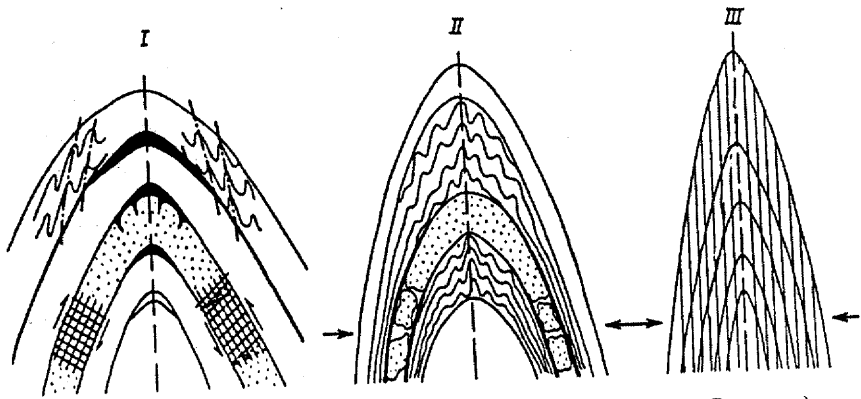


Рис. 5.5. Стадии образования складок общего смятия (по В.В. Белоусову). Стадия I — складка продольного изгиба со скольжением; стадии II—III — складка продольного расплющивания

Процесс образования складки продольного сжатия включает три основные стадии. На первой стадии (рис. 5.5, I) происходит образование параллельной (концентрической) складки продольного изгиба со скольжением, в пределах которой возникают а — седловидные полости приоткрывания в призмковых частях складки, б — послойный и веерообразный кливаж скола в хрупких породах (например, в песчаниках, кварцитах и т.д.), в — складки волочения в пластах пластичных пород на крыльях складок.

На второй стадии (см. рис. 5.5, II) формирующаяся складчатая структура начинает приобретать черты, свойственные складке течения. При этом происходит перераспределение материала слоев пластичных пород, который выжимается (расплющивается) в замки складок, и развивается послойная сланцеватость. Заключенные среди пластичных пород более хрупкие слои раскалываются на блоки, частично растаскиваются, разлинзовываются с образованием будин, а пространство между ними заполняется более пластичным материалом. Мощность слоев на крыльях складок существенно уменьшается, и вдоль них нередко развиваются межпластовые срывы, переходящие во взбросы и надвиги.

На третьей стадии (см. рис. 5.5, III), после того как складки становятся изоклиральными и их дальнейшее сжатие уже невозможно, в породах развивается кливаж течения (кливаж осевой плоскости складок, или главный кливаж). Неоднородное пластическое течение вещества горных пород по этим плоскостям в направлении, перпендикулярном действию сжимающих сил, приводит к образованию складок скалывания.

Необходимо заметить, что обычно эти три стадии частично перекрывают друг друга. Поэтому чаще всего приходится иметь

дело со складками, сочетающими признаки структур продольного изгиба со скольжением и структур течения, в которых различные пачки пород деформированы несколько различным образом. Обычно это следствие того, что на отдельных участках рудного поля в разрезе преобладают то хрупкие, то более пластичные породы.

Примером рудного поля, связанного со складчатостью общего смятия, является рудное поле Хилл-Энд в Австралии. Оно сложено метаморфизованными до зеленосланцевой фации вулканогенными породами ордовика—среднего силура и терригенными образованиями среднего силура—среднего девона. Все эти породы были смяты в линейные складки с меридиональным простиранием осей, что указывает на сжатие толщ в широтном направлении при региональных деформациях в раннем карбоне (рис. 5.6). Преобладающим типом структур на рудном поле являются крупные, сжатые до изоклиральные складки. Главной рудоконтролирующей структурой является антиклиналь Хилл-Энд. Она протягивается с юга на север на 80 км, а ее шарнир полого погружается на север. На месторождении Хилл-Энд антиклиналь осложнена двумя сближенными антиклинальными складками более высокого порядка, разделенными узкой синклиналью. К северу от месторождения Тамбарура в строении региональной антиклинали устанавливается серия малоамплитудных эшелонированных антиклинальных и синклинальных складок, оси которых срезаются крутопадающим на северо-запад взбросом. Характер складчатости в пределах рудного поля определяется физико-механическими свойствами горных пород различных стратиграфических подразделений и их неоднородностью. Массивные и компетентные породы формаций Кукман и Мерионс образуют единую крупную антиклинальную складку, тогда как отчетливо слоистые (и следовательно, механически анизотропные) породы других толщ сминаются в многочисленные более мелкомасштабные складки (рис. 5.7). Например, тонкослоистые песчано-глинистые породы формации Чеслейф и группы Крудин смяты в узкие стрельчатые («шевронные») складки, их мощности возрастают в замке региональной антиклинали. В то же время отчетливо слоистые преимущественно глинистые породы формации Каннингем образуют узкие до изоклиральные подобные складки.

Все промышленные кварцевожилые месторождения рудного поля приурочены к шарнирной части региональной антиклинали (месторождения Хилл-Энд, Тамбарура, Харгрейвс) или расположенной рядом более мелкой параллельной антиклинальной структуры (Виндейер), локализованы в толщах тонкослоистых пород и отсутствуют в свитах массивных пород. Отдельные руд-

Рис. 5.6. Схематическая геологическая карта рудного поля Хилл-Энд, Австралия (по Ж. Уиндх).

1 — граниты; 2 — формация Каннингем; 3 — туфы Меррионс; 4 — группа Крудин; 5 — формация Кукман; 6 — формация Чеслейф; 7 — оси антиклиналей; 8 — разломы

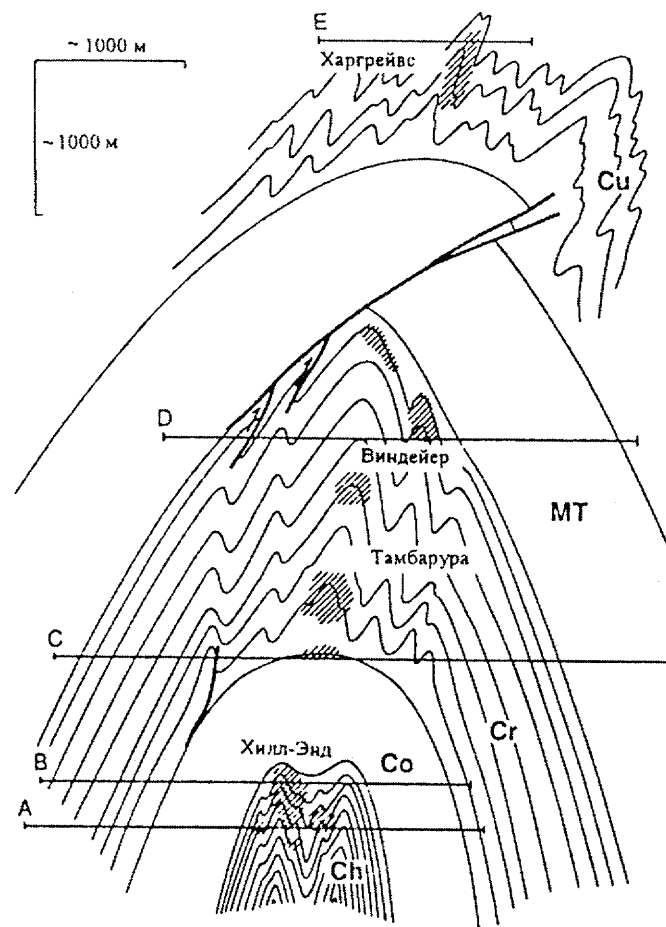
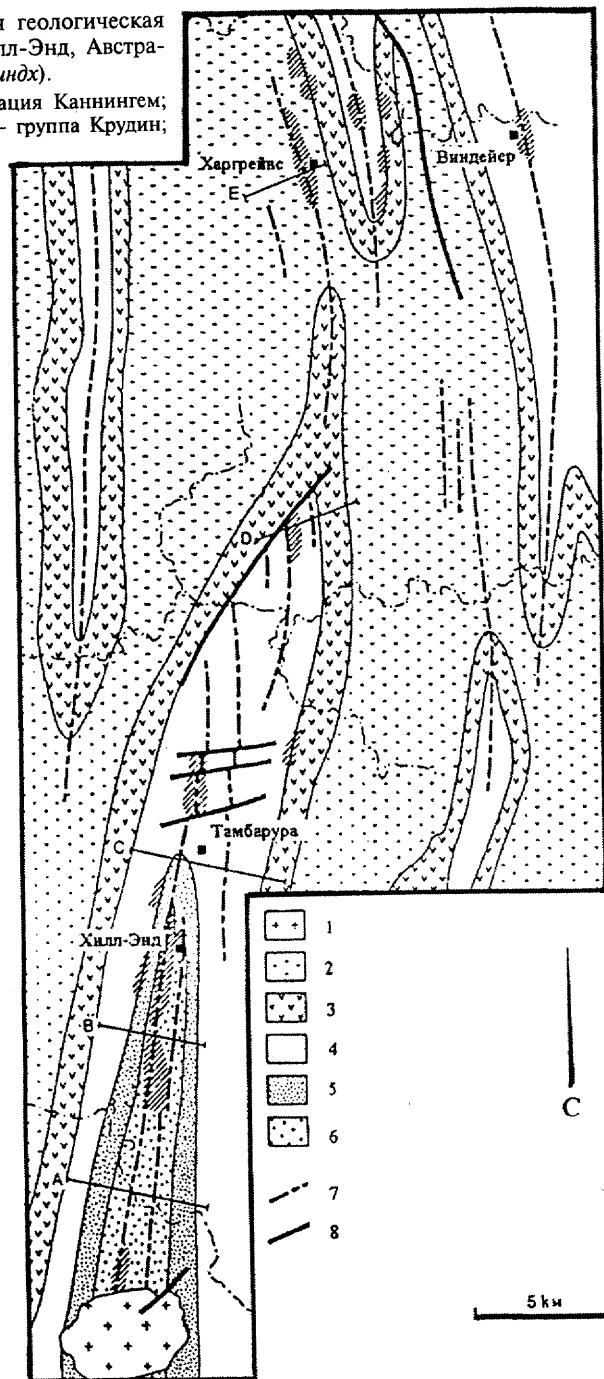


Рис. 5.7. Обобщенный схематический разрез, показывающий различные стили складчатости в породах, слагающих антиклиналь Хилл-Энд (по Ж. Уиндх).

MT — туфы Маррионс; Cu — формация Каннингем; Cr — группа Крудин; Ch — формация Чеслейф; Co — формация Кукман. Стратиграфическая позиция золоторудной минерализации показана косой штриховкой. Положение в плане линий разрезов А, В, С, D, Е показаны на рис. 5.6

ные тела приурочены к замкам антиклиналей высоких порядков, залегают согласно с вмещающими породами и имеют седловидную форму.

Еще одним примером подобных структур является Бричмулинское рудное поле в Узбекистане (рис. 5.8). Рудное поле приурочено к крупной антиклинальной складке (Коксуйская антиклиналь), в ядре которой залегают песчаники, кварциты и конгломераты франского яруса, в верхней части которых располагается горизонт тонкослоистых и сланцеватых известняков. Эти

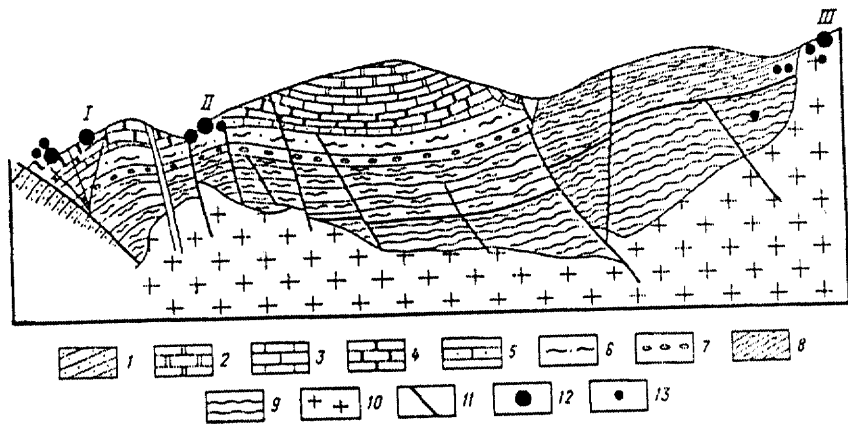


Рис. 5.8. Схематический геологический разрез через рудное поле Бричмулла (по В.А. Вороницу).

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

породы перекрыты тонкослоистыми известняками турне. Крылья антиклинали осложнены продольными разломами, которые явились рудоподводящими каналами и играли также важную рудораспределяющую роль. Большинство месторождений рудного поля располагаются вдоль оси складки, а отдельные рудные тела связаны с осложняющими ее брахискладками более высоких порядков, которые сопровождаются межпластовой трещиноватостью, отслоениями и срывами на контактах различных слоев.

Структуры зон глыбовой складчатости

К глыбовой относят прерывистую (идиоморфную) складчатость, образующуюся при дифференцированных вертикальных перемещениях тектонических блоков по зонам разломов. Изгибание слоев в этом случае происходит под влиянием сил, приложенных в направлении, нормальном (поперечном) плоскости слоя. Образующиеся складки, таким образом, являются складками поперечного изгиба (рис. 5.9).

Для развития глыбовой складчатости необходимы вертикально направленные силы, приложенные к горизонтально лежащим слоям. Поэтому этот тип складчатости образуется в зонах, где господствуют тектонические поля напряжений с преобладающими вертикальными или крутонаклонными ориентировками сил.

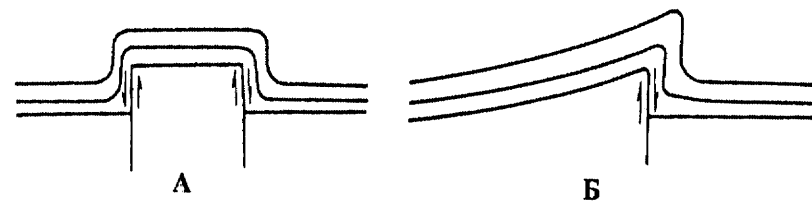


Рис. 5.9. Пары сил, действующие при образовании складок поперечного изгиба: А — симметричная складка, Б — асимметричная складка (по В.В. Белоусову)

Глыбовая складчатость в большей мере характерна для платформ, срединных массивов, зон активизации, геоантиклинальных и орогенных зон и часто проявлена в вулканических областях.

Преобладающим типом структур рудных полей в зонах глыбовой складчатости являются штамповые, или глыбовые, складки, возникающие благодаря вертикальным движениям жестких блоков или глыб и сопровождающиеся смятием вышележащих пластичных пород. Для таких складок обычно характерна общая коробчатая или сундучная форма, широкие и сравнительно пологие своды и более крутые крылья, которые на глубине могут осложняться разрывами типа взбросов.

Со складками поперечного изгиба морфологически, а отчасти и по способу образования сходны куполовидные поднятия и горст-антиклинали. Куполовидным поднятиям обычно свойственны формы брахискладок, куполов и округлые очертания в плане.

Горст-антиклинали, как правило, бывают представлены удлиненными в плане коробчатыми складками, крылья которых в верхних частях структур, среди более пластичных пород имеют форму флексур, а с глубиной, среди более хрупких пород сменяются крутопадающими разрывами, которые могут играть роль рудоподводящих структур и вдоль которых может проявиться оруденение.

Позиция и структурно-морфологические особенности месторождений на рудных полях в зонах глыбовой складчатости определяются, с одной стороны, краевыми разломами и связанными с ними трещинными структурами, а с другой — межпластовыми зонами отслаивания и прочими структурами, характерными для складок поперечного изгиба.

Структуры зон глыбовой складчатости определяют размещение на рудных полях некоторых месторождений гидротермального генезиса. Примером рудного поля, связанного с горст-антиклинальной структурой, является Таскайнарское рудное поле в Южном Казахстане (рис. 5.10). В его строении принимают участие крутопадающие среднеордовикские известняки и пологоза-

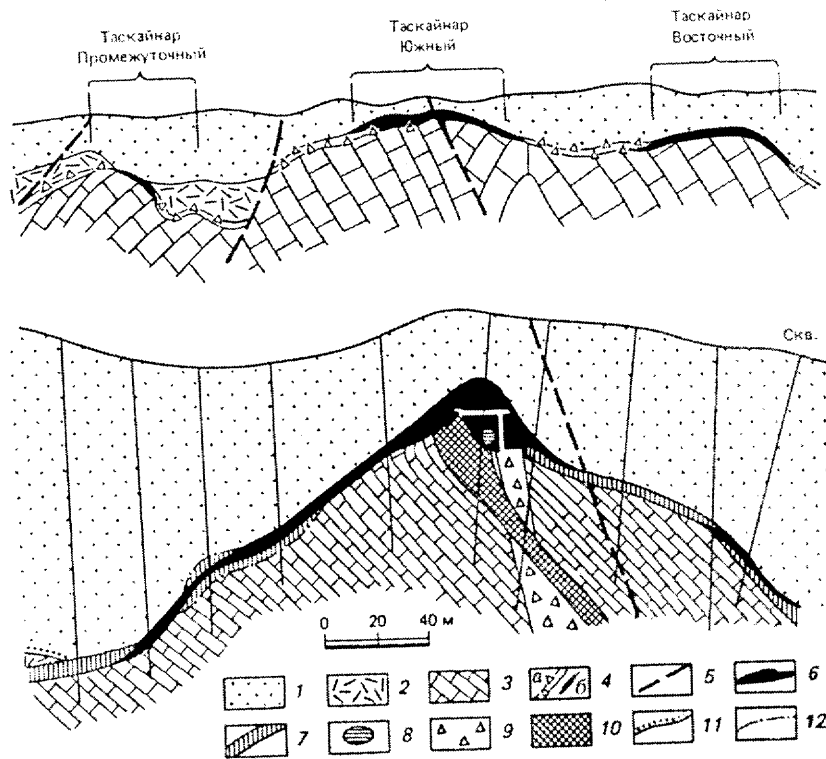


Рис. 5.10. Схема размещения рудных залежей Таскайнарских флюоритовых месторождений — продольный разрез (вверху) и геологический разрез месторождения Таскайнар-Южный (внизу) (по Я.П. Самсонову).

1 — терригенно-осадочные отложения нижнего карбона; 2 — кварцевые порфиры верхнего девона; 3 — известняки среднего ордовика; 4 — контуры межформационных брекчий: а — безрудной, б — с промышленным содержанием флюорита; 5 — основные тектонические нарушения; типы руд: 6 — кварц-флюоритовый, 7 — кварц-кальцит-флюоритовый, 8 — барит-кварц-флюоритовый, 9 — жильные руды кварц-флюоритового и кварц-кальцит-флюоритового состава; 10 — пострудная кальцитовая жила; 11 — стратиграфическое несогласие; 12 — контур межформационной брекчии

легающие нижнекаменноугольные красноцветные разнозернистые песчаники, гравелиты, алевролиты и конгломераты. На западном фланге рудного поля между ними залегают кварцевые порфиры предположительно девонского возраста. Граница между ордовикскими и девонско-раннекаменноугольными образованиями подчеркивается межформационными брекчиями площадного распространения средней мощности 18 м. Характерными структурами рудного поля являются линейно вытянутые горст-антиклинали северо-западного простирания (Южно-Таскайнарский и Северо-Таскайнарский валы). Они наследуют ордовикские складчатые структуры, продолжали существовать в девонское—ранне-

каменноугольное время, когда влияли на распределение мощностей каменноугольных образований, но после раннего карбона рост этих структур возобновился, после того как произошло подновление древней системы разломов, видимо сыгравших роль каналов поступления гидротермальных растворов. Размещение флюоритовых плащеобразных залежей на месторождениях рудного поля определяется куполообразными частями горст-антиклиналей.

5.1.2. Структуры зон разломов

Под разрывным нарушением, или разрывом, понимается любое нарушение сплошности горных пород или рудных тел. Разрывы возникают, когда в геологическом теле, подвергающемся тектоническому воздействию, превзойден предел упругости и оно претерпевает хрупкое разрушение. Разломы представляют собой разрывные нарушения, которые характеризуются большой протяженностью и шириной и прослеживаются на большие глубины.

Зоны крупных разломов играют важную роль в строении многих рудных районов и полей эндогенных месторождений, особенно скарновых, гидротермальных и пегматитовых. В пределах рудных полей встречаются контролирующие размещение месторождений дизъюнктивные нарушения протяженностью от нескольких до первых десятков километров. Как правило, это разломные зоны, которые имеют сложное внутреннее строение, зачастую состоят из нескольких сближенных разломов близкой ориентировки, сопровождаются роями более мелких, так называемых оперяющих трещин и иногда развиваются в течение весьма значительных интервалов времени. Среди вмещающих пород разломы выражены зонами катаклаза, дробления, брекчирования, милонитизации, рассланцевания. На поверхностях сместителей могут наблюдаться следы скольжения одного блока горных пород по поверхности другого (зеркала скольжения, борозды скольжения), встречается глина трения.

Строение разломов в определенной степени зависит от состава пород, например, в более хрупких породах чаще наблюдаются четкие сместители и зоны раздробленных пород. На строение зон разломов оказывает влияние и глубина их образования. В частности, с глубиной изменяются морфология разрывов, количество и типы оперяющих трещин, увеличивается роль рассланцевания и милонитизации, изменяются типы рудных жильных тел и даже текстурные особенности руд.

На рудных полях выделяются рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие разрывные структуры. Первые рас-

смагиваются как каналы, определившие места поступления рудоносных расплавов или растворов из их глубинного источника в пределы рудного поля. Они могут и не вмещать месторождений, а лишь нести более или менее выраженные следы рудной минерализации в виде зон гидротермально измененных пород и непромышленных рассеянных руд. К рудораспределяющим относятся структуры, по которым рудоносные растворы могли отводиться от рудоподводящих каналов на участки рудоотложения. Наконец, рудовмещающими являются те разрывы, которые непосредственно вмещают рудные тела, определяя их форму, размеры и другие особенности.

Выделяются две группы разрывных нарушений: 1) сжатия (взбросы, надвиги, сдвиги) и 2) растяжения (сбросы и раздвиги).

Структуры зон разрывных нарушений сжатия

Наиболее часто разрывные нарушения сжатия возникают на конвергентных границах плит типа континент—континент или континент—океан. Взбросы и надвиги, относимые к этой группе, могут встречаться в виде одиночных крупных швов или образовывать серии сближенных субпараллельных нарушений. В структурах этого типа располагается, в частности, Материнская и многочисленные другие известные в Калифорнии золоторудные жилы, установленные среди вулканитов в зоне взбросов на ее почти 200-километровом отрезке (рис. 5.11).

Разрывные структуры сжатия играют определяющую роль, например, в размещении жильных свинцово-цинковых месторождений Нерчинско-Заводского и Горно-Зерентуйского, а также Кадаинского рудных полей в Восточном Забайкалье. Последнее находится в пределах одноименной крупной антиклинали, погружаю-

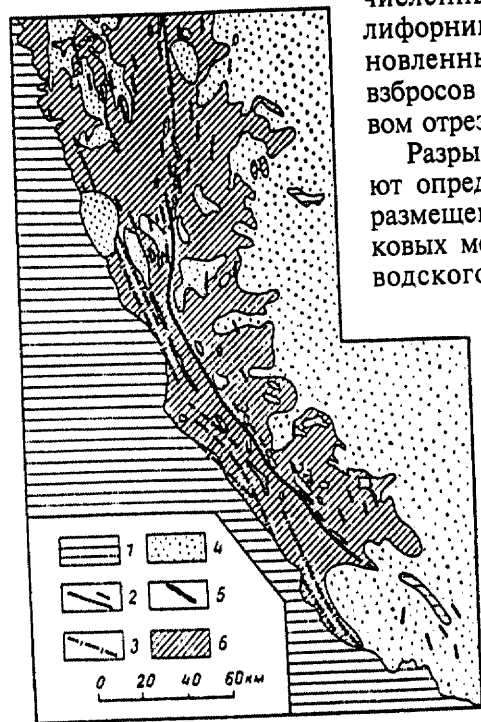


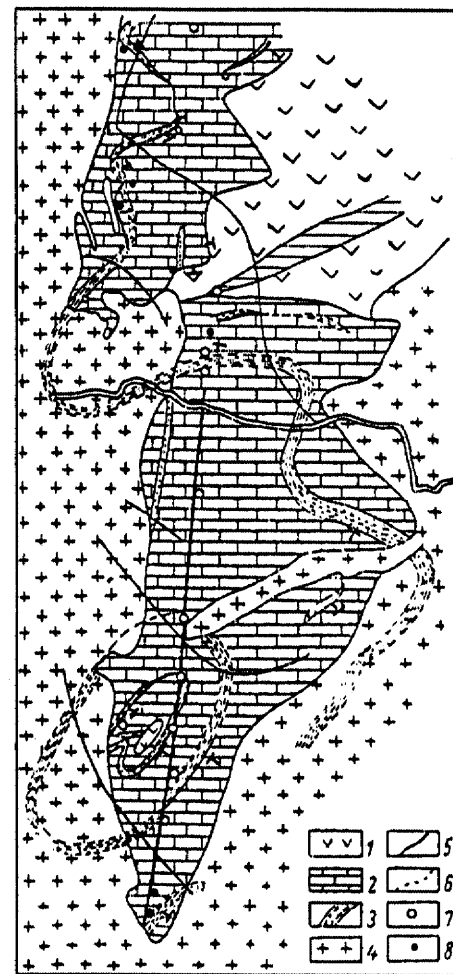
Рис. 5.11. Материнская жила в Калифорнии (по Г. Фергюссону и Р. Жаннету).

1 — покров молодых пород; 2 — золото-кварцевые жилы; 3 — медный пояс; 4 — гранодиориты батолита Сьерры-Невады; 5 — метаморфизованные основные интрузии; 6 — вмещающие породы

Рис. 5.12. Схема структуры Кадаинского рудного поля (по Н.С. Горшкову).

1 — породы сланцевой толщи; 2 — доломитовые известняки; 3 — прослой углисто-глинистых и глинистых сланцев; 4 — изверженные породы; 5 — тектонические нарушения; 6 — зоны окварцевания; 7 — известные месторождения; 8 — участки, благоприятные для рудоотложения

щейся в юго-западном направлении и осложненной складками более высоких порядков с размахом крыльев 1,5—2 км (рис. 5.12). Рудное поле сложено доломитами, известняками и углисто-глинистыми сланцами нижнего палеозоя и со всех сторон окружено гранитами. Главной рудоконтролирующей (а местами и рудовмещающей) структурой рудного поля является субмеридиональный разлом сдвигового типа, представленный мощной (до 30 м) зоной смятия и дробления пород. На сдвиговый характер перемещений по нему указывают дорудная горизонтальная штриховка на плоскости этого нарушения и ориентировка сопряженных трещин скалывания. В зоне сдвига или непосредственно вблизи него располагаются все важнейшие месторождения и отдельные рудные тела. На площади рудного поля зарегистрированы и несущие рудной минерализации зоны окварцевания, также вытянутые в меридиональном направлении и, возможно, связанные с аналогичными нарушениями.



Структуры зон разрывных нарушений растяжения

Наиболее часто образование сбросов и раздвигов происходит в обстановке растяжения в областях активизации, в пределах вулканических поясов, а также при заложении тектонических и

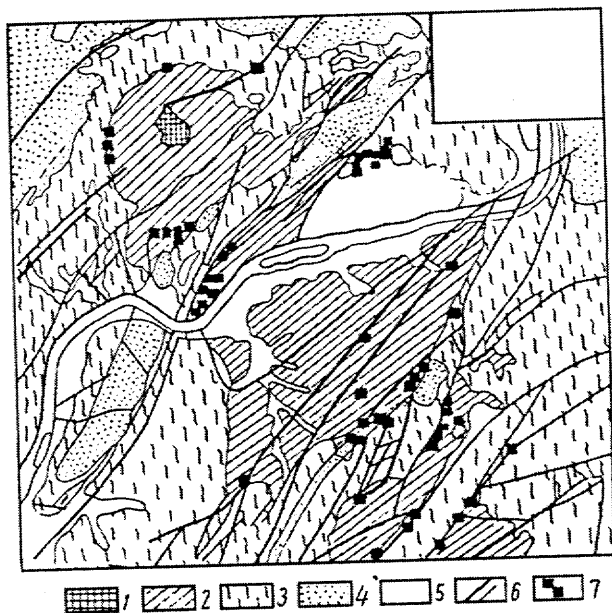


Рис. 5.13. Геологическая карта флюоритового района Иллинойса и Кентукки (по В.М. Крейтеру). 1 — девон; 2 — нижнемиссисипские слои; 3 — верхнемиссисипские слои; 4 — пенсильванские отложения; 5 — четвертичные отложения; 6 — сбросы; 7 — флюоритовые месторождения

вулcano-тектонических депрессий, осложняющих сводовые и куполовидные поднятия.

Хорошим примером контролирующей роли нормальных сбросов является флюоритовый район в штатах Иллинойс и Кентукки в США. Район приурочен к куполовидному поднятию. В его строении участвуют пенсильванские и миссисипские (каменноугольные) отложения, а в ядре обнажаются породы девона. Однако сам купол, являющийся результатом среднепенсильванских движений, не повлиял на размещение минерализации. Флюоритовые месторождения контролируются осложняющими его строение крутопадающими ($70-80^\circ$) сбросами преимущественно северо-восточного простирания (рис. 5.13) и располагаются либо непосредственно в зоне сбросов (жильные тела), либо вблизи них (пластовые метасоматические залежи). Жильные тела на месторождениях выполняют сложную систему ветвящихся и пересекающихся сбросов с амплитудами вертикальных перемещений блоков от первых до 200 м. В зонах крупных сбросов чередуются по-разному брекчированные участки. Там, где боковые породы разломов брекчированы незначительно, рудные жилы представлены едиными телами, выполняющими трещину целиком. Если разлом сопровождается зоной интенсивного дробления, продуктивные жилы выполняют только часть зоны, ветвятся, обтекая крупные блоки и проникая в боковые породы в виде маломощных прожилков на расстояние до 30 м.

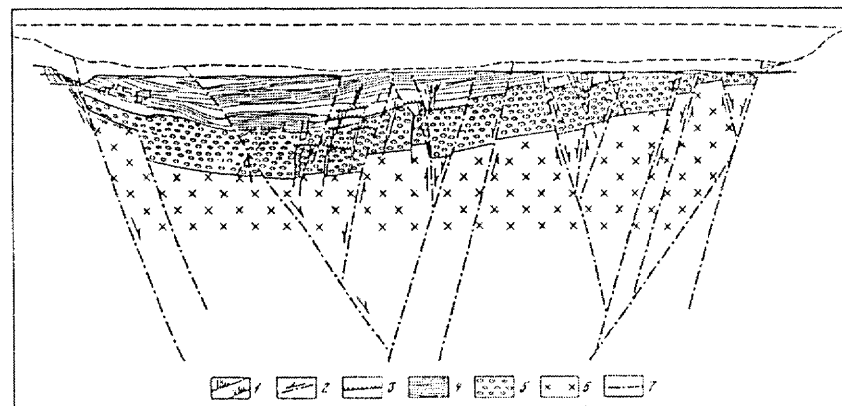


Рис. 5.14. Схематический разрез Балейского грабена (по Ю.Г. Сафонову).

1 — кварц-золоторудные жилы; 2 — крутопадающие тектонические разрывные нарушения (стрелками показано направление перемещений); 3 — пологопадающие тектонические разрывы; 4 — песчанниковая толща с элементами слоистости; 5 — конгломераты; 6 — гранодиориты; 7 — вероятные границы эродированной надрудной толщи

Для областей тектоно-магматической активизации характерны рудоносные грабены, ограниченные системами сбросов. Такие грабены вмещают, например, золоторудные месторождения Репаблик в США, Эль-Оро в Мексике, а также Балейское рудное поле в Восточном Забайкалье (рис. 5.14). Рудовмещающими здесь являются относительно крупные сбросы, ограничивающие грабены, но чаще сопряженные с ними разрывные нарушения и зоны мелкой трещиноватости. Отличительной чертой рудоносных грабенов, выполненных стратифицированными отложениями орогенного этапа, служат рудоконтролирующие пологие нарушения, которые в благоприятных участках являются и рудовмещающими.

5.1.3. Структуры трещинных и кливажных зон

Очень многие рудные поля характеризуются широким развитием трещинных структур, но расположенных вне видимой связи с крупными разломами. На таких объектах рудоподводящую и рудовмещающую роль играют трещины определенных систем. В отличие от разломов, трещины представляют собой преимущественно мелкие разрывные нарушения от микроскопически малых размеров до нескольких десятков или первых сотен метров по простиранию. Кроме того, у них относительно простое внутреннее строение и короткая история развития. Все твердые тела, в том числе и тела горных пород, разрушаются путем скалывания либо путем отрыва. Соответственно все трещины в горных

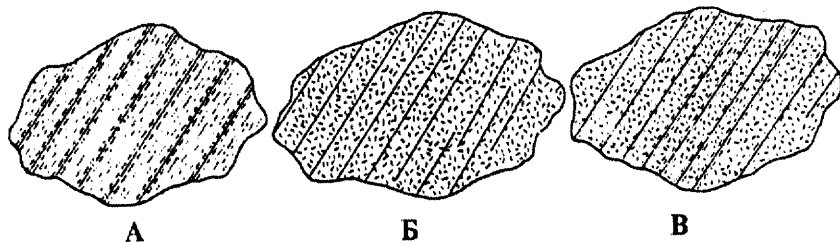


Рис. 5.15. Главные типы кливажа, различаемые по степени участия вещества в деформации (по Г.Д. Ажгирею):

А — кливаж течения, Б — кливаж разлома, В — кливаж скола

породах независимо от их природы могут быть отнесены к сколам или к отрывам. Как было показано выше, трещины скалывания образуются под действием максимальных касательных напряжений, а трещины отрыва — под действием максимальных растягивающих напряжений. Скалывание и отрыв могут проявляться как совместно, так и порознь, и возникать не только при сжатии, но и при сдвиге, изгибе, кручении и других деформациях.

Кливаж отличается от трещиноватости тем, что определяет способность пород легко раскалываться по определенным, весьма сближенным поверхностям, секущим слоистость или согласным с ней. Г.Д. Ажгирею (1966) выделены три разновидности кливажа (рис. 5.15). Одна из них, кливаж разлома, представляет собой систему сближенных параллельных трещин, расчленяющих горную породу на пластинки. Никакой переориентировки минеральных зерен в пределах этих пластинок при этом не происходит, и деформация осуществляется за счет скольжения пластинок относительно друг друга по системе трещин. Такой кливаж ориентируется под углом к сжимающим силам (по закону эллипсоида деформаций). В отличие от этого, кливаж течения обусловлен закономерной ориентировкой плоских и удлиненных минералов горной породы вдоль параллельных плоскостей, которые в свою очередь приблизительно параллельны осевым поверхностям складок. Этот кливаж ориентирован перпендикулярно сжимающим усилиям. Единообразная ориентировка минералов придает породе свойство легкой делимости вдоль поверхностей кливажа течения. Между этими двумя главными типами кливажа существуют постепенные переходы. Поверхности потенциальной делимости пород можно представить себе как трещины-зародыши. Действительно, в верхней части коры после снятия нагрузки по этим направлениям могут образовываться тонкие трещины — потенциальные трещины переходят в реальные.

Некоторые разновидности хорошо развитых систем кливажа (чаще всего кливажа течения) среди слоистых пород, а также де-

лимость массивных пород, обусловленная пластическими деформациями при складчатости, получили название сланцеватости.

Рассланцеванием называют часто расположенные поверхности делимости или трещиноватость, обязанную своим происхождением скольжению вещества горной породы по параллельным плоскостям в тектонических зонах крупных разрывных нарушений.

Форма и протяженность трещин определяют размеры и морфологию жильных рудных тел и месторождений. Развитие трещин и кливажа во вмещающих породах является обязательным условием формирования штокверковых месторождений. На таких месторождениях даже распределение содержания полезных компонентов во многом зависит от густоты сети трещин и их характера. На гидротермально-метасоматических месторождениях, руды которых замешают некоторые благоприятные породы, трещинные структуры обеспечивают поступление в эти породы гидротермальных рудоносных растворов и таким образом выполняют важную рудоподводящую роль. Кроме того, сама степень благоприятности пород для замещения зачастую зависит не только от их состава, но и от возможности свободного просачивания в них растворов, т.е. в конечном счете от трещиноватости пород.

Практически на любом месторождении или рудном поле можно установить большое число систем трещиноватости, некоторые из которых наложены на руды, являются, таким образом, послерудными и обычно не играют особой роли в размещении месторождений и рудных тел. Такие системы трещиноватости, однако, могут осложнить разведку рудных объектов. Значительно больший интерес представляют доминерализационные (дорудные) и внутриминерализационные (внутрирудные) структуры, активно участвовавшие в различной форме в процессах рудообразования, размещении месторождений, а также рудных тел и обогащенных участков в их пределах, определяющие морфологию рудных тел и их позицию. Процесс изучения трещинных структур поэтому начинается с установления последовательности их образования, связи их с теми или иными событиями геологической истории района, выяснения взаимоотношений различных систем трещин и их происхождения, а также характера движений по этим структурам. При изучении структур рудных полей и месторождений важно выяснить характер и направление движений в различные этапы формирования месторождения.

Дорудные движения представляют собой подвижки в плоскости рудоносной трещины, предшествовавшие образованию самой ранней минерализации. Дорудные движения могут устанавливаться только по структурам, обладающим следующими важными признаками: 1) рудные или жильные минералы должны быть

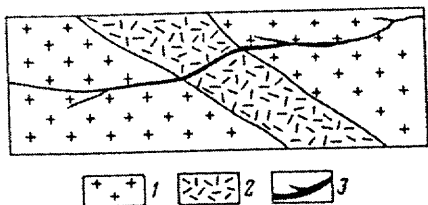


Рис. 5.16. Преломление трещины на месторождении Севен-Терти (по Д. Спурю).

1 — кварцевый монзонит-порфир; 2 — гранит; 3 — кварцевая жила

«припаяны» к стенкам трещины, т.е. не должно быть послерудных нарушений в зальбандах жил; 2) рудоносная трещина должна быть заполнена минеральным парагенезисом первой стадии рудообразования. Выяснение направления дорудных движений позволяет выяснить историю формирования структуры месторождения, предугадать возможное положение наиболее часто встречающихся обогащенных участков оруденения (т.е. рудных столбов), приуроченных, например, к изгибам трещин по простиранию и падению. Дело в том, что породам, различным по физико-механическим характеристикам, свойственны разные углы скола. В хрупких породах он существенно меньше 45° (при отсутствии точных данных он может приниматься равным 30°), а в пластичных — значительно больше. Из-за этого трещины скола изменяют свою ориентировку при переходе из хрупких пород в более пластичные (рис. 5.16). Это явление напоминает преломление луча света на границе более и менее плотных сред. Кроме того известно, что угол скалывания возрастает с ростом всестороннего давления деформируемых пород.

Таким образом, трещины никогда не бывают идеальными плоскостями, все они в той или иной степени искривлены. Из-за этого при смещениях по ним в одних участках происходит притирание, а в других приоткрывание трещин. При этом положение участков притирания и приоткрывания зависит от направления движений по трещине. Например, в правых сдвигах приоткрываются участки с большим, а в левых сдвигах — с меньшим азимутом простирания (рис. 5.17). При взбросовых (надвиговых) движениях приоткрываются участки с меньшим, а при сбросовых — с большим углом падения.

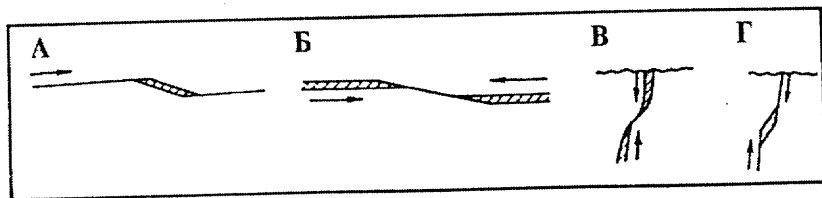


Рис. 5.17. Участки приоткрывания разломов и крупных трещин в условиях: А — правого сдвига; Б — левого сдвига; В — сброса; Г — взброса (по В.А. Невскому)

Если рудоносная трещина проходит среди слоистых осадочных или вулканогенно-осадочных пород, направление смещения по ней может быть определено непосредственно по смещению соответствующего слоя в различных крыльях структуры. В массивных породах для той же цели могут использоваться смещения даек. Дополнительную информацию могут дать борозды скольжения на стенках трещин, к которым «припаяны» рудные и жильные минералы. Такие борозды указывают направление перемещения по стенкам трещины, которое может быть установлено на основе статистических замеров ориентировки борозд. Как будет показано ниже, еще одним методом установления направлений движений по трещине является изучение относительной ориентировки главной трещинной структуры и оперяющих ее трещин разного типа.

Существует множество классификаций трещинных структур. Классификационными признаками чаще всего являются либо ориентировка трещин, например относительно слоистости, сланцеватости в осадочных и метаморфических породах, либо условия образования этих структур. В первом случае классификация является геометрической. В соответствии с ней могут выделяться трещины согласные (ориентированы параллельно слоистости и сланцеватости), косые (пересекают слоистость и сланцеватость под углом относительно направления падения и простирания), продольные (параллельны простиранию, но пересекают слоистость и сланцеватость в вертикальном разрезе) и поперечные (секут слоистость и сланцеватость в плане и располагаются по направлению падения). При отсутствии в горных породах явных текстурных признаков (в массивных породах) трещины удобнее систематизировать на основе угла их падения: вертикальные ($80-90^\circ$), крутые ($45-80^\circ$), наклонные ($30-45^\circ$), пологие ($10-30^\circ$), горизонтальные ($0-10^\circ$). Геометрическая классификация является довольно формальной и чисто описательной.

Намного большее значение имеет классификация трещинных структур по генетическим признакам. Например, по типу разрушения они могут подразделяться на трещины скола, отрыва и расплющивания.

В.А. Невским (1979) предложена генетическая классификация трещин на основе напряжений, результатом которых они являются. Трещинные структуры при таком подходе могут относиться к образовавшимся под воздействием внутренних напряжений, которые возникают в процессе формирования и дальнейшего изменения горных пород (эндогенные трещины), или к возникающим под действием внешнего силового воздействия (экзогенные

трещины). Первая из этих групп включает трещины различного происхождения: 1) литогенетические трещины отдельности (отрыва) в осадочных породах; 2) первичные контракционные трещины в интрузивных и вулканических магматических горных породах; 3) трещины, связанные с локальными изменениями объема горных пород; 4) трещины выветривания и 5) трещины разгрузки.

Трещинные структуры, обязанные своим образованием внешнему силовому воздействию, в свою очередь могут быть подразделены на: 1) тектонические и 2) нетектонические, которые обусловлены механической активностью внедрявшейся магмы, диапировых куполов, гравитационными процессами, ударом или возникли в процессе взрывных работ. Некоторые из структур нетектонического происхождения будут подробно рассмотрены в последующих главах. В настоящем же разделе целесообразно остановиться на характеристике трещинных структур тектонического генезиса, обратив особенное внимание на рудоносные структуры и их взаимоотношение с другими типами структур. Среди таких трещинных структур Л.И. Лукин (1986) выделяет три большие группы: 1) трещины, сопряженные с общим процессом складкообразования; 2) трещины, сопряженные с образованием отдельных складок; 3) трещины, наложенные на складчатость.

Структуры трещинных зон, связанных со складчатостью

Трещинные структуры, сопряженные с общим процессом складкообразования, подчинены общему плану деформации, определившему проявление складчатости соответствующего этапа в целом в масштабе района. Таким образом, они являются производными региональных тектонических полей напряжений на некотором этапе деформаций и обусловлены деформацией чистого сдвига. Деформация, приводящая к образованию наиболее распространенных складок продольного изгиба со скольжением, может быть выражена эллипсоидом деформации. При относительно небольшой нагрузке сверху, когда возможен рост складки с изгибанием слоев вверх, оси А и С лежат в главной плоскости деформации, а ось В совпадает с шарниром складок (см. рис. 3.16). В соответствии с представлением об эллипсоиде деформации в такой ситуации возникают две системы трещин скалывания (или разломов) и одна система трещин отрыва. Простираение двух систем трещин скола совпадает с простираением осей складок, они падают навстречу друг другу, линия их пересечения совпадает с ориентировкой оси В эллипсоида деформации (и оси σ_2 эллипсоида

напряжений) и по своему положению в пространстве и взаимному расположению они не отличимы от осложняющих складки систем сопряженных взбросов (надвигов). Образующиеся совместно с ними трещины отрыва ориентированы перпендикулярно длинной оси эллипсоида деформации (и оси σ_1 эллипсоида напряжений), а следовательно горизонтальны.

Если нагрузка сверху препятствует росту складки в вертикальном направлении (например, если эта структура развивается на значительных глубинах), то при боковом сдавливании (ось С эллипсоида деформации и ось σ_3 эллипсоида напряжений горизонтальны) возможен только рост складки в горизонтальном направлении (оси А эллипсоида деформации и σ_1 эллипсоида напряжений горизонтальны). Таким образом возникают складчатые структуры с вертикальными или близкими к вертикальным ориентировками шарниров (оси В эллипсоида деформации и σ_2 эллипсоида напряжений вертикальны, см. рис. 3.17). В этом случае складкообразование сопровождается возникновением двух систем трещин скола, по которым происходят горизонтальные (сдвиговые) перемещения.

В естественных условиях деформации сопровождаются с расширением не только по оси А, но и по оси В (т.е. деформации являются трехосными). В общем случае это обуславливает развитие на фоне складкообразования четырех систем трещин скола, из которых две соответствуют надвигам или взбросам, а две другие — сдвигам. Кроме того, развиваются и две системы трещин отрыва: одна субгоризонтальная, а другая вертикальная, поперечная шарниру складки.

Примером трещинных структур рудных полей, связанных с общим процессом складкообразования, является, например, структура старых рудных районов Шнеберга в Рудных горах Германии (рис. 5.18). Система жил с кварцем, баритом, флюоритом, карбонатом, арсенидами Со, Ni и Fe, а также серебряной, висмутовой, полиметаллической и урановой минерализацией располагается на рудном поле между двумя гранитными массивами и ограничивается с северо-востока крупным нарушением юго-восточного простираения. Минерализация связана преимущественно с двумя системами жил в трещинах скалывания, которые являются диагональными сдвигами по отношению к простираению осей складок и имеют одна — запад-северо-западное, а вторая — северо-западное простираение. Лишь незначительная минерализация связана с довольно протяженными жилами северо-восточного простираения, продольными по отношению к осям складчатых структур (видимо, выполняют зоны взбросов).

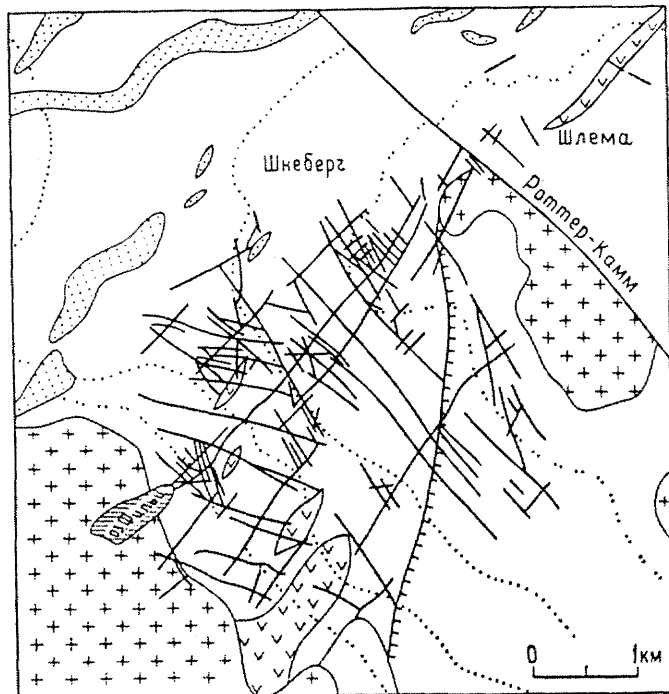


Рис. 5.18. Геолого-тектоническая схема старых рудных районов Шнеберга (Рудные Горы).

1 — линия границы между нижней (Рн) и верхней (Ро) филлитовой серией; 2 — амфиболовый и роговообманковый сланец; 3 — кварцитовый сланец; 4 — гранит; 5 — внутренняя контактовая зона (андалузит-сланцеватый сланец); 6 — внешняя контактовая зона («фруктовый сланец»); 7 — рудные жилы

Структуры трещинных зон, сопряженные с образованием отдельных складок

Трещины, связанные с образованием отдельных складок, могут быть подразделены на три группы: 1) трещины изгиба в приосевой части складок; 2) трещины межслоевого скольжения; 3) межпластовые и внутрислоевые разрывы.

При образовании складки продольного изгиба со скольжением в ее приосевой части на внешней поверхности дугообразно изогнутого слоя возникают растягивающие напряжения, а на внутренней — сжимающие (рис. 5.19). В результате на внешней поверхности слоя возникают трещины отрыва, перпендикулярные напластованию и параллельные оси складки, обращенные зиянием вверх и постепенно выклинивающиеся к нейтральной зоне в средней части пласта. Такие трещины в замках складок

Рис. 5.19. Трещины отрыва (растяжения) среди хрупких пород в куполе складки. Стрелками показано направление напряжений; штриховая линия — положение нейтральной зоны (по Л.И. Лукину)

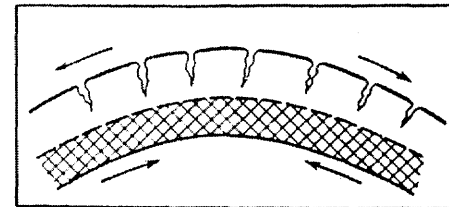
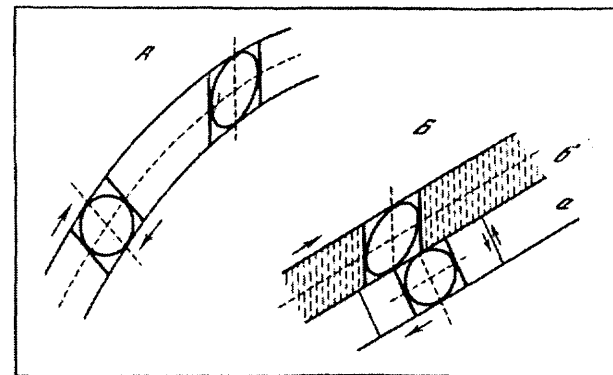


Рис. 5.20. Трещины межпластового скольжения.

А — различное положение веерообразного кливажа в одном пласте в разных частях складки; Б — различное положение кливажа в слоях: а — хрупких, б — пластичных пород (по Л.И. Лукину)



нередко выполнены рудными жилами, которые характеризуются кулисообразным взаимным размещением, невыдержанностью мощности по падению и простиранию, неправильной формой, обычной приуроченностью к более хрупким породам.

При становлении складки продольного изгиба со скольжением в слоистой среде происходит проскальзывание одного слоя относительно другого. Такая деформация в первом приближении может рассматриваться как сдвиг и сопровождается образованием двух систем трещин скола (рис. 5.20). Одна из них почти параллельна напластованию и получила название послойного кливажа. Ориентировка трещин второй системы зависит от их положения в пределах складки: они перпендикулярны слоистости в шарнирной части структуры, но на крыльях ориентируются под некоторым острым углом к ней (приближающимся к прямому в хрупких породах и уменьшающимся в более пластичных), образуя таким образом в целом в пределах складки веер. Эта система трещиноватости получила название веерообразный кливаж.

Межпластовые разрывы развиваются только в слоистых породах и являются результатом дальнейшего развития сланцеватости слоистости. Эти структуры выражены рассланцеванием, иногда брекчированием пород на границах слоев пород с различными физико-механическими свойствами. На крыльях они согласны со слоистостью, но при приближении к замкам складок они, сохраняя ориентировку, пересекают слои под некоторым острым

углом со смещением, т.е. постепенно превращаются в секущие разрывы.

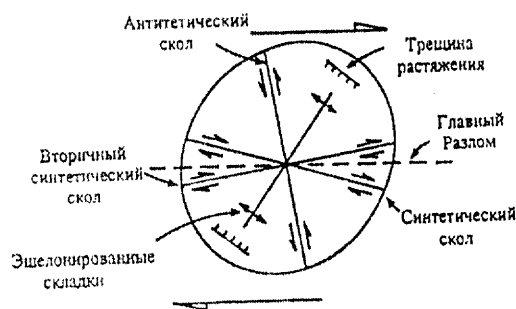
Трещинные и квиважные структуры, связанные с отдельными складками, часто играют важную роль в строении месторождений, определяя размещение рудных тел. Поэтому подробнее они будут рассмотрены среди структур месторождений.

Структуры трещинных зон, наложенных на складчатость

Трещины, наложенные на складчатость, обычно связаны с крупными разрывными нарушениями, по которым происходит перемещение блоков. Крупные разломы создают свои сопряженные системы трещинных структур. При этом в зоне разлома имеет место деформация сдвига, вызываемая действием пары сил. Ее результатом является образование нескольких систем трещин, названных оперяющими.

В идеализированном виде угловые взаимоотношения между ними, а также зоной главного разлома и эшелонированными складками, формирующимися в его зоне, показаны на рис. 5.21. Две из них называются синтетическими сколами и ориентируются под углами $\varphi/2$ к главному сместителю, где φ — угол скола (как указывалось в гл. 3, при отсутствии точных данных он может приниматься равным 30°). Еще одна система, объединяющая антитетические трещины скола, перпендикулярна синтетическим и ориентируется к зоне разлома под углом ($90^\circ - \varphi/2$). Помимо этого, возникает еще одна система трещин отрыва и система перпендикулярных к ним трещин сплющивания, а также эшелонированные складки, осевые поверхности которых совпадают с плоскостью трещин сплющивания.

Наблюдения за ориентировкой оперяющих трещин дают возможность устанавливать направление движений блоков пород по главной трещине скола. При этом следует помнить, что стрелка, указывающая направление относительного перемещения некоторого блока по стенке трещины, направлена в острый угол, образованный главной трещиной скола и оперяющей трещиной отрыва, или в тупой угол, образуемый этой трещиной



скола и оперяющей трещиной отрыва, или в тупой угол, образуемый этой трещиной

Рис. 5.21. Угловые взаимоотношения между структурами, образующимися при право-стороннем простом сдвиге (по Н. Фостеру, Э. Бьюмонту)

и оперяющей антитетической трещиной скола (см. рис. 5.21). Истинное положение линии смещения — это перпендикуляр к линии сопряжения (пересечения) оперяющей и главной трещин, поскольку оперяющие трещины своим образованием обязаны скольжению блоков по главной трещине.

В.М. Крейтер (1956) отмечал, что рудные месторождения редко тяготеют к зонам самых больших разломов, но размещаются в перечисленных типах мелких разрывных нарушений. Особенно редко рудные тела располагаются в надвиговых (взбросовых) и сдвиговых зонах (т.е. в зонах разломов сжатия), вблизи них оруденение тяготеет почти исключительно к зонам оперяющих трещин.

По сравнению с другими генетическими типами тектонические трещинные структуры играют наиболее важную роль в структуре эндогенных месторождений. На многих жильных рудных полях к крупным трещинам скалывания одной, двух, трех и четырех систем приурочены жильные месторождения цветных, благородных, редких и радиоактивных металлов. Они рассекают магматические породы, смятые в складки осадочные и метаморфические образования. Нередко рудные жилы располагаются в сопряженных и оперяющих трещинах скалывания зон разломов, в то время как с наиболее крупными трещинами отрыва могут быть связаны отдельные рудные тела.

Длительно развивавшаяся многосистемная трещинная структура этого типа наблюдается во Фрайбергском жильнорудном районе в Германии (рис. 5.22). В этом районе вскрыто свыше 1000 рудных жил, секущих кристаллический фундамент Восточных Рудных гор. Жилы связаны в целом с двумя системами трещиноватости, которые ориентированы перпендикулярно одна другой. Одна система вытянута в меридиональном направлении, а другая имеет запад-северо-западное простирание. В пределах каждой из систем различают два тектоно-структурных элемента. Один из них интерпретируется как трещины скалывания, связанные с общим планом деформаций при складчатости, а второй — как сколовые трещины оперения. Первые отличаются большим протяжением по простиранию и крутизной падения. В зонах трещиноватости, которые достигают ширины 6 м, породы местами демонстрируют признаки сильного сжатия. Минерализация в таких трещинных структурах представлена в основном вкрапленностью рудных минералов, и, видимо, они служили рудопродводящими каналами. Напротив, трещины оперения, расположенные диагонально к структурам первой системы, характеризуются значительно меньшей протяженностью по падению и восстанию, более пологим залеганием и являются рудовмещающими.

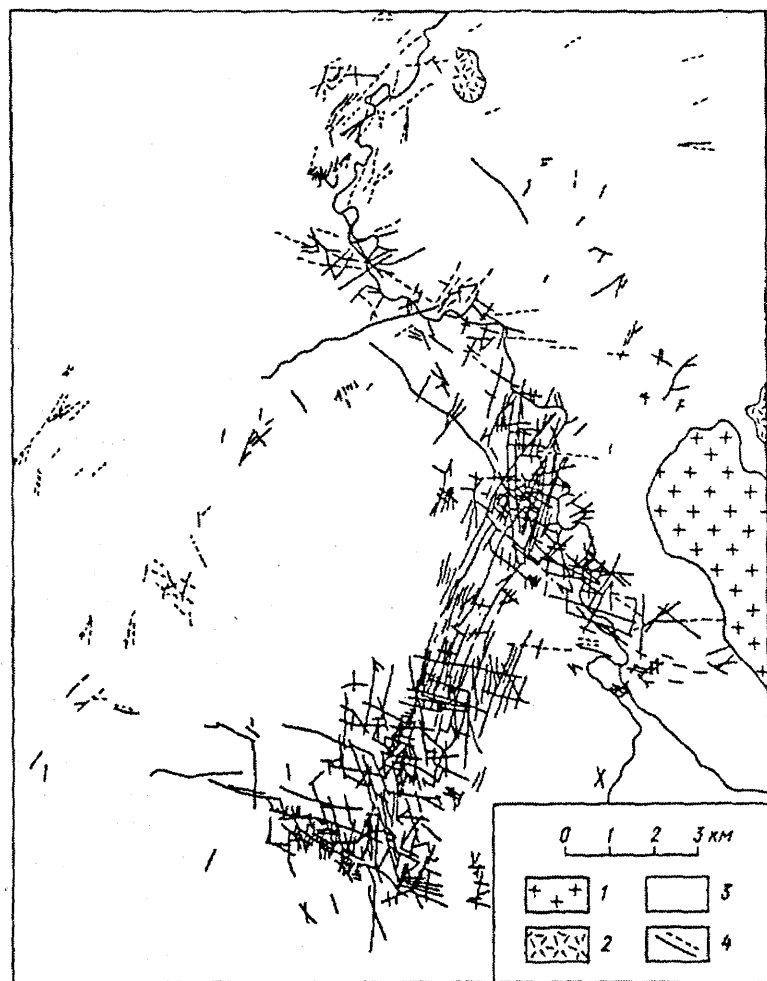


Рис. 5.22. Жильное поле Фрайберг в Германии (по Ф. Шумахеру).
1 — граниты; 2 — кварц-порфиры; 3 — филлиты, глинистые сланцы, гнейсы;
4 — жилы

Структуры кливажных зон, как правило, устанавливаются в масштабе месторождений и поэтому будут рассмотрены в следующей главе.

5.2. ТЕКТОНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К тектоногенным структурам месторождений относятся складчатые, разрывные структуры перемещения, трещинные и кливажные структуры.

5.2.1. Складчатые структуры месторождений

Структуры этой группы и соответствующие им структурные элементы чрезвычайно разнообразны, что сказывается на многообразии морфологии, позиций и условий залегания рудных тел. В качестве самостоятельных типов структур месторождений далее будут рассмотрены различные типы складок, в том числе продольного изгиба со скольжением, поперечного изгиба, блоктированные и диапировые складки.

Складки продольного изгиба со скольжением

Общими важными признаками складчатых структур, являющихся результатом продольного сжатия неоднородных по физико-механическим свойствам слоев горных пород, являются: 1) некоторое увеличение мощности слоев пластичных пород в замках складок (обычно антиклинальных) при уменьшении ее на крыльях (см. рис. 5.5); 2) образование полостей отслаивания в шарнирах складок (чаще антиклинальных); 3) развитие мелких складок волочения в слоях пластичных пород на крыльях (преимущественно в антиклиналях); 4) развитие послынного и веерообразного кливажа (чаще в пластах хрупких пород); 5) образование на крыльях складок межпластовых срывов, переходящих во взбросы и надвиги. Таким образом, со складками продольного изгиба со скольжением может быть связано несколько типов структур, которые потенциально могут являться вмещающими для месторождений и отдельных рудных тел: а) полости отслаивания в шарнирах складок; б) складки волочения на крыльях антиклиналей; в) пластообразные зоны трещиноватости в хрупких породах; г) межформационные срывы и зоны дробления на крыльях складок.

Рудные тела в полостях отслаивания в шарнирах складок. Такие полости отслаивания обычно возникают в шарнирах антиклинальных складок, но могут образовываться в периклинальных замыканиях брахиантиклиналей или во флексурных изгибах пород на крыльях складок. Они могут вмещать согласно залегающие залежи седловидной, линзовидной формы и др. Образование таких полостей определяется сочетанием физико-механических свойств пород, слагающих складку.

Как указывалось в гл. 4, в общем виде разнообразные типы пород могут быть отнесены к одной из следующих групп: 1) пластичные (некомпетентные), 2) хрупкие и 3) компетентные, т.е. обладающие «несущими» свойствами, держащие свод складки (рис. 5.23). Конечно, физико-механические свойства пород в определенной степени определяются условиями деформации,

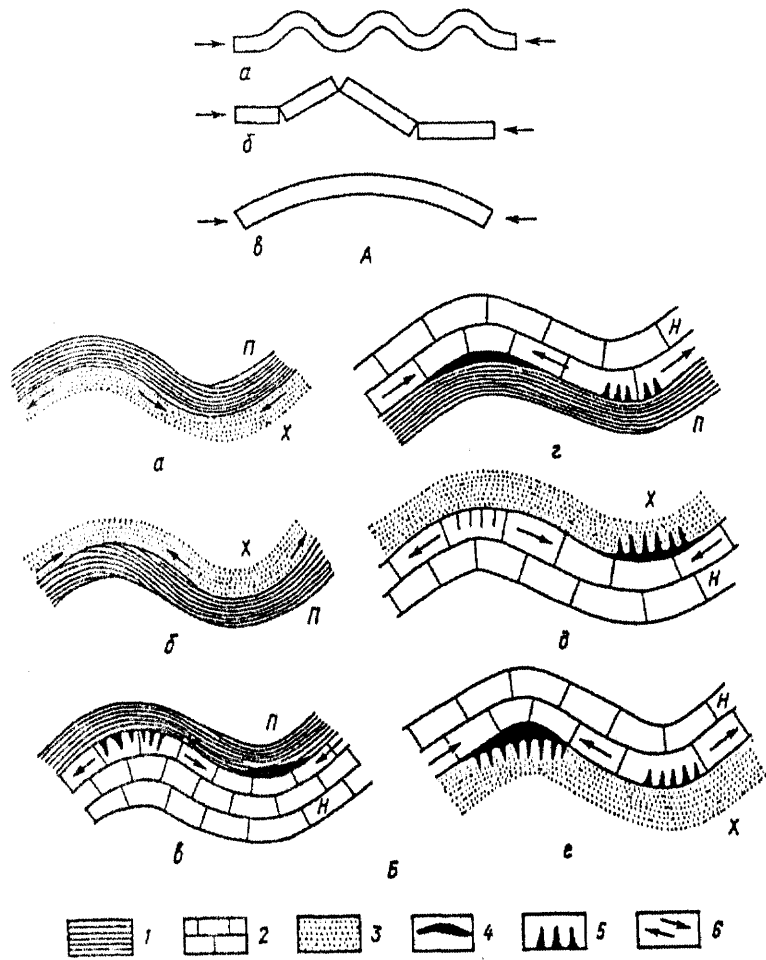


Рис. 5.23. А. Схема деформации пласта при сжатии:
а — пластичного, б — хрупкого, в — несущего.

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

в частности давлением, температурой, наличием флюида и т.д. Поэтому с большой осторожностью следует рассматривать возможное поведение некоторых типов горных пород как хрупких или пластичных, ориентируясь на их поведение в нормальных условиях температуры и давления.

К пластичным относятся породы, способные к течению без разрыва сплошности при деформациях (например, глинистые,

серицитовые, хлоритовые сланцы). Напротив, хрупкие породы реагируют на то же внешнее воздействие образованием многочисленных трещин (кислые эффузивы, кварциты и др.). По степени уменьшения хрупкости (увеличения пластичности) обычные типы горных пород образуют ряд: кварцевые жилы, кварциты, гранитоиды, кислые эффузивы, песчаники, габбро, диабазы, известняки, серпентиниты, глинистые сланцы, мергели. Компетентные породы (например, массивные известняки) также рассекаются трещинами, которые, однако, быстро залечиваются прожилками кальцита, кварца или других минералов. В природе слои различных пород сминаются в складки совместно, что и является причиной образования разнообразных пустот и трещин в складке, ориентировка и позиция которых зависит от сочетания в двойных системах пластов хрупких, пластичных и компетентных пород.

Сочетание хрупкого и пластичного слоев. Если в такой двойной системе участвуют хрупкий и пластичный слои (рис. 5.23, а, б), совместное их смятие может привести к дроблению хрупких пород и образованию в них трещин отрыва. При высокой хрупкости одного из пластов и достаточной крутизне крыльев складок, в сводовых частях их могут развиваться густые системы трещин отрыва, которые могут вмещать прожилково-вкрапленную минерализацию. Подобная ситуация имеет место на Никитовском месторождении ртути в Донбассе (рис. 5.24). Месторождение сложено среднекаменноугольными глинами, песчаниками при подчиненной роли прослоев известняков и углей. Рудные тела локализованы в горизонте более хрупких кварцевых песчаников мощностью 5—50 м, которые разделены более мощными (до 150 м) пачками безрудных, относительно пластичных сланцев. Основными рудо локализирующими структурами являются куполовидные брахискладки, осложняющие антиклиналь субширотного простирания. Складки осложнены диагональными, поперечными и послойными (на крыльях) разломами. Оруденение локализовано в песчаниках и встречается на нескольких ярусах: не менее семи горизонтов песчаников несут ртутную минерализацию. Вертикальный размах оруденения составляет 1,2 км. Рудные тела пластобразной и линзобразной формы, сопровождаемые жилами, размещаются в сводовых частях брахискладок, а на крыльях их располагаются линзовидные и гнездообразные тела.

Сочетание компетентного и пластичного слоев. В системе, где участвуют компетентный и пластичный пласты, особенно благоприятен случай, когда последний располагается ниже по разрезу (см. рис. 5.23, в). При этом под «несущим» пластом в шарнире антиклинали нередко возникают седловидные пустоты, где может происходить рудоотложение.

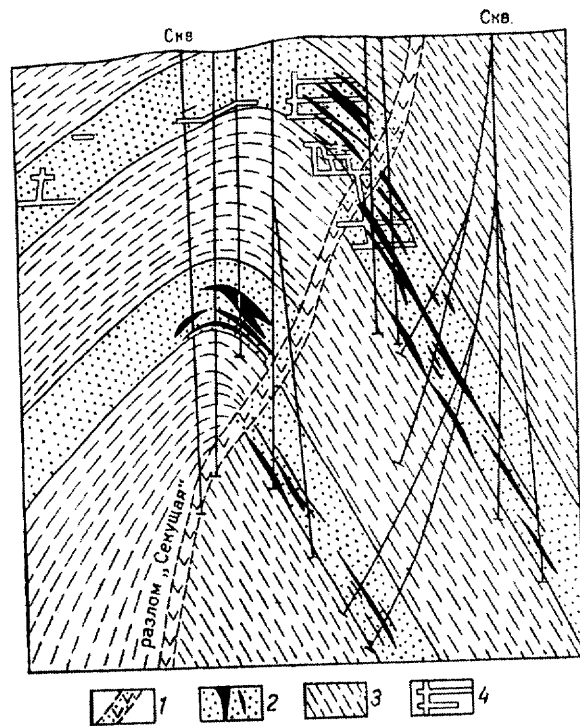


Рис. 5.24. Пластовые залежи киновари в горизонтах песчаников Никитовского месторождения в Донбассе (по А. Добрянскому).
1 — зона брекчирования разлома «Секущая»; 2 — оруденение в песчаниках; 3 — безрудные сланцы; 4 — подземные горные выработки

На месторождениях уже упоминавшегося австралийского рудного поля Хилл-Энд (Хилл-Энд, Тамбарура и др.) золоторудная минерализация приурочена главным образом к согласным седловидным жилам в замках антиклинальных складок, где их мощность достигает 2 м (рис. 5.25). Жилы могут продолжаться и на крыльях складок, однако там их мощность быстро уменьшается до 1—15 см. В исключительно редких случаях согласные жилы устанавливаются и в замках, и на крыльях синклиналей, но никакого увеличения мощности рудных тел в замках складок при этом не наблюдается. Как правило, седловидные залежи располагаются непосредственно на контакте пластичных сланцев и более компетентных песчаников, или в непосредственной близости от него.

При многократном повторении в разрезе рудовмещающей толщи подобного сочетания слоев седловидные залежи могут образовываться на разных ярусах, как это было, например, на месторождении Бендиго в Австралии (рис. 5.26).

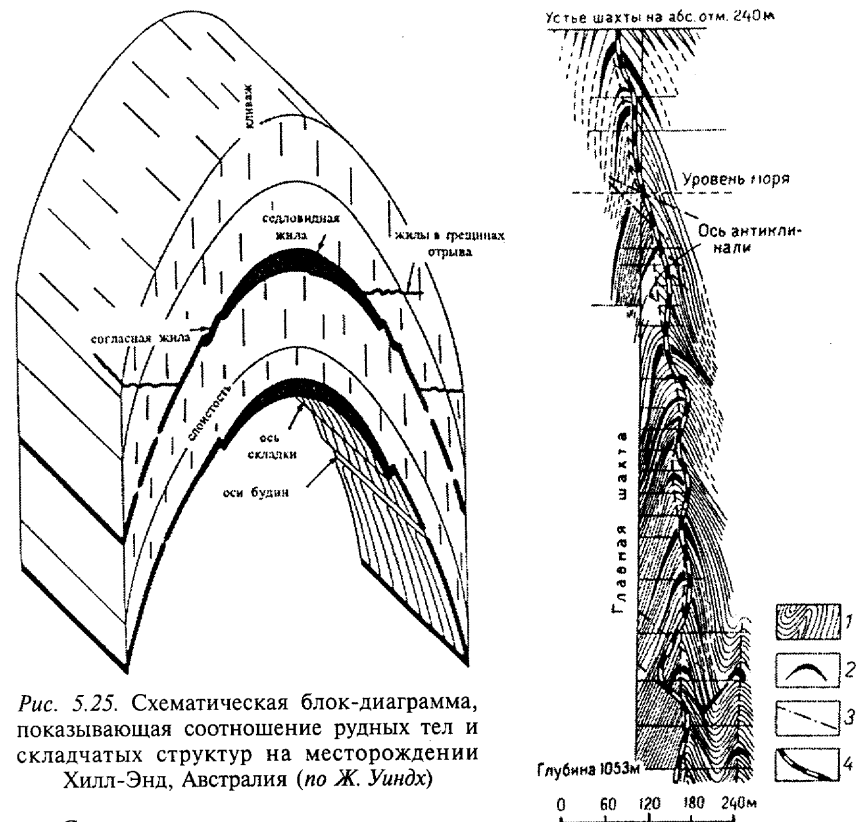


Рис. 5.25. Схематическая блок-диаграмма, показывающая соотношение рудных тел и складчатых структур на месторождении Хилл-Энд, Австралия (по Ж. Уиндх)

Сочетание компетентного и хрупкого слоев. В системе, состоящей из слоев хрупких и залегающих выше по разрезу компетентных пород, особенно благоприятны шарнирные части антиклиналей, где возникают седловидные пустоты отслоения, сопровождающиеся развитием трещин отрыва в более хрупких породах (см. рис. 5.23, е). При обратном соотношении компетентного и хрупкого слоев в разрезе подобные же деформации имеют место в шарнирах синклиналей (см. рис. 5.23, д).

Рудные тела в складках волочения. Подобные складчатые структуры осложняют крылья более крупных складок продольного изгиба со скольжением. Они известны, например, на золоторудном месторождении Ново-Скошия в Канаде и на медном месторождении Элизабет в США. На последнем рудная залежь в целом залегает согласно с вмещающими амфиболитами висячего бока и слюдястыми сланцами лежащего бока (рис. 5.27, А), которые слагают крупную складку. Мощность рудного тела оказывается довольно выдержанной на прямолинейных участках, но резко возрастет

Рис. 5.26. Многоэтажные седловидные золото-кварцевые жилы на месторождении Бендиго, Австралия (по У. Стону)

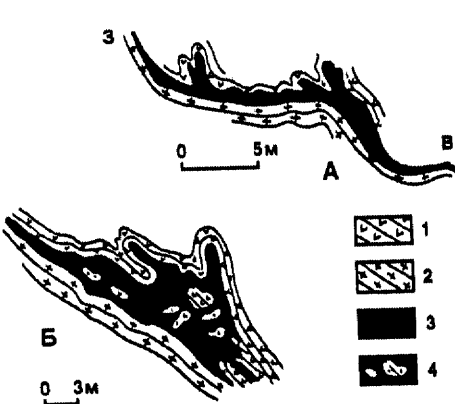


Рис. 5.27. Складки волочения на медном месторождении Элизабет (по П. Говарду).

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

на сравнительно небольших участках развития складок волочения, размеры которых в разрезе могут достигать нескольких метров (рис. 5.27, Б).

Подобные раздувы мощности соответствуют полостям, приоткрывавшимся между слюдястыми сланцами и более компетентными амфиболитами при образовании складок волочения. При таком приоткрывании происходило дробление пород и цементирование образовавшихся брекчий сульфидными рудами.

Рудные тела в пластообразных зонах трещиноватости в благоприятных породах. Структуры этого типа возникают там, где в строении складок продольного изгиба со скольжением принимают участие слои пород, благоприятные по физико-механическим свойствам для развития интенсивной трещиноватости. В них формируются густые системы трещин скола, послойного и веерообразного кливажа. Микротрещиноватость свойственна, например, тонкослоистым известнякам. Примеры подобных структур встречаются на месторождении Бричмулла, упоминавшемся в одном из предыдущих разделов. Его пластообразные рудные тела залегают согласно в пачке переслаивания грубослоистых и тонкослоистых известняков фамена, используя горизонты, подвергшиеся послойному рассланцеванию и трещиноватости (рис. 5.28).

Рудные тела в межформационных срывах и зонах дробления на крыльях складок. При образовании складок продольного изгиба со скольжением межпластовое скольжение может сменяться межформационными движениями с образованием зон повышенной трещиноватости, дробления на контактах разнородных по своим физико-механическим свойствам пород (например, глинистых сланцев и песчаников или известняков, туфов и эффузивов и др.). В таких структурах пластичные породы иногда бывают интенсивно сплоены, а более хрупкие — трещиноваты или брекчированы. Тела полезных ископаемых, залегающие в подобных структурах, имеют пластообразную или линзовидную форму, часто принимают вид согласных жил.

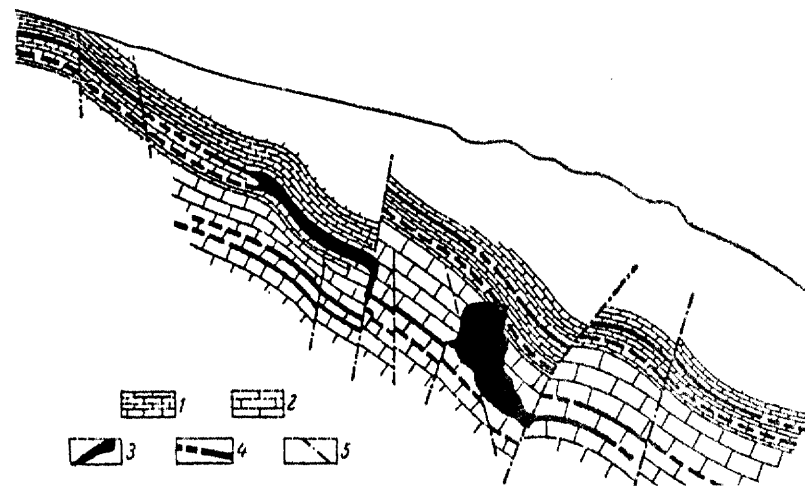


Рис. 5.28. Избирательный метасоматоз при образовании пластовых залежей арсеникопиритовой руды на месторождении Бричмулла в Средней Азии (по Г. Вировлянскому).

1 — бричмуллинские известняки; 2 — верхнефаменские известняки; 3 — рудные тела; 4 — предполагаемое продолжение рудных тел; 5 — сбросы

Иногда межформационные срывы, секущие напластование под острым углом, переходят в надвиги и взбросы, которые могут местами приобретать более крутое залегание и сопровождаться более мелкими оперяющими трещинами. Подобная картина наблюдается на золоторудном месторождении Уотл-Гали в районе Бендиго-Балларат в Австралии. В структуре месторождения доминируют сопряженные узкие килевидные антиклиналь и синклиналь (рис. 5.29), оси которых находятся на расстоянии 120 м, а осевые поверхности субвертикальны. На обоих крыльях антиклинали установлены зоны межпластовых срывов (в частности, разлом Гиббера на ее восточном крыле). Один из них, разлом Уотл-Гали, пересекающий эти складки, развился во взброс сложной морфологии. На глубине на западном крыле антиклинали у него послойный характер, зона разлома выполнена полосчатой кварцевой жилой мощностью 30 см. Однако, достигая замка антиклинальной складки, он пересекает слоистость под крутым углом и расщепляется на многочисленные более пологие ветви. На этом участке разлом является согласным по отношению к породам лежащего крыла, но несогласным по отношению к породам висячего. Некоторые из его ветвей на более высоких уровнях вновь сопрягаются, превращаясь в единый крутопадающий послойный взброс. В пределах несогласного сегмента разлома движения происходили по многочисленным мелким разрывным на-

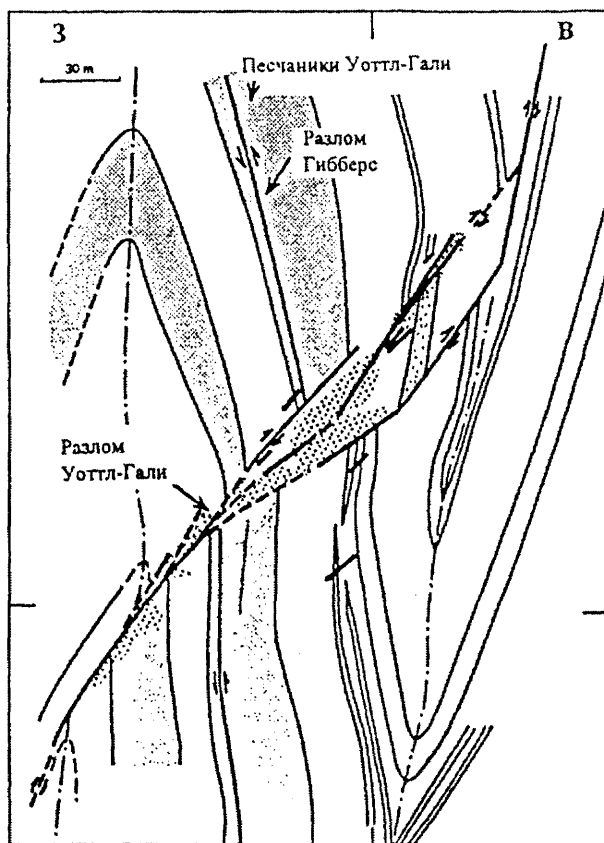


Рис. 5.29. Схематический геологический разрез золоторудного месторождения Уолт-Гали, Австралия (по С.Ф. Коксу и др.).

1 — крупные пачки песчаников; 2 — слоистость (наблюдаемая и предполагаемая); 3 — разломы (наблюдаемые и предполагаемые); 4 — след осевых поверхностей складок; 5 — участки интенсивного развития кварцевых жил



рушениям, сопровождаемым сравнительно мелкими структурами растяжения (рис. 5.30). Кроме того, при взбросовых перемещениях блоков этот сегмент явился областью растяжения, приоткрывания и именно здесь локализуется большинство золотоносных жил.

Складки поперечного изгиба

Эти структуры характеризуются сундучной, коробчатой или ящикообразной формой с пологими сводами (или днищами) и крутопадающими крыльями, которые часто бывают осложнены

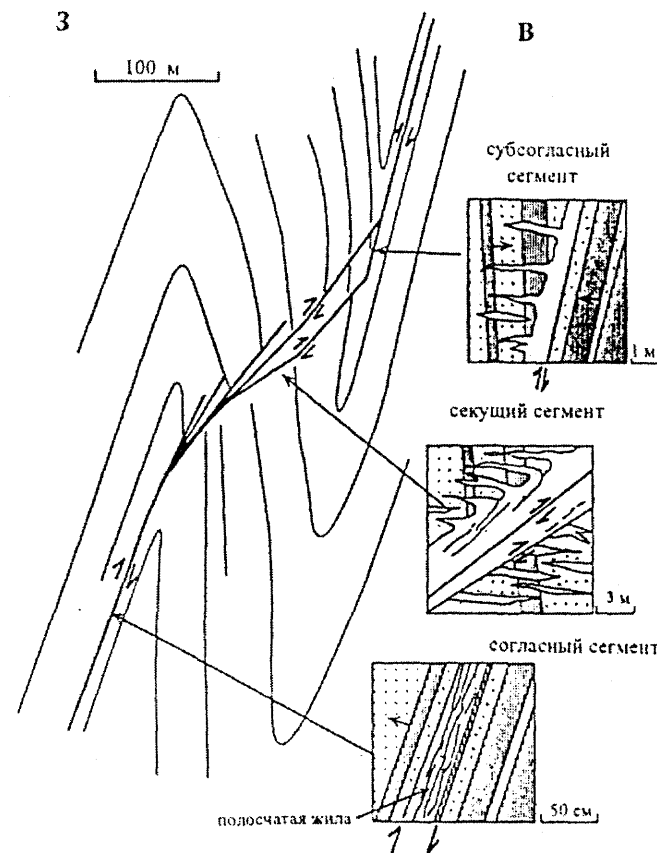


Рис. 5.30. Схематический разрез, показывающий особенности кварцевых жил на различных отрезках разлома Уолт-Гали (по С.Ф. Коксу и др.).

На врезках точками показаны песчаники, вертикальной штриховкой — сланцы, белое — кварцевые жилы

длительно развивавшимися крутыми сбросами. Последние могли залечиваться дайками субвулканических или жильных пород, часто сопровождаются зонами гидротермальных изменений пород и рудной минерализации. В сводах складок зачастую развиваются послойные зоны трещиноватости и срывы, иногда переходящие в надвиги, а также полости отслаивания, выполненные брекчиями. Структуры такого рода влияют на локализацию эндогенного оруденения (особенно гидротермального). В некоторых случаях они являются конседиментационными или синвулканическими и тогда влияют на распределение фаций и мощностей слагающих их пород (более грубые осадки и меньшая мощность осадочных толщ в положительных структурах, более тонкие осадки повышенной мощности в отрицательных структурах). В связи со

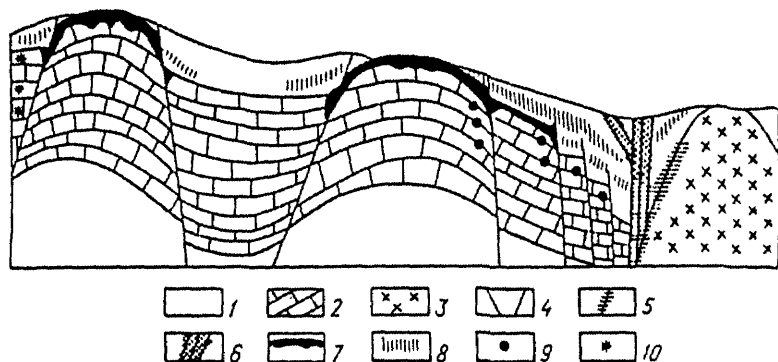


Рис. 5.31. Принципиальная схема Терек-Терекканской сурьмянорудной зоны в Северной Фергане (по В.П. Федорчуку).

Образования докембрия: 1 — гнейсы; 2 — мраморизованные известняки; 3 — гранитный массив варисского возраста; 4 — рудоподводящие нарушения; 5 — скарно-вые тела с редкометалльно-полисульфидным оруденением; 6 — секущие зоны в гнейсах с редкометалльно-мышьяковым (арсенопиритовым) оруденением; 7 — межформационные джаспероидные залежи с антимонитом; 8 — зоны редкометалльно-пиритовой минерализации в надрудных гнейсах; 9 — проявления сульфосолевой минерализации; 10 — проявления ртутного оруденения

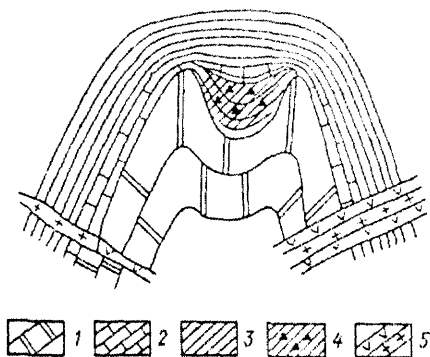
складками поперечного изгиба чаще всего встречаются жильные и жилообразные рудные тела в разломах, осложняющих крылья складок, согласные пластовые и линзовидные рудные залежи в полостях отслаивания в сводах складок. Примерами месторождений, приуроченных к складкам поперечного изгиба, могут служить сурьмяные месторождения Сигуаньшань в Китае, Терек и Кадамжай в Средней Азии (рис. 5.31). Во всех перечисленных случаях минерализованными являются выдержанные горизонты мощных (до нескольких десятков метров) джаспероидно-кварцевых брекчий, которые образуются в сводах брахискладок, на контакте между известняками и глинистыми сланцами (мраморизованными известняками и гнейсовидными породами на месторождении Терек).

Блокированные складки

Этот тип складок образуется в условиях затрудненного межпластового скольжения вследствие «закрепления» пластов на крыльях складок дайками, интрузивами, разломами и т.д. (рис. 5.32). Характерными признаками таких складок являются: 1) общий сундучный или ящичный облик главных складок; 2) сложное двух- или даже трехгорбое строение сводов; 3) наличие расслаивающихся синклинальных складок второго порядка; 4) интенсивная перемятость, гофрированность пластичных и сильное брекчирование хрупких пород, слагающих складки;

Рис. 5.32. Блокированная складка (по Г.Ф. Яковлеву).

1 — массивные известняки; 2 — тонко-слоистые известняки; 3 — глинистые сланцы; 4 — оруденелые брекчии; 5 — дайки



5) осложнение крыльев складок продольными сбросами, взбросами и надвигами, нередко играющими роль рудоподводящих каналов; 6) образование таких складок только на малых глубинах при малом всестороннем сжатии, на завершающем этапе складчатости, когда тектонические усилия накладываются на достаточно жесткую и консолидированную слоистую толщу. В.М. Крейтер (1956) отмечал, что третий признак является важнейшим с точки зрения локализации руд. В пределах расслаивающихся синклиналей образуются мощные зоны пластовых тектонических брекчий.

В качестве примеров можно рассматривать сурьмяно-ртутные месторождения Хайдарканского рудного поля в Киргизии (рис. 5.33). Рудное поле сложено массивными и слоистыми известняками нижнего—среднего карбона и глинистыми сланцами



Рис. 5.33. Формы рудных тел в джаспероидах и роговиках на месторождении Хайдаркан (по В.А. Невскому).

1 — известняки верейско-кашмирского горизонта; 2 — известняки намюра; 3 — джаспероиды и роговики; черными линиями показаны разломы

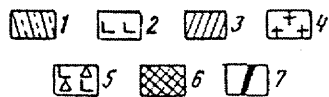
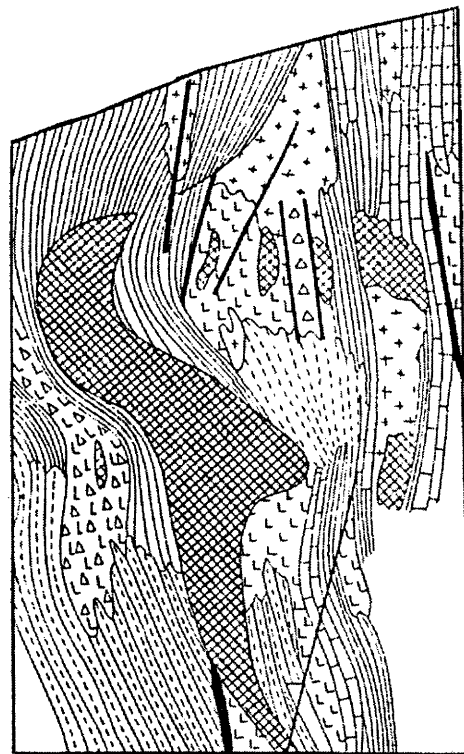


Рис. 5.34. Геологический разрез месторождения Хайдаркан (рудные тела в блокированной складке) (по В.А. Невскому).

1 — кремнистые сланцы; 2 — роговики; 3 — сланцы; 4 — джаспероиды; 5 — роговиковая брекчия; 6 — руды; 7 — тектонические нарушения

среднего—верхнего карбона, на которые надвинута толща силурийских сланцев. Рудовмещающими структурами являются широтные антиклинали сундучного облика с пологими сводами и крутыми крыльями, разбитые продольными и диагональными разломами, сыгравшими роль рудоподводящих и рудораспределяющих структур. Для сводовых частей складок характерно наличие осложняющих более мелких антиклинальных и синклинальных структур.

Наиболее богатое ртутное и сурьмяно-ртутное оруденение (85% запасов) приурочено к брекчиям джаспероидов (окварцованных известняков). Они слагают мощные (до 40 м) пластообразные залежи в зонах отслоения и дробления в сводовых частях складок, в осложняющих их расслаивающихся синклиналях, на контакте массивных известняков, образующих ядерные части антиклиналей, и вышележащих глинистых сланцев (рис. 5.34). В расслаивающихся синклиналях пустотность пород из-за брекчирования более жестких известняков оказывалась в 2—2,5 раза выше, чем в нераслаивающихся структурах, и достигала 25—42%, что явилось главным фактором рудокализации. Джаспероиды развиваются и вдоль осложняющих антиклиналей разломов, где с ними связаны зоны штокверковой минерализации тех же типов. По мнению В.А. Невского, своеобразные складчатые структуры Хайдарканского месторождения были сформированы в завершающий этап развития складчатости, в период, когда тектонические усилия накладывались уже на достаточно

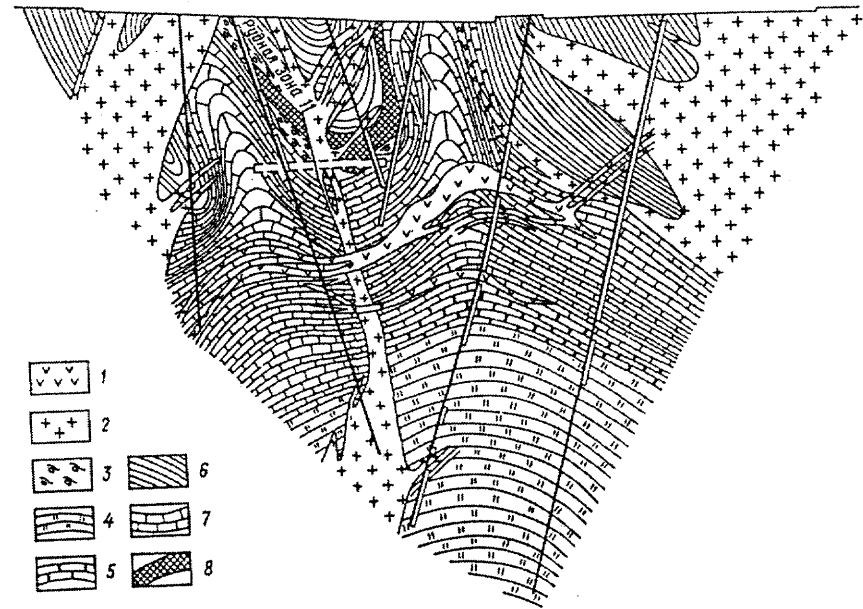


Рис. 5.35. Геологический разрез блокированной складки на Благодатненском оловорудном месторождении (по Ю.Г. Иванову и др.).

1 — порфириты; 2 — граниты; 3 — тектонические брекчии; 4 — роговики; 5 — скарны; 6 — сланцы; 7 — известняки; 8 — рудные тела

жесткую, консолидированную слоистую толщу. В ней при образовании складок не могло свободно развиваться межпластовое скольжение из-за интенсивной перемятости, нарушенности разломами и спаянности дайками диабазов. В результате в нижней части толщи возникали своеобразные двугорбые формы с характерными расслаивающимися структурами.

В блокированной складке, сложенной мраморами, сланцами и песчаниками, располагается Благодатненское оловорудное месторождение (рис. 5.35). Крылья этой структуры блокированы телами гранитов, гранодиоритов и порфиритов. Сводовая часть структуры имеет двугорбое строение, и в расслоенной синклинали в замковой части складки располагаются оловорудные скарны.

Диапировые складки

Эти структуры относятся к складкам нагнетания и распространены в краевых частях платформ и некоторых складчатых зонах. В их строении могут участвовать толщи солей (соляные купола), а иногда и известняки. Рудные месторождения, как правило, связаны с их тектоническими контактами, сопровождающимися брекчированием.

Причиной образования солянокупольных структур является неравномерная нагрузка вышележащих пород на толщи солей и гипса, которая оказывается сравнительно низкой на пересечениях разломов, где и образуются соляные купола. Такие структуры характерны для краевых частей платформ и являются результатом протыкания ядром, сложенным более пластичными и текучими солями и гипсом, более хрупких вышележащих пород. Последние при этом подвергаются растяжению, дробятся, сминаются в складки волочения, а их мощности могут изменяться. Соляные купола наблюдаются в Донбассе, где с ними связан так называемый солянокупольный тип ртутных месторождений (в частности, Славянское месторождение). Оруденение локализовано вдоль зон нарушений в диапировых брекчиях, сложенных обломками преимущественно известняков девона, вынесенных с больших глубин при внедрении соляных штоков. Соляные купола имеют размеры до 10 км в поперечнике, а обрамляющие их зоны брекчий достигают мощности многих десятков — первых сотен метров и залегают в лежачем боку штоков. Рудные и жильные гидротермальные минералы находятся в цементе брекчий.

Иное происхождение имеют диапиры, которые появляются в некоторых складчатых зонах. Характерными чертами их являются: 1) уменьшение мощности пластов в сводовой части складки и даже протыкание их породами ядра (туфы, известняки); 2) возникновение в породах ядра сланцеватости, разломов, параллельных их движению; 3) образование чехла милонитов и брекчий, обрамляющего ядро; в головной (сводовой) части складки мощность чехла, сложенного грубообломочными брекчиями, возрастает многократно по сравнению с крыльями, где развиты мелкообломочные (до милонитов) породы; 4) обязательное наличие среди пород, сминаемых в складку, горизонтов пластичных углестых или глинистых сланцев мощностью от единиц до десятков метров, игравших роль своеобразной смазки и определявших место образования брекчий; 5) присутствие складок волочения, возникших при диапиризме. Считается, что структуры такого рода возникают в областях складчатости общего смятия, когда возможности роста складки за счет дальнейшего изгибания пород при сжатии уже исчерпаны. Наиболее благоприятны для их образования участки резкой вергазии складок и ундуляции их шарниров.

К диапировым складкам относят структуры многих гидротермальных и скарновых месторождений мышьяка (Чокурак), флюорита (Аурахмат), редких металлов (Тарор), сурьмы (Джилау) в Средней Азии и полиметаллических руд в Казахстане (Суук-Тюбе). В районе флюоритового месторождения Аурахмат развиты

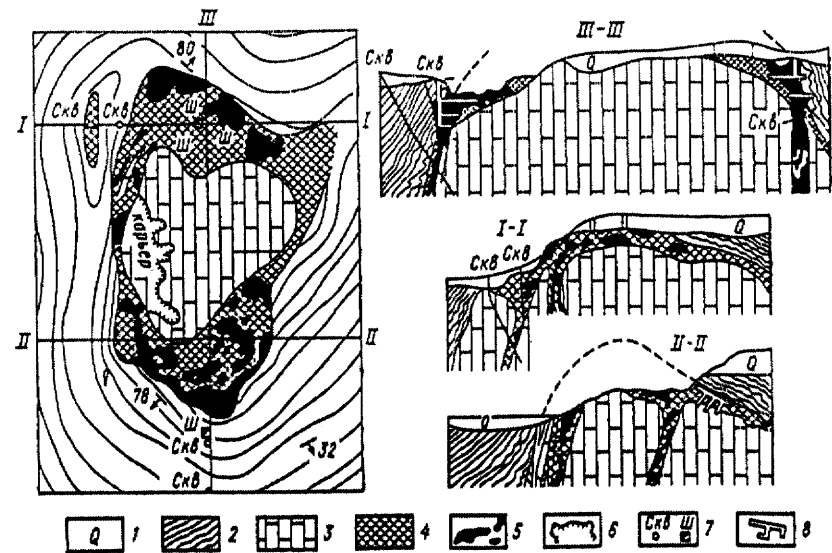


Рис. 5.36. Геологическая схема и разрезы флюоритового месторождения Аурахмат в Средней Азии, приуроченного к диапировой складке (по И.П. Кушнареву). 1 — четвертичные отложения; 2 — переслаивающиеся глинистые сланцы, песчаники, кремни, ракушечные и тонкоплитчатые известняки визе; 3 — массивные известняки турне; 4 — брекчия известняков и сланцев; 5 — руды; 6 — контур карьера; 7 — скважины; 8 — горные выработки

сильно сжатые вергирующие (расходящиеся в виде веера) линейные складки. Ядро диапировой структуры сложено массивными известняками турнейского возраста, которые прорывают переслаивающиеся глинистые сланцы, смятые в складки волочения, известковистые песчаники и другие породы (рис. 5.36). Ядро облекается чехлом брекчий, мощность которых достигает максимума 30—40 м в пологой сводовой части складки, но быстро уменьшается на ее крутых крыльях. Цемент брекчий несет флюорит-сульфидную минерализацию.

Структуры напластования

Структуры напластования образуются там, где возникло чередование в разрезе пород, различающихся по физико-механическим свойствам или химическому составу. Они широко распространены по площади и характеризуются пологим залеганием, а рудные тела в их пределах залегают согласно. Причины, вызывающие локализацию оруденения в слагающих такие структуры известняках, песчаниках или других породах, могут быть различны: 1) повышенное содержание металлов (свинца, меди, цинка) в породах; 2) оптимальная пористость пород рудовмещающего

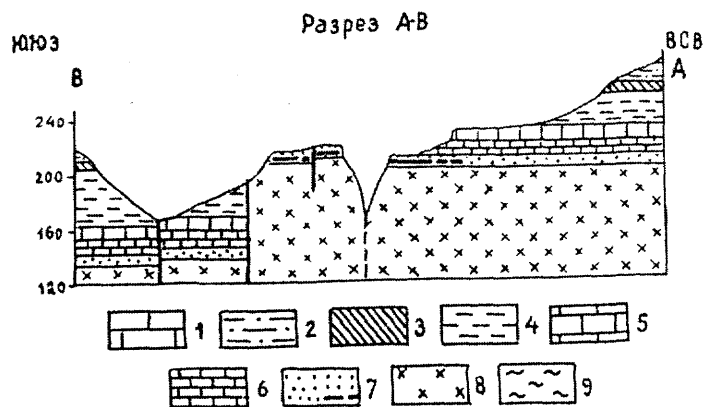
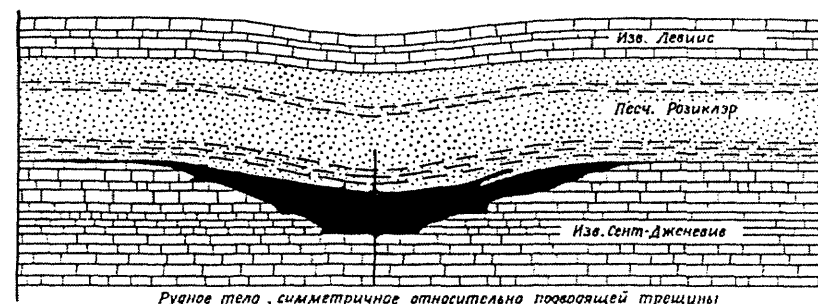


Рис. 5.37. Геологический разрез флюоритового месторождения Пьер-Петюи, Франция (по Д. Суле де Ляфон и Ж. Лежу).

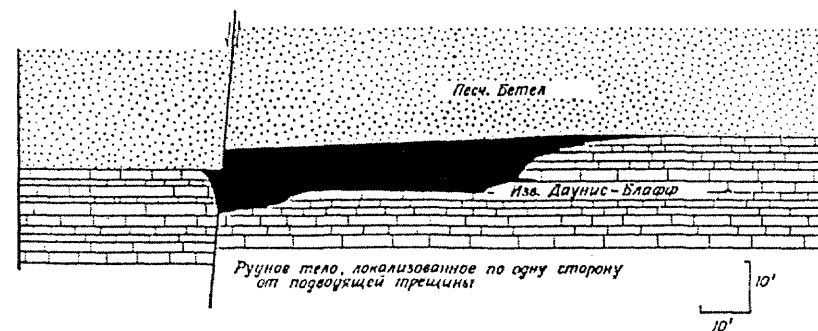
1 — средняя юра; 2 — тоар-аален; 3 — верхний домер; 4 — нижний домер; 5 — синемюр; 6 — геттанг; 7 — пачка Шитри с флюоритовой минерализацией; 8 — двуслюдяные граниты; 9 — кристаллофиллиты покола

горизонта; 3) текстурные и структурные особенности пород (брекчированность, кавернозность и др.); 4) специфический химический состав пород (например, известняков среди терригенных толщ); 5) наличие густой сети мелкой послойной трещиноватости (например, в тонкослоистых известняках среди грубослоистых).

Структура напластования характерна, в частности, для флюоритового месторождения Пьер-Петюи и еще нескольких подобных объектов во Франции (рис. 5.37). В строении месторождения принимают участие карбонатные и терригенные породы нижней—средней юры, несогласно перекрывающие кристаллофиллиты и двуслюдяные граниты фундамента Центрального массива. Граниты на участке месторождения разбиты серией сбросов северо-восточного простирания, сильно раздроблены, на расстоянии нескольких метров от контакта с породами чехла сильно изменены и содержат обильные субвертикальные и субгоризонтальные кварцевые прожилки. Продуктивная пачка Шитри мощностью 3—10 м залегает практически горизонтально непосредственно в основании платформенного чехла. Она сложена сильно окварцованными брекчированными кавернозными известняками нижней юры, содержащими неравномерную флюоритовую минерализацию. По мнению А.Д. Шеглова, это и другие подобные стратиформные флюоритовые месторождения являются гидротермальными и сформировались в ранней юре в результате поступления глубинных фторсодержащих растворов по зонам региональных разломов в брекчированные известняки, благоприятные для отложения флюорита и барита.



Рудное тело, симметричное относительно подводящей трещины



Рудное тело, локализованное по одну сторону от подводящей трещины

Рис. 5.38. Схематические разрезы двух основных типов пластовых метасоматических залежей площади Кейв-ин-Рок (по Р. Грогану)

На флюоритовых месторождениях штатов Кентукки и Иллинойс в США наряду с жильными телами встречаются пластовые метасоматические залежи. Они согласны с напластованием, серповидны или клиновидны в разрезе, линейны в плане (рис. 5.38) и в виде узких маломощных лент (размером в плане до 900×60 м) вытягиваются вдоль зон сбросов. Флюорит-полиметаллическая рудная минерализация замещает благоприятные пласты известняков, распространяясь в боковом направлении от центральной (или краевой) трещины, сброса или небольшого нарушения. Подводящими обычно служат единичные трещины или трещинные зоны шириной до 3 м. Рудные тела достигают максимальной мощности в области подводящего разрыва и выклиниваются к краям, а ширина тел достигает максимума в их кровле.

Структура напластования устанавливается и на стратиформном свинцово-цинковом месторождении Седмочисленицы в Болгарии. В этом случае рудные тела приурочены к карбонатной толще триаса (рис. 5.39) и залегают согласно среди известняков и доломитов, которые по своим физико-механическим свойствам и химическому составу оказались более благоприятными для рудоотложения. Вблизи секущих разрывных структур рудные тела сближаются и приобретают ярусное строение.

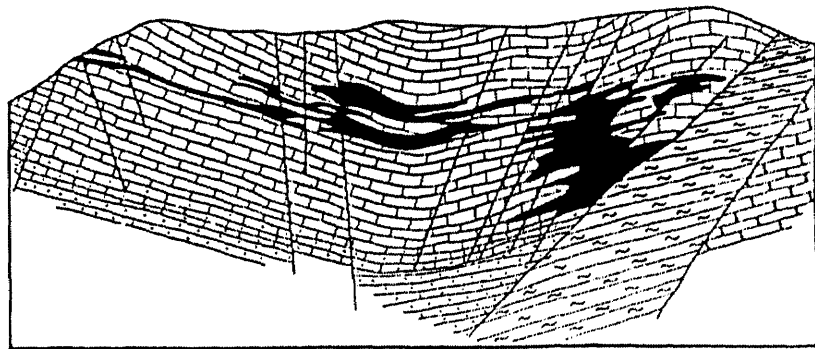


Рис. 5.39. Структуры напластования на стратиформном свинцово-цинковом месторождении Седмочисленицы в Болгарии (по В. Атанасову).

1 — известняки верхней юры; 2 — известняки и доломиты верхнего триаса; 3 — мергели и песчанистые известняки верхнего триаса; 4 — конгломераты, песчаники и алевролиты нижнего триаса; 5 — песчаники и алевролиты верхнего карбона; 6 — рудные тела; 7 — разрывные нарушения

Структуры экранирования

Структуры экранирования широко распространены на месторождениях цветных и редких металлов гидротермального генезиса. Однако в тех случаях, когда они сочетаются с разрывными или складчатыми структурами, их следует рассматривать в соответствующих разделах. Более самостоятельное значение они приобретают при горизонтальном или пологом залегании слоев рудовмещающих пород на платформах или в складчатых областях. С такими структурами связаны месторождения сурьмы и ртути (Хайдаркан, Чаувай в Средней Азии), цветных металлов (Феррис-Хаггарти, Игл-2 в США) и др.

Положение рудных тел в структурах этого типа в значительной степени обусловлено неоднородностью физико-механических свойств пород, слагающих рудовмещающие толщи, в частности наличием в разрезе слоев непроницаемых пород, так называемых структурно-литологических экранов. В этом качестве могут выступать, например, горизонты сланцев, потоки сливных лав основного состава, силлы диабазов, дайки пород различного состава и некоторые другие образования, обладающие низкими пористостью и проницаемостью пород. В таких случаях рудовмещающими являются располагающиеся ниже по разрезу породы (особенно благоприятные для метасоматического замещения), значительно сильнее переработанные, трещиноватые, разбитые крутопадающими системами трещин, не проникающих в пределы расположенных над ними структурно-литологических экранов.

Рис. 5.40. Рудная залежь в кварцитах под сланцевым экраном на медном месторождении Феррис-Хаггарти в США (по А. Спенсеру).
1 — сланцы; 2 — кварциты; 3 — руда

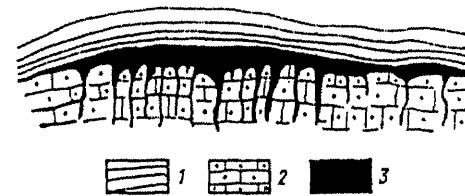
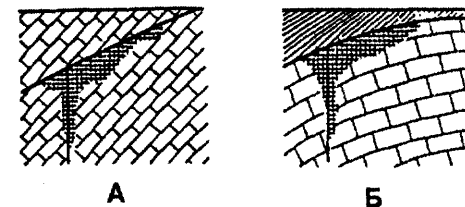
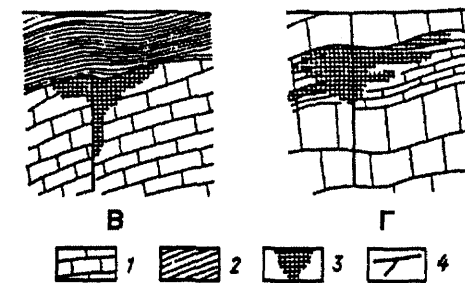


Рис. 5.41. Типы рудных капканов на ртутном месторождении Хайдаркан в Средней Азии (по В.И. Смирнову).

1 — известняки грубослоистые и тонкослоистые; 2 — сланцы; 3 — руда; 4 — трещины



Рудные тела на месторождениях такого типа имеют пластообразную форму, контролируются экранирующими горизонтами, с которыми имеют ровные и резкие контакты. Напротив, в лежащем боку рудных тел устанавливаются жильобразные тела, которые выполняли трещины в подрудных породах, игравшие роль рудоподводящих каналов (рис. 5.40). В некоторых случаях структурным экраном может служить глина трения, выполняющая пологую трещину скалывания. Различные типы структурно-литологических экранов устанавливаются на ртутном месторождении Хайдаркан в Средней Азии (рис. 5.41).



5.2.2. Разрывные структуры месторождений

Рудовмещающими на рудных месторождениях являются локальные разрывные нарушения разных типов: сжатия (взбросы, сдвиги, надвиги) и растяжения (сбросы).

Взбросы, надвиги и сдвиги

Разрывные структуры этих типов относятся к разломам сжатия. Их зоны нередко вмещают рудные тела жильных месторождений. Особенно благоприятными для рудолокализации являются участки приоткрывания таких структур в местах искривления их сместителей.

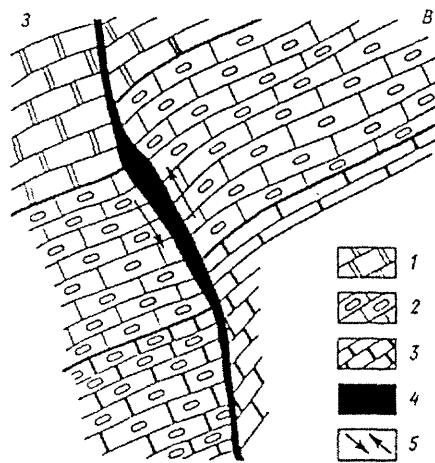
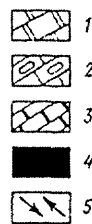


Рис. 5.42. Поперечный разрез рудной жилы во взбросе на месторождении Кугитанг (по В.И. Бирюкову). 1 — рифовые известняки; 2 — псевдоконгломератовые известняки; 3 — пеллициподовые известняки; 4 — рудное тело; 5 — направление перемещения по разлому



Примером жильных рудных объектов в зонах взбросов может служить свинцово-цинковое месторождение Кугитанг в Средней Азии (рис. 5.42). Оно залегает в толще известняков верхней юры мощностью 400 м, на крыле брахиан-

тиклинали. Параллельно оси этой складки простираются разломы взбросового типа, прослеживающиеся на расстояние в несколько километров; амплитуда вертикальных перемещений по отдельным нарушениям достигает десятков метров. Эти разломы сыграли роль рудоподводящих при формировании согласных межпластовых рудных тел, но в свою очередь являются рудовмещающими для секущих кварц-барит-сульфидных рудных жил. Мощность последних возрастает там, где зоны разломов приобретают более пологое залегание или на участках сопряжения их с оперяющими разрывами.

Примером месторождений, рудные тела которых приурочены к зонам надвигов, является ртутное месторождение Чаган-Узун на Горном Алтае (рис. 5.43). Участок месторождения сложен зеленокаменными эффузивами и сланцами нижнего кембрия, прорванными кембрийскими гипербазитовыми интрузивами (аллохтон) и песчаниками и известняками кембро-ордовика, которые в свою очередь надвинуты на мергели верхнего девона. Оруденение локализовано в зоне главного сместителя под пластиной серпентинитов. В лежачем боку надвига устанавливается жилообразная зона лиственитов. Рудные тела представляют собой крутопадающие межформационные жилы и прослеживаются вдоль зоны лиственитизации на несколько сотен метров по простиранию и на глубину. Там, где зона надвига слегка выполаживается, располагаются рудные столбы.

Скарновое полиметаллическое месторождение Верхнее на Дальнем Востоке располагается в зоне контакта триасовых известняков и верхнемеловых кварцевых порфиров, которые представляют собой останец лавового покрова, надвинутого по зоне Главного разлома (рис. 5.44). Последний вытягивается в северо-восточном

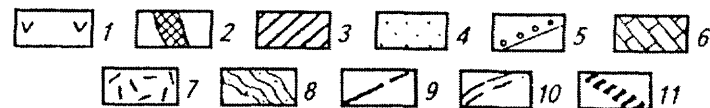
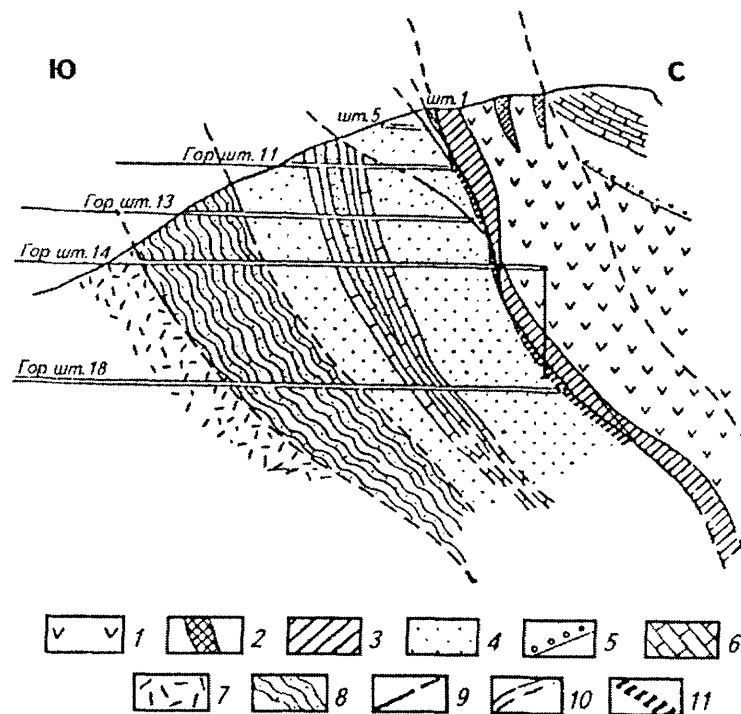


Рис. 5.43. Схема строения месторождения Чаган-Узун (по В. Кузнецову, А. Оболенскому и др.).

1 — зеленокаменные эффузивы, туфы и сланцы нижнего кембрия; 2 — кремнистые известняки нижнего кембрия; 3 — рассланцованные серпентиниты; 4 — песчаники кембро-ордовика; 5 — конгломераты того же возраста; 6 — известняки; 7 — порфиры, туфы среднего девона; 8 — глинистые сланцы, мергели верхнего девона; 9 — главный сместитель Чаган-Узунского надвига; 10 — прочие разрывные нарушения; 11 — минерализованные листвениты

направлении и падает на юго-восток под углом 30—40°, а вертикальная амплитуда перемещений по нему составляет несколько сотен метров. В зоне надвига устанавливается тектоническая глинка трения мощностью 0,5 м. Основное рудное тело располагается непосредственно в зоне надвига и прослеживается в известняках под плоскостью сместителя. От него ответвляется несколько более круто падающих тел, ориентировка которых позволяет предположить, что они выполняют зоны оперяющих надвиг разрывов.

Сбросы

Сбросы малых амплитуд являются рудовмещающими на многих гидротермальных жильных месторождениях свинца и цинка, ртути и сурьмы, флюорита, барита, вольфрама и других полез-

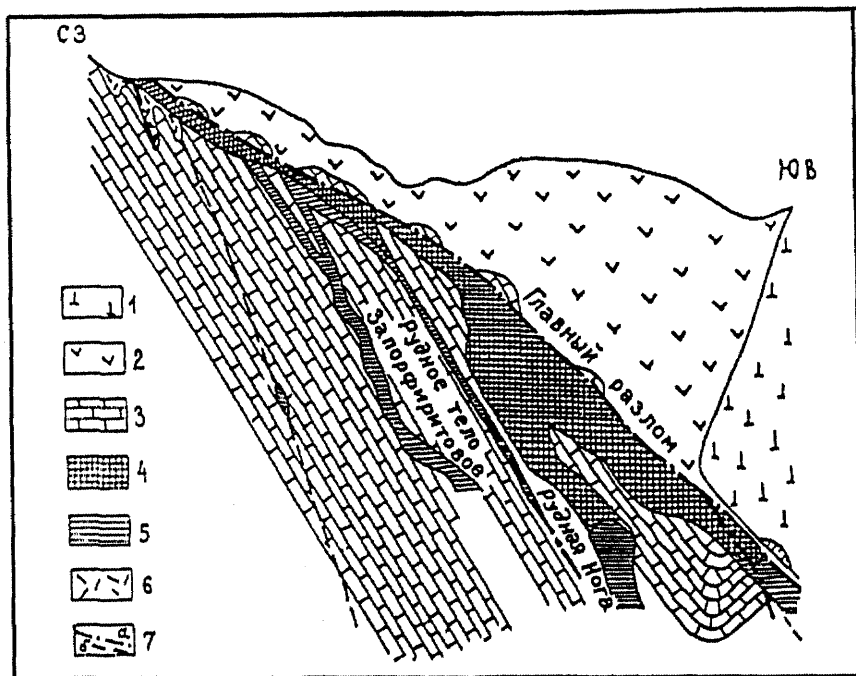


Рис. 5.44. Схематический геологический разрез свинцово-цинкового месторождения Верхнее (по И. Томсону, Н. Мозговой).

1 — андезиты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — известняки; 4 — скарновое рудное тело; 5 — проекция рудного тела; 6 — окисленная руда; 7 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые

ных ископаемых. С ними связаны многие эпитермальные месторождения благородных металлов в Северной Америке. Так, на месторождении Сан-Рафаэль в Мексике (рис. 5.45) главная жила залегает среди эффузивных и субвулканических андезитов, юрских сланцев и песчаников и непосредственно выполняет зону сброса. Висячем крыле разлома есть еще одна подобная жила, выполняющая параллельный сброс с несколько меньшей амплитудой перемещения. Обе жилы на глубине расщепляются на серию быстро вымирающих маломощных жил. Со стороны висячего бока каждая из них имеет ряд более крутопадающих коротких апофиз, видимо выполняющих оперяющие трещины отрыва.

На крупнейших в мире золото-серебряных месторождениях Гуанохуато в Мексике и Дукат в Магаданской области системы жил также приурочены к зонам сбросов. На первом из них крупные сбросы осложняют антиклинальную складку, которая сложена меловыми осадочными и палеогеновыми осадочными и вулканогенными отложениями. Рудные тела простираются в северо-западном направлении в соответствии с общей ориентировкой

Рис. 5.45. Золото-серебряная жила Сан-Рафаэль (Мексика), приуроченная к сбросу (по В. Линдгрену).

1 — покров юного андезита; 2 — рудная жила; 3 — миоценовые интрузивные андезиты; 4 — юрские сланцы и песчаники

структур района и падают на юго-запад под углом 45—60° (рис. 5.46, 5.47). Наиболее значимое оруденение связано с крупноамплитудными сбросами, амплитуда смещения по которым достигает 1400—1700 м. Рудные тела представлены ветвящимися жилами, жильными зонами и штокверками типа «конского хвоста», отходящими от главных рудовмещающих разломов в местах их изгибов.

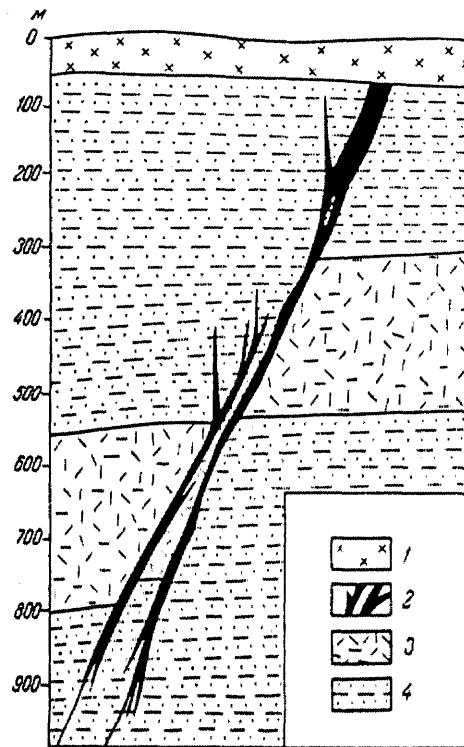
В структуре раздвигово-го типа располагается золоторудное месторождение Шуер в Румынии, представленное единственной жилой. В сбросо-сдвигах локализованы месторождения Бая-Сприе в Румынии, Комсток в США, Кремнице в Чехии, на которых крупные жилы, выполняющие зону разлома, сочетаются с более мелкими жилами в оперяющих трещинах или соседних зонах более мелких разломов.

5.2.3. Трещинные и кливажные структуры месторождений

Эти структуры будут рассмотрены ниже в составе двух подгрупп: 1) трещинные; 2) кливажные.

Трещинные структуры месторождений

С трещинными структурами связаны жильные гидротермальные и пегматитовые месторождения свинца, меди, цинка, олова, золота, серебра, вольфрама, молибдена и других редких металлов. Месторождения в трещинных структурах представлены, как правило, жилами или реже зонами прожилков и вкрапленности и обычно отличаются от месторождений в складчатых и разрывных структурах большим количеством отдельных рудных тел.



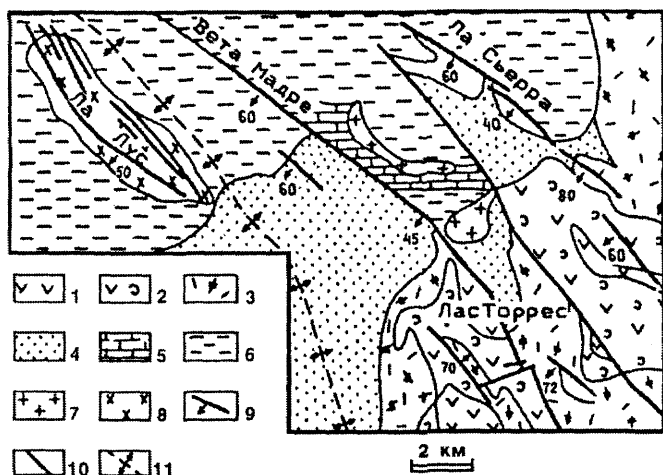


Рис. 5.46. Позиция золото-серебряных месторождений в рудном поле Гуанохуато (по А. Вандке и Х. Мартинесу). 1—3 — олигоценовые отложения: 1 — андезитовые лавы и туфы, 2 — кристаллокластические андезитовые туфы, 3 — литокристаллокластические риолитовые туфы; 4 — эоцен-олигоценовые континентальные красноцветные образования (глины, песчаники, конгломераты, вулканический песок, андезиты); 5—6 — меловые породы: 5 — глинистые сланцы, известняки, 6 — филлиты, глинистые сланцы, вулканиты; 7—8 — мезозойский интрузивный комплекс: 7 — граниты и диориты, 8 — габбро-диориты; 9 — жильные системы (месторождения) и их элементы залегания; 10 — пострудные сбросы; 11 — ось антиклинали

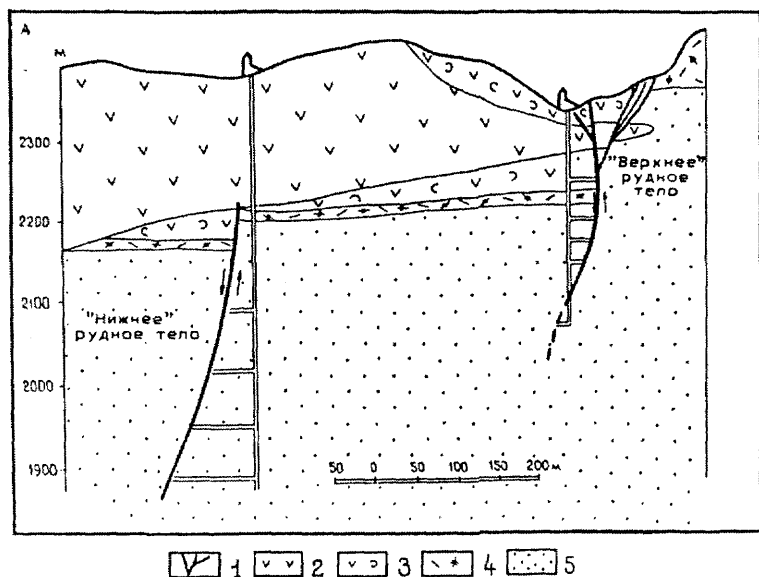


Рис. 5.47. Схематический геологический разрез жильной системы Ла-Сьерра (по Р. Гроссу). 1 — кварц-адуляровая жила (сплошное — рудное тело, пунктир — жила с низкими содержаниями золота и серебра); 2 — субвулканические андезиты; 3 — туфы андезитов; 4 — туфы риолитов; 5 — песчаники, конгломераты

Грань между крупными трещинами и мелкими разломами всегда в определенной мере условна. Однако обычно трещинам свойственно более простое строение, у них более короткая история развития и меньшая протяженность. От мелких трещин структуры скалывания такого масштаба обычно отличаются закономерно изогнутой, волнистой тектонической поверхностью, оторочкой тектонической глинки трения и милонитов. Трещинные структуры, вмещающие рудные тела на месторождениях, могут быть отнесены к трещинам скола или отрыва.

Трещины скола, как и вмещающие оруденение более крупные разломы, иногда закладываются намного раньше рудообразования. В.А. Невский (1979) отмечает, что на шитах существуют примеры, когда рудовмещающие разломы закладывались в раннем—среднем протерозое, а связанные с ними месторождения формировались в мезозое. В связи с этим на рудных полях и особенно на месторождениях нередки случаи, когда жильные рудные тела приурочены не к одной, а к нескольким системам трещин скола. В.М. Крейтер (1956) выделил среди них месторождения с жилами в одной, двух, трех и четырех системах трещин скалывания.

К месторождениям в односистемных трещинах скола относятся, в частности, золоторудное месторождение Степняк в Казахстане и Антоновогорское кварц-вольфрамитовое — в Восточном Забайкалье (рис. 5.48). Последнее располагается в центральной части мезозойского складчатого пояса, сложенного мощными толщами юрских терригенных пород, непосредственно в апикальной части небольшого массива среднезернистых мусковитовых и биотитовых гранитов. Рудные тела представлены серией

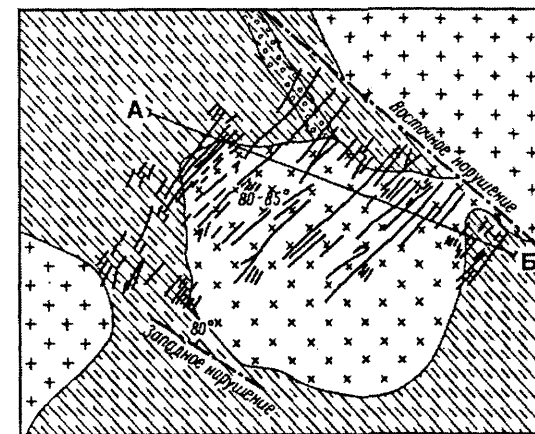
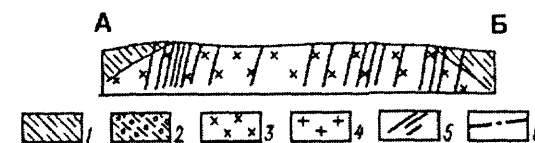


Рис. 5.48. Схема геологического строения Антоновогорского месторождения (по А.Д. Шеглову, Т.В. Буткевичу).

1 — сланцы; 2 — конгломераты; 3 — мусковитовые среднезернистые граниты; 4 — двуслюдяные среднезернистые граниты; 5 — кварц-вольфрамитовые жилы; 6 — тектонические нарушения



параллельных кварцевых жил северо-восточного простирания. Они приурочены к крупным прямолинейным, крутопадающим трещинам скалывания и прослеживаются на расстояние до 800—1000 м по простиранию. Жилы имеют сложную морфологию с раздувами, пережимами и апофизами и располагаются кулисно, что вообще характерно для трещин скалывания и выполняющих их рудных тел.

Примером месторождений, рудные тела которых располагаются в односистемных трещинах скола, оперяющих более крупные разрывные нарушения, является серебряно-свинцово-цинковое месторождение Пршибрам в Чехии. Оно находится в зоне крупного надвига, по которому протерозойские породы надвинуты на образующие синклиналь кембрийские терригенные образования (рис. 5.49). Рудные жилы развиты главным образом в породах автохтона. Они выполняют антидетические трещины скола, вызванные деформациями сдвига в зоне более крупного разлома и встречаются совместно с дайками, внедрившимися в те же структуры.

Месторождения, рудные тела которых приурочены к двухсистемным трещинам скалывания, многочисленны. В большинстве случаев на них одна система жил доминирует над другой. К двум системам трещин скалывания принадлежат рудные жилы Шахтоминского молибденового месторождения в Восточном Забайкалье (рис. 5.50). Оно сложено гранитами и гранодиоритами, прорванными дайками лампрофиров, диоритовых и кварцевых диоритовых порфиров, гранит-порфиров и других пород. Большинство дайковых тел имеет северо-западное простирание при подчиненной роли субширотных даек. Молибденитовое оруденение сосредоточено в серии крутопадающих кварцевых жил. Они выполняют крупные трещины скалывания в основном северо-западного и запад-северо-западного простирания, по которым происходили взбросовые и сбросово-сдвиговые перемещения. В южной части месторождения широко распространены широтные жилы.

Две системы жил в трещинах скола устанавливаются и на Этыкинском оловянном месторождении в Восточном Забайкалье (рис. 5.51). Оно приурочено к пологому контакту интрузивного тела амазонитовых гранитов, и в его строении принимают учас-

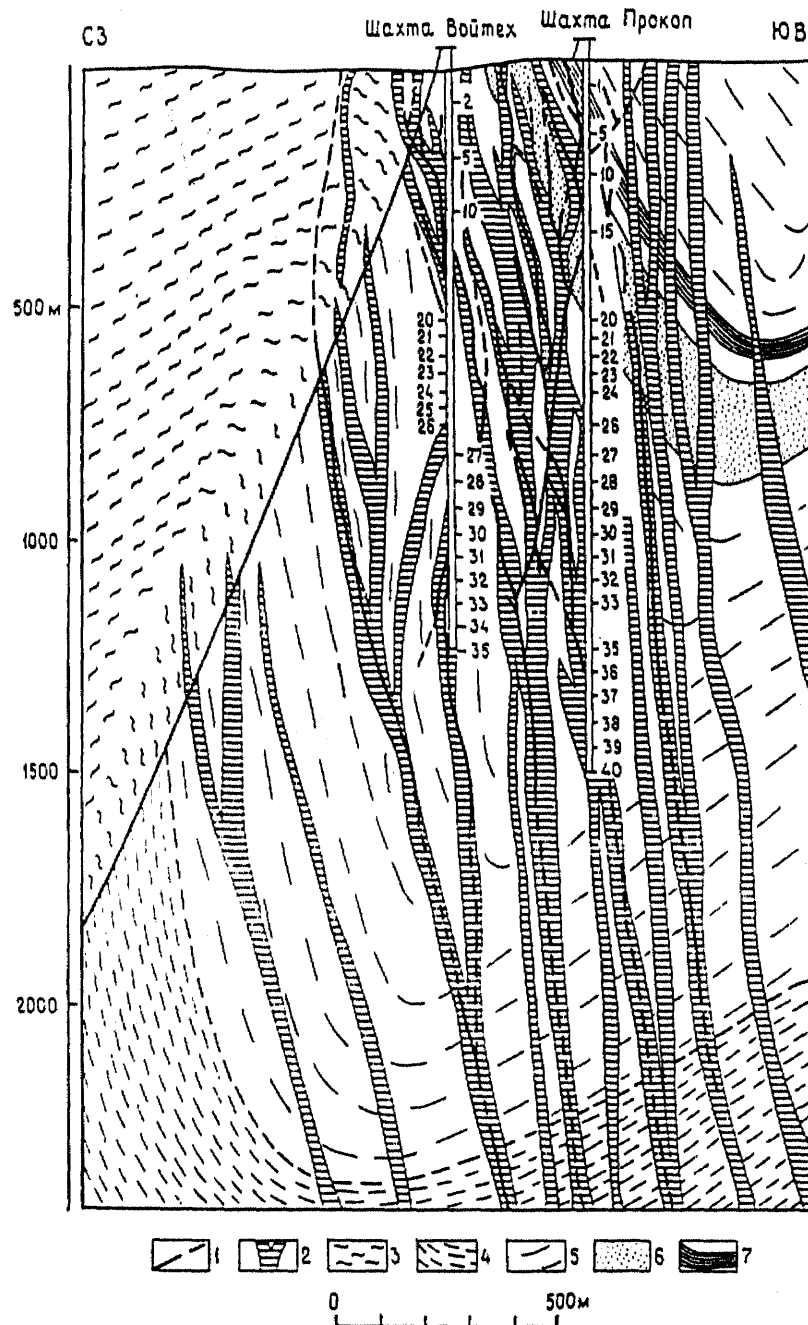


Рис. 5.49. Геологический разрез серебряно-свинцово-цинкового месторождения Пршибрам, Чехия.

1 — рудные жилы; 2 — диабазы; 3 — протерозойская постспилитовая серия; 4 — протерозойская спилитовая серия; 6 — кембрийские конгломераты; 7 — кембрийские сланцы

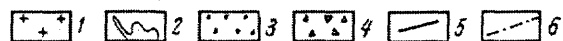
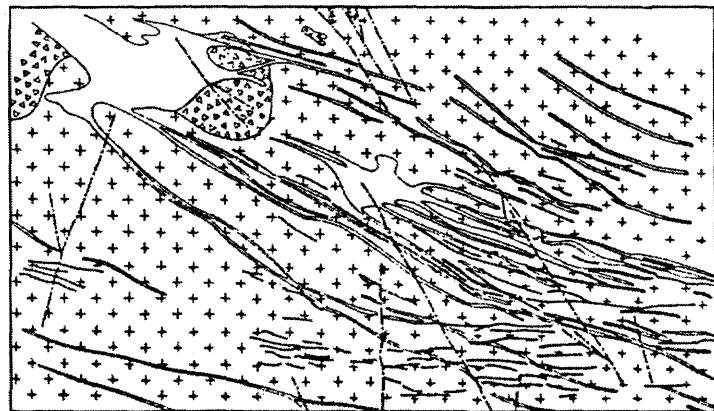


Рис. 5.50. Схематическая геологическая карта Шахтоминского месторождения (по материалам Шахтоминской ГРП).

1 — граниты и граносиениты; 2 — поздневерхнеюрские дайки лампрофиров, диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и других разновидностей; 3 — эруптивные брекчи; 4 — биотитизированные брекчи гранитов; 5 — кварцевые рудные жилы; 6 — разломы, крупные тектонические нарушения

тие смятые в складку терригенные породы нижней—средней юры, прорванные киммерийскими дайками плагиогранит-порфиров. Рудоносными на месторождении являются невыдержанные по простиранию и падению более ранние пологие ($15-30^\circ$) топаз-кварцевые жилы запад-северо-западного простирания и более выдержанные по мощности и залеганию север-северо-западные крутопадающие ($70-80^\circ$) кварц-амазонитовые жилы. К двухсистемным трещинам скалывания приурочены также рудные жилы Восточно-Коунрадского молибденового месторождения в Казахстане, Центрального золоторудного поля в Хакасии, арсенопиритового месторождения Цана в Грузии, Арсеньевского олово-полиметаллического месторождения в Приморье, а также медного месторождения Морокоча в Перу.

Классическим примером месторождений в двухсистемных трещинах склывания стало золоторудное месторождение Морнинг-Стар в Виктории, Австралия (рис. 5.52). Здесь дайка диоритов прослеживается по простиранию на 600 м, ее мощность 80—90 м. В хрупких породах дайки развиты две системы трещин скола, которые образуют острый двугранный угол, обращенный в направлении предполагаемого субширотного горизонтального сжатия. По трещинам происходили значительные взбросовые перемещения, и в них локализируются жилы, быстро выклинивающиеся за пределами дайки.

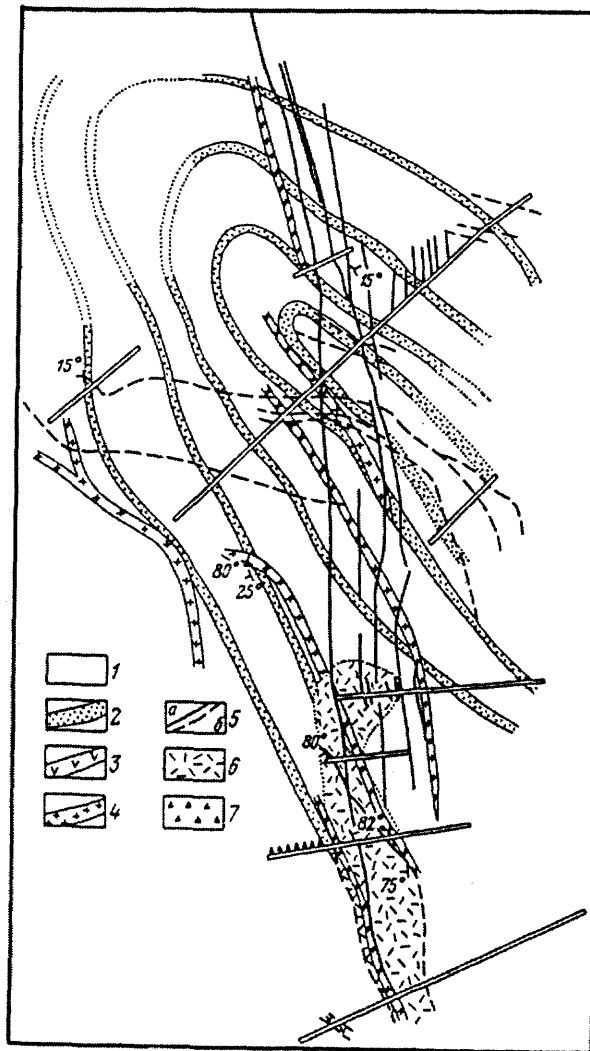


Рис. 5.51. Схема структуры второго Этыкинского участка (по О. Левицкому, В. Аристову и др.).

1 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 2 — мелкогалечные конгломераты; 3 — дайки догранитных диорит-порфиров; 4 — дайки плагиогранит-порфиров; 5 — рудные жилы: а — кварц-амазонитовые, б — топаз-кварцевые; 6 — грейзенизированные породы; 7 — зоны брекчирования

Крупные трещины протяженностью во многие десятки или первые сотни метров в большей мере, чем более крупные разрывы (разломы), демонстрируют некоторые важные особенности сколовых нарушений, в частности структуры типа «конского хвоста». Они возникают на флангах разломов и крупных трещин, а иногда и по их падению. Примером может служить оловянное месторождение Потоси в Боливии, на котором особенно ярко выражено расщепление крупных трещин скалывания на их флангах по восстанию, а иногда и по падению (рис. 5.53). В таких участках наблюдается значительное сгущение и крупных и мел-

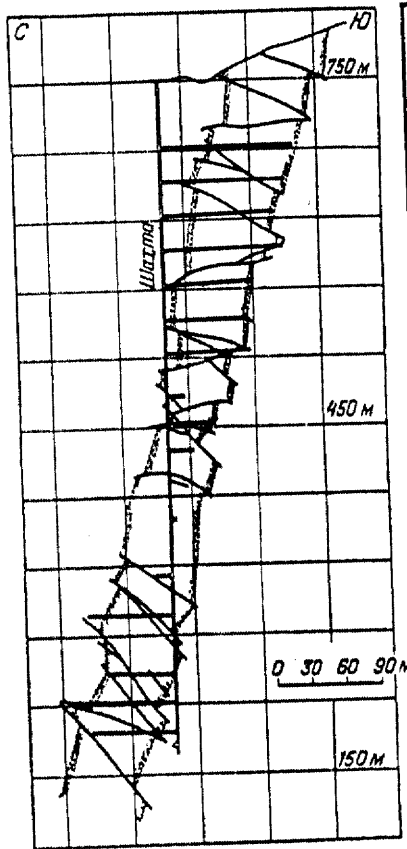


Рис. 5.52. Рудоносные кварцевые жилы, приуроченные к двухсистемным трещинам скалывания в гранодиоритах, внедрившихся в глинистые сланцы, на месторождении Морнинг-Стар, Австралия (по Р. Клаттисону)

ния разломов северо-восточного и северо-западного простирания, которые рассекают кварцевые монцониты и сопровождающие их жильные породы и вмещающие их мезозойские отложения (рис. 5.54). Главными структурными элементами рудного поля являются два параллельных крутопадающих разлома северо-восточного простирания, которые ограничивают блок пород шириной 100—110 м и длиной свыше 300 м. На северо-восточном фланге этот блок ограничен вертикально залегающим разломом северо-западного простирания. В пределах этого блока и сосредоточена основная масса рудных жил месторождения. Некоторые из них имеют субмеридиональную или северо-восточную ориентировку,

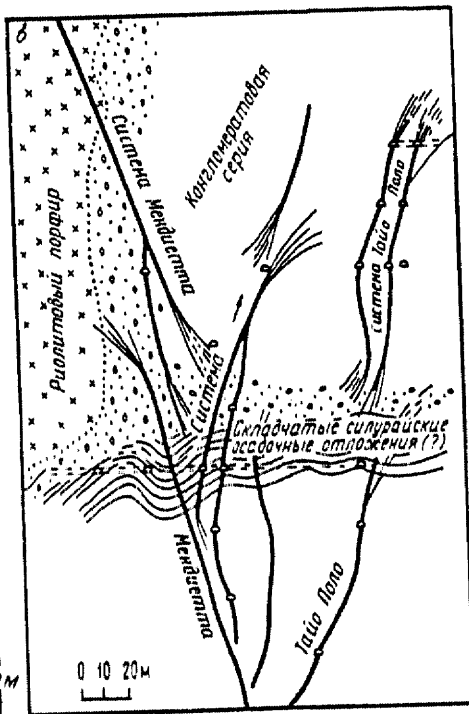


Рис. 5.53. Расщепление разломов и крупных трещин вверх по возманию и по падению на месторождении Потоси, Боливия (по Эвансу)

ких трещин, к которым бывают приурочены рудные тела и столбы.

Вторым примером может служить крупнейшее месторождение Бьют в штате Монтана в США. Оно располагается в узле пересече-

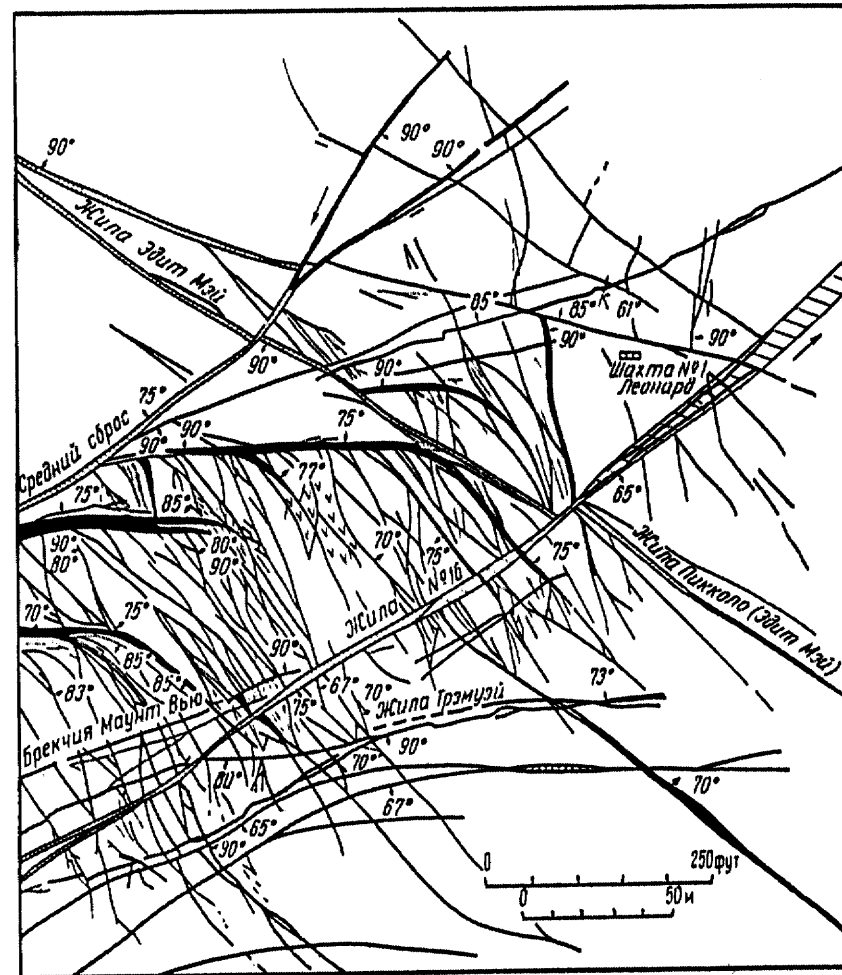


Рис. 5.54. Система жил типа «конского хвоста» в пластиновидном блоке пород, ограниченном параллельными разломами, на медном месторождении Бьют, США (по Р. Сейлсу)

но наиболее значительные и самые ранние жилы вытянуты в субширотном направлении (система Анаконда). На восточном фланге они плавно меняют ориентировку и становятся параллельными северо-западному разлому. С юга к жилам системы Анаконда примыкают многочисленные более мелкие жилы северо-западного простирания, образующие структуру «конского хвоста». Такие участки отличаются максимальной густотой сети жил.

Трещины отрыва встречаются на многих жильных месторождениях. Они выполнены невыдержанными, быстро выклинивающи-

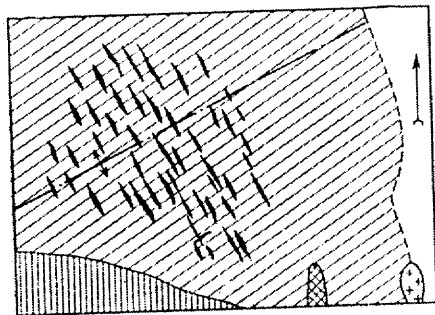


Рис. 5.55. Схема геологического строения Ононского оловянного месторождения в Забайкалье, приуроченного к системе трещин отрыва, ориентированных вкрест простирания складчатости (по Б.М. Косову).

1 — юрские углистые сланцы; 2 — граниты; 3 — кварц-касситеритовые жилы; 4 — палеозойские метаморфические сланцы; 5 — гранит-аплиты; 6 — простирание оси антиклинали

мися так называемыми «рубцовыми жилами». Но примеры месторождений, в структуре которых трещины отрыва приобретают самостоятельное значение и играют доминирующую роль, сравнительно редки. К их числу относится, в частности, Ононское оловянное месторождение в Забайкалье, где кварц-касситеритовые жилы располагаются в трещинах отрыва, ориентированных вкрест простирания осей складчатых структур в нижнеюрских аргиллитах и песчаниках (рис. 5.55). Предполагается, что трещины отрыва в этом случае образовывались в процессе складчатости и являются производными общего плана деформаций. Еще одним примером месторождений с рудными телами в трещинах отрыва, видимо, является Березовское золоторудное месторождение с «лестничными жилами».

В трещинах отрыва локализованы и рудные тела жильного олово-полиметаллического месторождения Акенобе в Японии. Его рудные тела залегают среди каменноугольных—пермских филлитов и сильно метаморфизованных основных лав и туфов. Стратифицированные образования простираются в северо-восточном направлении (по азимуту 40—60°) с падением обычно на северо-запад под углом 30—70°. Слагающие рудное поле породы смяты в складки, оси которых простираются на северо-восток, что указывает на ориентировку сжимающих усилий в направлении СЗ—ЮВ (рис. 5.56). Силлы и дайки диоритов, габбро и диабазов прорывают стратифицированные образования и вытягиваются параллельно их простиранию. В центральной части месторождения устанавливается крупное разрывное нарушение сбросово-сдвигового типа, амплитуда горизонтальных смещений по которому достигает 400—500 м. Левосдвиговые перемещения по нему согласуются с представлением о северо-западной ориентировке оси сжатия (σ_3). Вторую систему образуют разломы северо-восточного простирания, нередко использовавшиеся при внедрении интрузивных тел. В зонах этих разломов нередко устанавливаются жилы с оловянной,

мися так называемыми «рубцовыми жилами». Но примеры месторождений, в структуре которых трещины отрыва приобретают самостоятельное значение и играют доминирующую роль, сравнительно редки. К их числу относится, в частности, Ононское оловянное месторождение в Забайкалье, где кварц-касситеритовые жилы располагаются в трещинах отрыва, ориентированных вкрест простирания осей складчатых структур в нижнеюрских аргиллитах и песчаниках (рис. 5.55). Предполагается, что трещины отрыва в этом случае образовывались в процессе складчатости и являются производными общего плана деформаций. Еще одним примером месторождений с рудными телами в трещинах отрыва, видимо, является Березовское золоторудное месторождение с «лестничными жилами».

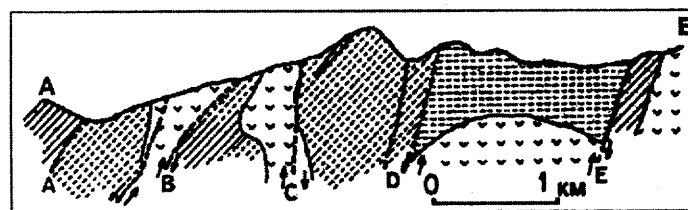
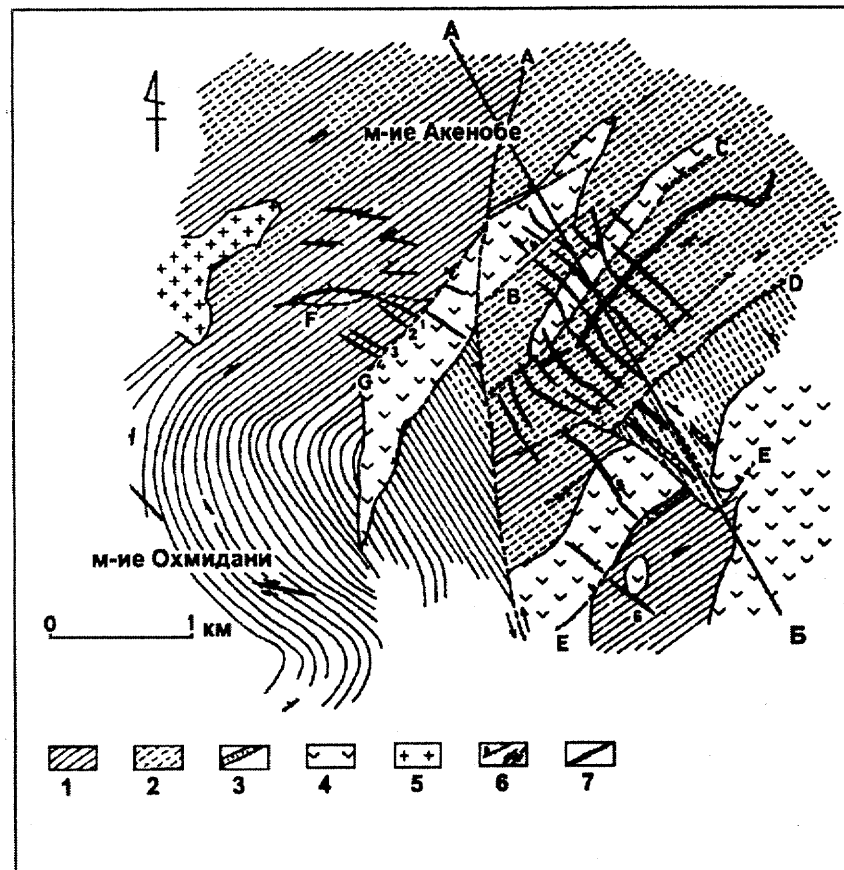
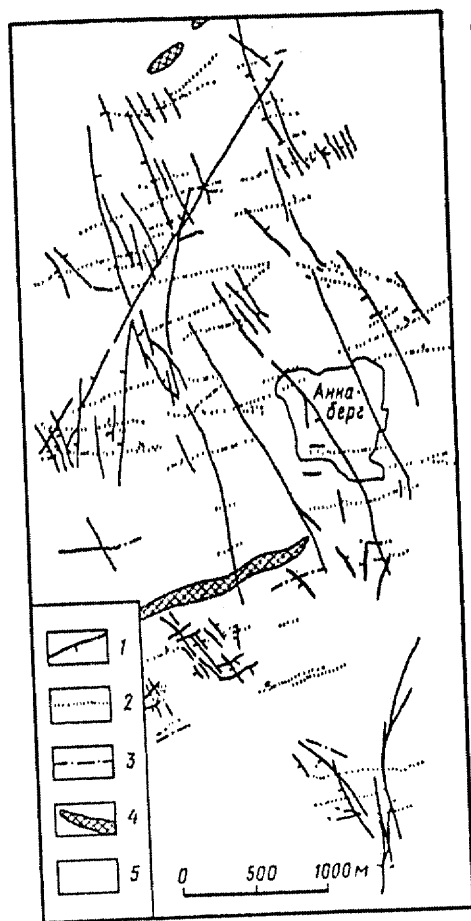


Рис. 5.56. Геологическая карта месторождения Акенобе, Япония (по Х. Имаи и др.).

1 — песчаники и глинистые сланцы; 2 — метаморфизованные лавы и туфы основного состава; 3 — кремнистые породы; 4 — диориты; 5 — граниты; 6 — разломы: А — Акенобе, В — Сеиеи, С — Коимине, D — № 25, E — Канакидани, F — жилы № 4, G — Седани; 7 — жилы: 1 — Седани № 4, 2 — Седани № 6, 3 — Нансеи, 4 — Фудоно, 5 — Русеи, 6 — Гинсеи

вольфрамовой или магнетитовой минерализацией. Однако наиболее важные олово-полиметаллические жилы месторождения приурочены к трещинам растяжения, которые простираются в целом на северо-запад по азимуту 30—50° и падают под углом 60—90° на юго-запад или северо-восток. Жилы имеют криволинейные в плане очертания, выполняют трещины, по которым не происходит никаких перемещений блоков, а некоторые из них резко выклиниваются на границе сред, различных по физико-механическим характеристикам (например, филлитов и диоритов). Жилы в трещинах отрыва ориентированы в общем нормально по отношению к осям складчатых структур и, вероятно, образовывались при северо-западной ориентировке сжимающих усилий. Эти жилы пересекают разломы северо-восточной ориентировки без смещения частей рудных тел или с незначительной амплитудой смещения.



Комбинированные системы трещин. К этой группе отнесены прежде всего месторождения в трещинах скола трех и более систем. Многосистемные трещины скола являются результатом одно- или многоэтапных деформаций. Такие объекты кроме более сложного строения нередко отличаются и более разнообразной рудной минерализацией. Примером может служить месторождение Аннаберг, кобальт-серебряные, свинцово-цинковые и оловянные жильные рудные тела которого приурочены к многосистемным трещинам скола (рис. 5.57).

Иультинское олово-вольфрамовое грейзеновое место-

Рис. 5.57. Жильное месторождение Аннаберг в Германии, приуроченное к многосистемным трещинам скола (по Г. Мюллеру).

1 — кобальт-серебряные жилы; 2 — свинцово-цинковые жилы; 3 — оловянные жилы; 4 — микрограниты; 5 — гнейсы

рождение на Чукотке располагается среди метаморфических сланцев, песчаников, алевролитов и конгломератов верхней перми в экзоконтакте крупного массива гранитов и плагиигранитов, который внедрился в замковой части антиклинальной складки. Жильные рудные тела образуют несколько систем различного простирания, из которых наиболее крупной является северо-восточная система (рис. 5.58). В ее состав входят кулисообразно расположенные, ветвящиеся, иногда пересекающиеся жилы, достигающие по простиранию 150—200 м, по падению 50—70 м и по мощности 0,5—5 м. Кроме того, на месторождении развиты тела северо-западного простирания, группирующиеся в три жильные зоны, а также жилы субширотного и субмеридионального направлений, находящиеся между ними. На более глубоких горизонтах жильные тела выклиниваются и сменяются прожилково-вкрапленной грейзеновой минерализацией, которая отвечает корневой части всей жильной системы.

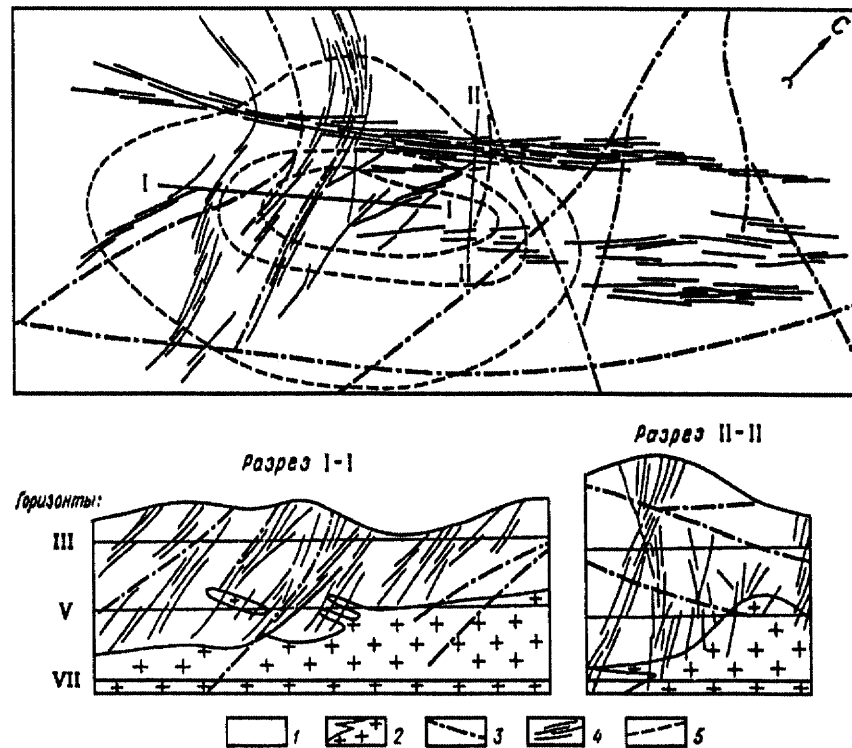


Рис. 5.58. Схематический план и разрезы Иультинского месторождения (по Б.В. Макееву и др.).

1 — ороговикованные песчано-сланцевые отложения; 2 — гранитный шток; 3 — разрывные нарушения; 4 — рудные жилы; 5 — контуры нескрытого гранитного штока на разных горизонтах

Еще одним примером является Депутатское оловорудное месторождение в Якутии. Оно располагается в пологом крыле крупной антиклинальной складки, в строении которой принимают участие терригенные толщи верхней юры. Многочисленные рудовмещающие трещины скалывания несут следы многократных подвижек и приоткрываний, часто они сопровождаются зонами дробления. Рудные тела месторождения представляют собой жилы, линейно вытянутые штокерковые зоны или минерализованные зоны дробления протяженностью многие сотни метров по простиранию при мощности до 10 м и более. Большая часть рудных тел группируется в мощные и протяженные, крутопадающие (75—85°) оруденелые зоны, в которых обычно присутствует выдержанная по простиранию и падению центральная трещинная жила. Она сопровождается серией параллельных прожилков и зон дробления, а также оперяющими трещинами отрыва и скалывания. На флангах крупных жил в трещинах скола часто отмечается веерообразное разветвление жил с образованием структур типа «конский хвост».

Трещины оперения разрывных структур среднего масштаба сравнительно невелики по протяженности и не часто вмещают рудные тела, имеющие самостоятельное значение. Нередко вмещающими рудные жилы являются оперяющие трещины отрыва, развитые в зонах разломов скалывания. С.Ж. Ходгсон (1989) указывает, что самостоятельные рудные тела в трещинах растяжения в зонах разломов могут представлять собой короткие эшелонированные рубцовые жилы обычно сигмообразной формы. Они встречаются непосредственно в зонах разломов или на поверхностях сместителей и развиваются на ранних стадиях деформации (рис. 5.59). Примером могут служить рубцовые жилы в зонах надвигов, осложняющих крылья складок, в районе Балларат в Австралии (рис. 5.60). Жилы в трещинах растяжения встречаются также на месторождении Перрон в Квебеке (рис. 5.61). В его структуре важную роль играют взбросы, а также дайки, внедрившиеся в зоны этих нарушений. Хотя на месторождении жилы встречаются и в зонах взбросов, но подавляющее большинство их выполняет оперяющие пологие трещины отрыва.

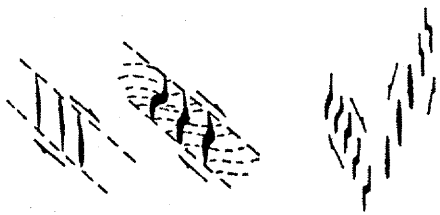


Рис. 5.59. Обычная форма и расположение жил в трещинах отрыва в зонах разломов (по С.Ж. Ходгсону)

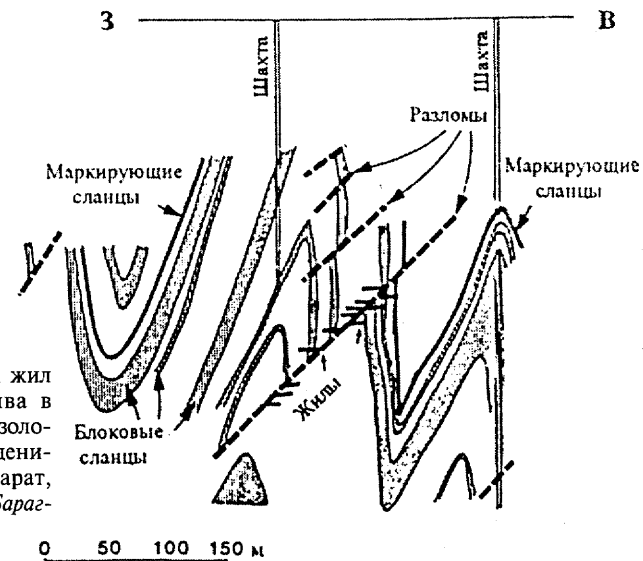


Рис. 5.60. Системы жил в трещинах отрыва в зонах взбросов на золоторудных месторождениях в районе Балларат, Австралия (по У. Барраганату)

Подобная ситуация устанавливается и на месторождениях Сигма и Ламак в Квебеке. Они располагаются в сильно нарушенном блоке андезитовых лав и диоритов, непосредственно примыкающем к крупному разлому. На месторождении Сигма (рис. 5.62) преобладающим распространением пользуются жилы и дайки в трещинах скола, круто падающие на юг. Подчиненную роль играют разломы и жилы в трещинах скола, более полого падающие на север, а также протяженные субгоризонтальные жилы в трещинах отрыва, представляющие собой самостоятельные рудные тела.

Линейные макроштокерки. Штокерковыми обычно называются рудные тела, в которых оруденение приурочено к серии сближенных мелких, различно ориентированных трещин. Контуры таких рудных тел, как правило, могут устанавливаться только по данным опробования при заданном бортовом содержании. В строении таких месторождений могут принимать участие и более крупные жильные тела, выполняющие сближенные, образующие густую сеть субпараллельные трещины скола протяженностью по простиранию и падению до нескольких десятков метров. В таких случаях говорят о линейных макроштокерках (Невский, 1979). Повышенная трещиноватость пород в таких случаях возникает в узлах пересечения и сопряжения разломов и крупных трещин, в местах сочленения оперяющих трещин, особенно трещин скалывания, с основными тектоническими поверхностями разломов и крупных трещин. Многочисленны случаи приуроченности месторождений, в том числе и макроштокерков, к зонам высокой удельной трещиноватости крупных трещин в структурах типа

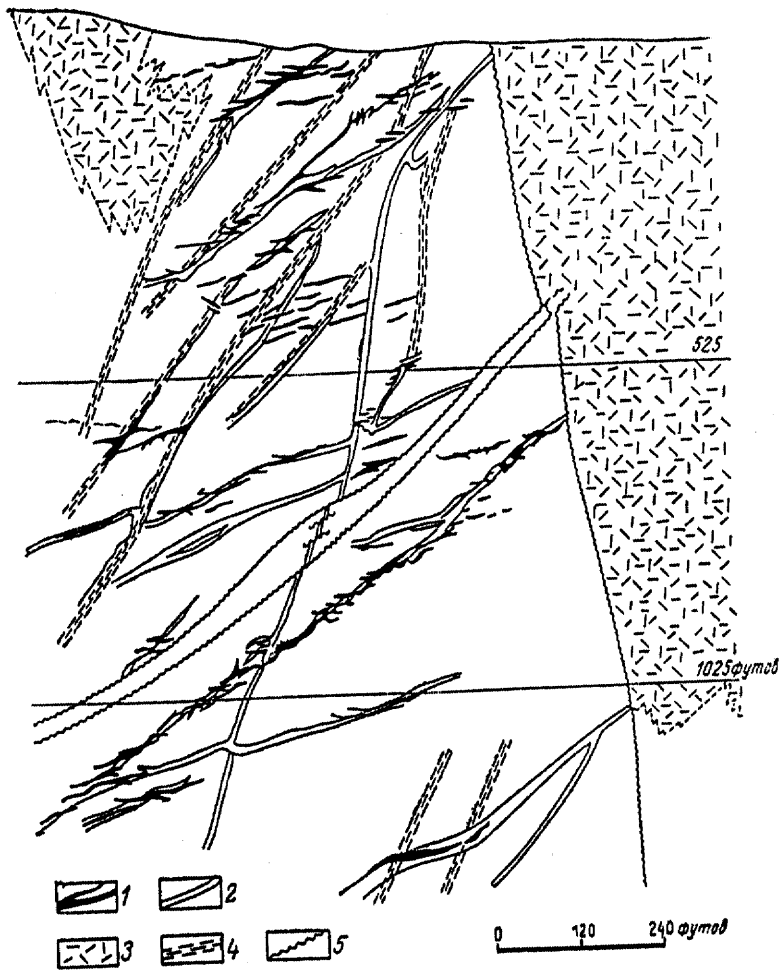


Рис. 5.61. Рудные жилы в трещинах оперения вдоль даек на месторождении Перрон, Канада (по Х. Амесу).
1 — золото-кварцевые жилы; 2 — дайки; 3 — зеленокаменные породы; 4 — сколовые зоны; 5 — тектонические нарушения

«конского хвоста» или к зонам сгущения крупных трещин между параллельными сближенными разломами.

Пример линейного макроштокверка на редкометалльном месторождении приведен на рис. 5.63. Участок месторождения сложен горизонтально залегающим потоком дацитов, который рассечен серией незначительных по масштабу крутопадающих разломов северо-западного простирания. Между разломами развита густая сеть крупных крутопадающих параллельных субмеридиональных трещин скалывания, с которыми связано оруденение.

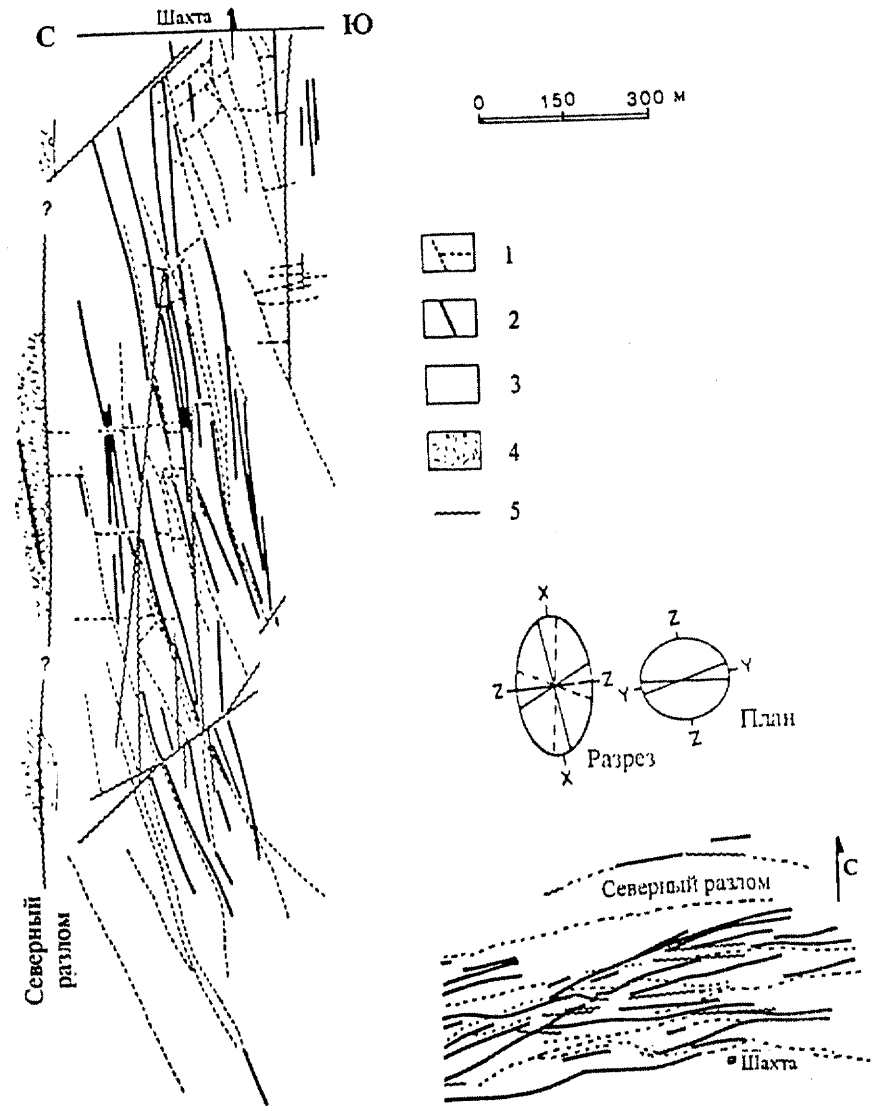


Рис. 5.62. Геологический разрез и план поверхности месторождения Сигма, Канада (по Ф. Роберту и др.).

Эллипсоиды деформаций показывают (в плане и разрезе) взаимоотношения преобладающих крутопадающих на юг жил и даек в трещинах скалывания, подчиненных, падающих на север под средними углами разломов и жил в структурах скалывания, субгоризонтальных жил в трещинах отрыва, а также возможных сопряженных с ними нарушений, не проявленных на месторождении (пунктирные линии).

1 — кварцевые жилы; 2 — дайки полевошпатовых порфиров; 3 — андезитовые лавы и диорит-порфириты; 4 — пирокластические породы; 5 — разломы и зоны повышенной трещиноватости

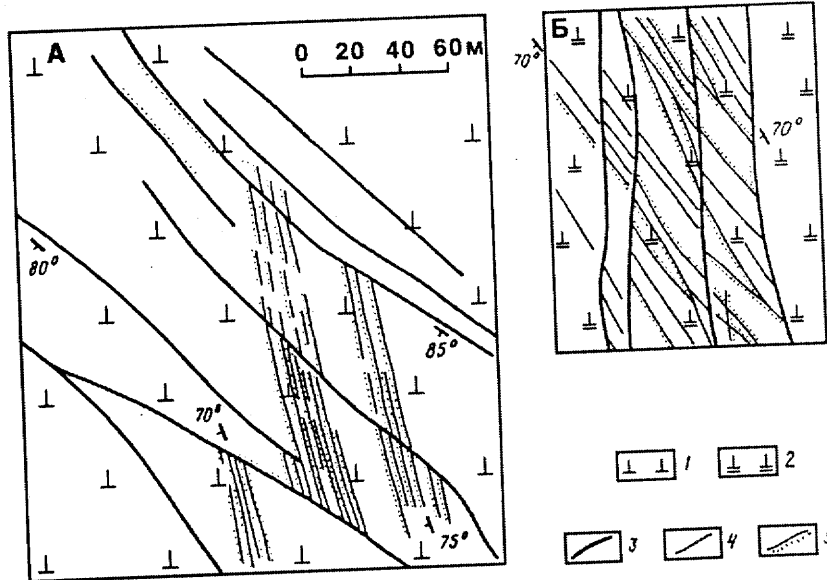


Рис. 5.63. Ступение крупных рудовмещающих трещин в пластиновидных блоках, ограниченных параллельными разломами:

А — ступение субмеридиональных трещин в блоке, ограниченном северо-западными разломами; Б — ступение северо-западных трещин в блоке, ограниченном меридиональными разломами (по В.А. Невскому).
 1 — дациты; 2 — кварцевые порфиры; 3 — разломы; 4 — крупные трещины; 5 — минерализованные трещины

К этому же типу относится структура одного из крупнейших месторождений прожилково-вкрапленных руд меди в мире — Чукикамата в Чили (рис. 5.64). Оно располагается среди кварцевых монцонитов (порфиров Чукикамата), слагающих вытянутое в меридиональном направлении крупное (2,5 км по простиранию) и мощное (600—800 м) тело, прорывающее сложное тело гранодиоритов. Блок, где находится месторождение, ограничен двумя параллельными, сближенными крутопадающими разломами, и все тело кварцевых монцонитов интенсивно деформировано. Между разломами и особенно вблизи контактов тела возникли мощные (60—130 м) зоны скалывания, насыщенные густой сетью продольных трещин, которые на флангах заканчиваются структурами типа «конского хвоста». Кроме продольных зон скалывания здесь встречаются поперечные и диагональные крупные трещины скалывания и отрыва, развита густая сеть мелких трещин. Медное оруденение приурочено к сложной сети трещин скалывания и отрыва, которые сопровождаются вкрапленностью медных минералов.

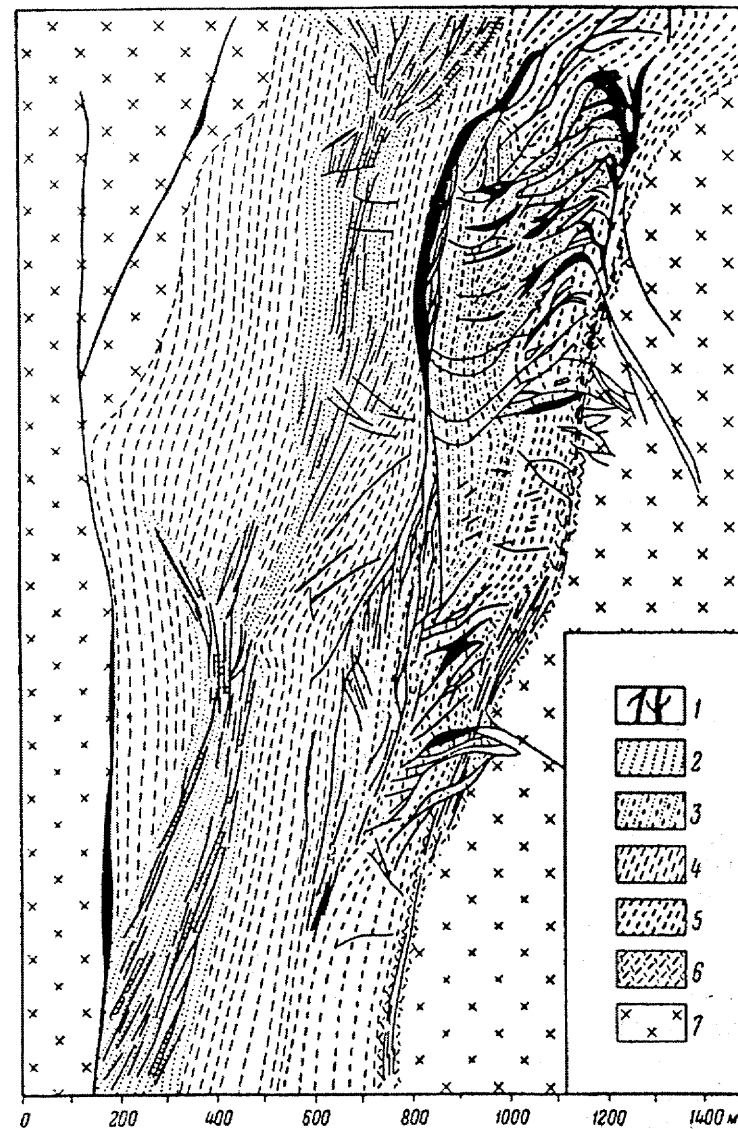


Рис. 5.64. Макроштокверковая зона в пластиновидном блоке порфиров на медном месторождении Чукикамата, Чили (по В. Лонесу).

1 — рудные прожилки и минерализованные трещины; 2—7 — породы: 2 — окисленные, 3 — серицитизированные и окисленные, 4 — серицитизированные и окварцованные, 5 — альбитизированные и окварцованные, 6 — хлоритизированные и альбитизированные, 7 — неизмененные гранодиориты

Кливажные структуры месторождений

Подобные структуры характерны для грейзеновых и высоко-температурных гидротермальных месторождений олова, вольфрама и молибдена, а также среднетемпературных гидротермальных месторождений медно-молибденовых, молибденовых, золоторудных, золото-серебряных, свинцово-цинковых руд и др. Рассмотрим лишь те из них, которые являются результатом тектонических усилий, а не давления магматического расплава при его внедрении или других причин.

Кливажные линейные штокверковые зоны. К этой группе относятся месторождения, на которых оруденение сосредоточено в зонах повышенной микротрещиноватости пород, сопровождающих трещины скалывания одной системы. Структуры этого типа встречаются на Тарбальджейском оловянном месторождении в Восточном Забайкалье, Байназарском вольфрамовом и Селтейском молибден-вольфрамовом месторождениях в Казахстане, месторождении Гайер в Рудных Горах в Германии, на золоторудных месторождениях Матачеуан, Наталка, Подлунный Голец и др.

На рис. 5.65 приведена схема геологического строения бериллиевого месторождения в кливажной штокверковой зоне. Оно

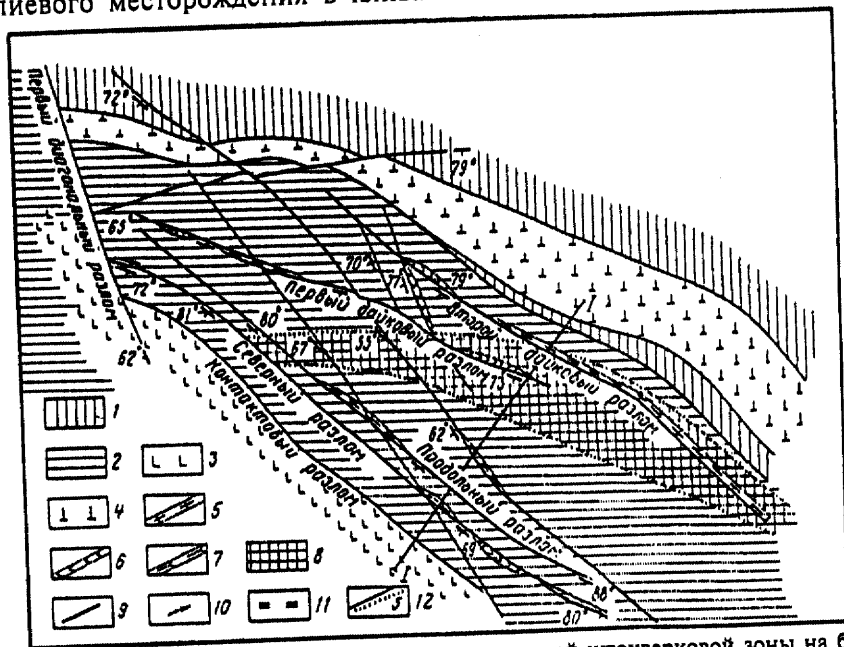


Рис. 5.65. Схема геологического строения кливажной штокверковой зоны на бериллиевом месторождении (по В.А. Невскому).

1 — гнейсы; 2 — актинолитовые сланцы; 3 — гранодиориты; 4 — монзонит-диориты; 5 — лампрофиры; 6 — диабазовые порфиры; 7 — диоритовые порфиры; 8 — рудоносная зона; 9 — разломы; 10 — направления горизонтальных перемещений по разломам; 11 — рудные прожилки среди актинолитовых сланцев; 12 — крупные трещины с оторочкой тектонической глины

залегает среди гнейсов и актинолитовых сланцев, смятых в сильно пережатые, почти изоклиальные складки северо-западного простирания, нарушенные многочисленными разломами, крупнейшим из которых является Контактный разлом. На площади месторождения широко распространены трещины различного масштаба, являющиеся результатом смятия пород в складки и проявления глыбовой тектоники. К этой группе относятся и приоткрытые трещины скалывания, с которыми связан рудоносный штокверк. Он образуется системой параллельных и субпараллельных прожилков мощностью от долей миллиметра до 8—10 мм. Широко распространены микропрожилки мощностью от сотых до десятых долей миллиметра и протяженностью от десятых долей до нескольких миллиметров. Распределение прожилков неравномерное, местами расстояние между ними достигает 3—5 м, но на участках сгущения оно колеблется от нескольких до десятков сантиметров. Рудные прожилки обычно строго выдержаны в одном направлении. Рудоносный штокверк месторождения сосредоточен в пределах дугообразной рудной зоны. Пространственная ориентировка прожилков в ее пределах изменчива: от субширотной на северо-западном фланге до северо-западной в центральной части и на юго-восточном фланге. Строение штокверка изменяется с глубиной. Если на верхних горизонтах наблюдается густая сеть сравнительно мелких рудных прожилков (средняя мощность 8—10 мм, средняя протяженность по простиранию 3—4 м, расстояния между прожилками 1,5—2 м), то на глубинах 200—250 м он сложен более разреженной (примерно в два раза) сетью более крупных прожилков (средняя мощность 2,5—3 см, максимальная мощность 15—20 см, протяженность по простиранию 10 м и более). Таким образом, штокверковая зона демонстрирует отчетливую вертикальную структурную зональность.

К кливажным штокверкам относятся более или менее изометричные участки пород, нарушенные мелкой трещиноватостью и кливажем, к которым и приурочено прожилково-вкрапленное оруденение. Кливажные штокверки встречаются на месторождениях золота, олова и др. Их объединяет одинаковое внутреннее строение рудоносных участков. Масштабное оруденение сосредоточено в широких (свыше 200—300 м) и протяженных (до нескольких километров) полосах с многочисленными рудоносными разрывами. Рудные тела располагаются между сближенными и четко проявленными разломами или компактными зонами рассланцевания, тектонически влиявшие на блоки пород, разделяющие их.

Одним из многочисленных примеров таких структур является золоторудное месторождение Подлунный Голец (Зап. Сибирь). Оруденение здесь приурочено к дайкообразному телу кварц-авгитовых диоритов, висячем боку которого располагаются черные сланцы, а в лежачем — основные и кислые эффузивы с прослоями сланцев. Диориты и вмещающие их породы насыщены густой сетью прожилков кварца с рудной минерализацией. На месторождении устанавливаются четыре системы минерализованных трещин, выполненных такими прожилками.

На одном из крупнейших в мире золоторудных месторождений Мурунтау основная масса руд заключена между тремя компактными и мощными зонами рассланцевания (так называемыми Северо-Восточным, Западным и Восточным разломами). Они протягиваются субпараллельно в северо-восточном направлении, отстоят друг от друга на 1,8—2,0 км и круто (70—80°) падают на юго-восток (рис. 5.66). До 70—80% запасов руды связано с развившейся между ними серией мощных крутопадающих тел прожилково-вкрапленных и штокверковых руд. Крутопадающие тела размещаются вдоль пологого днища — килевой зоны широтной синклинали, они прослеживаются на 200—400 м, а затем

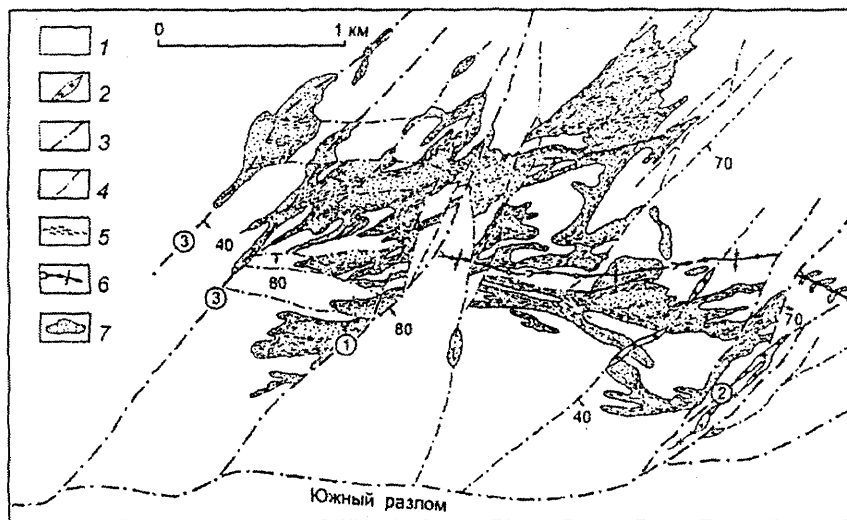


Рис. 5.66. Схема размещения золоторудного оруденения месторождения Мурунтау (по М.М. Константинову и др.).

1 — песчано-сланцевые породы палеозоя; 2 — дорудные дайки гранодиорит-порфиров, сиенито-диоритовых и диоритовых порфиритов позднего палеозоя; 3 — рудоконтролирующие разломы и зоны рассланцевания (в кружках); 4 — Северо-Восточного, 2 — Восточного и 3 — Западного разломов; 4 — прочие разрывные нарушения; 5 — основные рудовмещающие зоны рассланцевания; 6 — килевая зона пологой синклинали и направление ее погружения; 7 — тела прожилково-вкрапленных руд золота

в плане и в разрезе кулисообразно сменяются другими. Они локализованы в смятых в складки углеродсодержащих терригенных породах нижнего палеозоя и приурочены к системе преобладающих субширотных зон рассланцевания. В области непосредственного тектонического влияния рудоконтролирующих разломов наряду с субширотными проявлены и боковые зоны рассланцевания, согласные с направлением этих крупных нарушений. В связи с этим вблизи северо-восточных крупных разломов обособились золоторудные тела северо-восточного направления. Складка, видимо, также оказала определенное влияние на формирование трещинной структуры месторождения. В частности, образование согласных залежей, а местами пологих апофиз, отделяющихся от крутопадающих золоторудных тел, связано с использованием рудовмещающими зонами рассланцевания трещинок кливажа слоистости. В процессе рудообразования разломы северо-восточного простирания выполняли роль рудоконтролирующих структур, обеспечивая распространение оруденения по разрывам широтной трещинной системы.

Глава 6 ТЕКТОНО-МАГМАТОГЕННАЯ СЕРИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К этой серии Г.Ф. Яковлевым (1982) отнесены структуры рудных полей и месторождений, связанных с магматическими комплексами. Несомненно, при их становлении большую роль играют тектонические движения. Однако эти структуры несут ряд специфических черт, обусловленных особенностями магматических процессов: внедрения, кристаллизации, остывания и др. В отличие от региональных тектонических деформаций, проявления тектоно-магматогенных структур всегда локальны. Они возникают как в период внедрения магматических расплавов в верхние горизонты земной коры по ослабленным тектоническим зонам, так и при их кристаллизации и последующем охлаждении. Под воздействием механической активности внедряющихся магм и отделяющихся от них летучих образуются экструзивные купола, происходят излияния лав и выбросы пирокластического материала. В кровле поднимающейся магматической колонны и непосредственно в ее экзоконтакте возникают разнообразные де-

формации, с которыми связаны кольцевые и разнообразные линейные разрывы и пликативные нарушения (сводовые разрывы над лакколитами, трубками взрыва и др.). Они проявляются в процессе формирования вулканов, вулканоплутонов, интрузивов центрального типа, трубок взрыва, гранитных и других куполов, штоков, лакколитов, кальдер (эксплозивных и проседания), многочисленных крутопадающих трещинных тел (даек).

Со структурами этой серии (табл. 6.1) бывают связаны собственно магматические, грейзеновые, пегматитовые, альбититовые, скарновые, карбонатитовые, гидротермальные (плутоногенные и вулканогенные) и колчеданные месторождения различных типов рудного и нерудного сырья. В зависимости от связи с глубинными или поверхностными проявлениями магматизма и условий образования структуры этой серии подразделяются на плутоногенные и вулканогенные.

6.1. ПЛУТОНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Вслед за В.И. Смирновым (1976) и Г.Ф. Яковлевым (1982) нами среди этих структур выделяются пять групп структур: 1) внутри- и околоинтрузивных зон ультраосновных, основных и щелочных массивов, 2) апикальных и наапикальных зон гранитных интрузивов, 3) контактовых зон гранитоидных интрузивов, 4) зон развития трубок взрыва.

6.1.1. Структуры внутри- и околоинтрузивных зон ультраосновных, основных и щелочных массивов

В таких структурах встречаются собственно магматические месторождения хромитовых, титано-магнетитовых, сульфидных медно-никелевых, платиновых, редкоземельных, апатитовых и других руд, которые связаны с псевдостратифицированными дифференцированными интрузивными комплексами ультраосновного, основного, ультраосновного-щелочного и щелочного состава, развитыми на древних платформах (в рифтовых зонах континентов, по А.А. Ковалеву), и с дифференцированными массивами ультраосновного состава, развитыми в складчатых областях (в зонах столкновения микроконтинента с континентом, на месте закрывшихся спрединговых окраинных морей, по А.А. Ковалеву). В таких массивах нередко наблюдаются первичные элементы интрузивной тектоники, которые обусловлены явлениями ликвации и кристаллизационной дифференциации магмы, течения кристаллизующихся магматических расплавов под влиянием интрузивного давления, конвекционных токов и гравитации (про-

Таблица 6.1

Тектоно-магматогенные структуры рудных полей и месторождений

Структуры рудных полей		Структуры месторождений	
Типы структур	Примеры	Типы структур	Примеры
Плутоногенные			
Внутри- и околоинтрузивных зон ультраосновных, основных и щелочных массивов	Бушвельдский комплекс (ЮАР), Кемпирсай (Казахстан)	Ранние протонинтрузивные первичные кристаллизационные остаточно-кристаллизационные	Сарановское (Урал), Бушвельдский комплекс (ЮАР) Центр. Казахстан
Апикальных и наапикальных зон гранитных интрузивов трещинные и кливажные структуры внедрения и оседания интрузивная тектоника кристаллизации расплава и остывания гранитных массивов	Большетагнское (Вост. Саяны), Джидинское (Забайкалье) Циновец (Чехия), Курганское (Ср. Азия)	Трещинные и кливажные, обусловленные механической активностью магмы Поздние протонинтрузивные трещинные и кливажные	Юред-Гендерсон, Клаймакс (США) Спокойнинское (Забайкалье), Альтенберг (Германия)
Контактных зон гранитоидных интрузивов интрузивно-тектонические контактовые структуры	Койташ (Ср. Азия)	Протонинтрузивно-тектонические	Эмеральд (Канада)
Зон развития трубок взрыва зоны развития трубок магмогенно-гидротермальных брекчий зоны развития кимберлитовых и лампроитовых трубок взрыва	Ингуаран, Сонора (Мексика) Малоботубинский район (Вост. Сибирь)	Трубок взрыва Кимберлитовых и лампроитовых трубок	Кидстон (Австралия), Три-Баг (Канада), Кейв-Пик (США), Булуктайское (Забайкалье) Карпинская-1

Структуры рудных полей		Структуры месторождений	
Типы структур	Примеры	Типы структур	Примеры
Вулканогенные			
Положительные вулcano-купола вулcano-биклинали	Тишинское, Николаевское (Рудный Алтай), Сибайское (Урал), Хулкани (Перу) Ю. Урал	Внутриэффузивных зон протозэффузивные жерловыс	оз. Верхнее (США) Асио (Япония), Льяльягуа, Чоролька (Боливия), Стари-Три (Югославия), Коршунское (Вост. Сибирь)
	Отрицательные вулcano-тектонические депрессии кальдеры межвулканические депрессии скрытовулканические депрессии		
Вулcano-корневые	Хонгорское (Монголия)	Субвулканических зон Синвулканические разломы и трещины	Бор, Майданпек (Югославия) Кемп-Берд, Иларато, Аяк (США), Хонгорское (Монголия), Кафан (Армения)

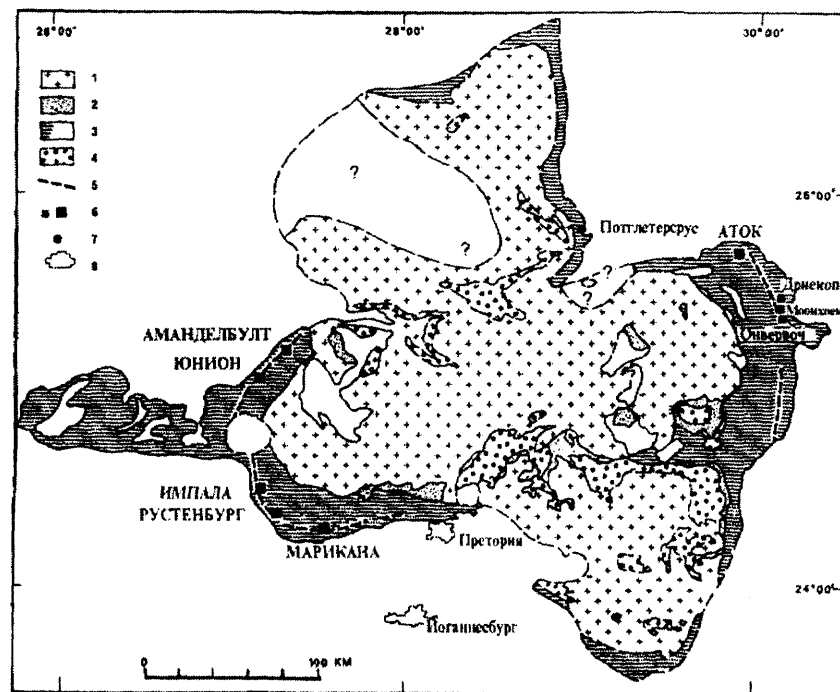


Рис. 6.1. Геологическая карта Бушвельдского комплекса, ЮАР
(по Дж. Уильямсу, 1969).

1 — Бушвельдский гранит; 2 — Бушвельдский гранофир; 3 — расслоенные породы Бушвельда; 4 — фельзиты Роойберг; 5 — риф Меренского; 6 — месторождения платины; 7 — населенные пункты; 8 — крупные города

тотектоника жидкой фазы). Результатом этих процессов становятся последовательное внедрение различных магматических дециватов, дифференциация магмы на месте становления интрузива, линейная и плоскостная ориентировки минералов интрузивных пород, расслоенность (псевдостратификация) массивов ультраосновных, основных и щелочных пород.

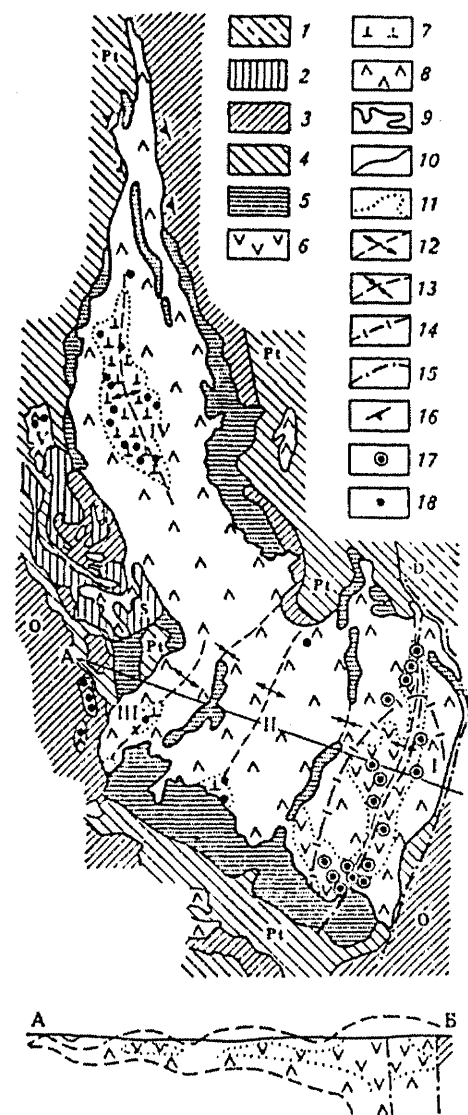
Решающее значение для размещения месторождений в пределах таких комплексов имеют элементы магматического расслоения (псевдостратификации), дополнительных инъекций, плоскостной и линейной полосчатости, а также позднемагматических расколов.

Примером расслоенных магматических комплексов с ликвидационными месторождениями является Бушвельдский комплекс в ЮАР (рис. 6.1). Этот стратифицированный лополит с магматическими месторождениями титаномагнетитовых руд, хромитов и платины имеет размеры в плане 240×400 км, мощность около 8 км и располагается среди раннепротерозойских осадочных и вулканогенных пород овального в плане Каапваальского кратона

(480×380 км). Массив отчетливо расслоен, в составе его выделяются Нижняя (гарцбургиты, бронзититы, дуниты; 1200 м), Критическая (бронзититы, нориты, анортозиты, хромититы; 1400 м), Главная (габбро, нориты и анортозиты; 3600 м) и Верхняя зоны (магнетитсодержащие габбро, троктолиты, оливковые диориты и магнетититы; 2000 м). Основные запасы платины сосредоточены в трех рифах: Меренского, Плэтриф и UG-2. Риф Меренского (средняя мощность около 1 м) сложен крупнозернистыми до пегматоидных полевошпатовыми пироксенитами, залегающими между нижежащими анортозитами и лейконоритами и вышежащими мелкозернистыми пироксенитами и меланоритами. Он прослеживается практически без изменения мощности на 250 км. В самой верхней и самой нижней части рифа Меренского устанавливаются два горизонта хромитов, обогащенных платиноидами. Основные запасы этих металлов в пределах комплекса связаны с рифом UG-2. В северной части комплекса он располагается на 30 м, а в северо-восточной — на 400 м ниже по разрезу от рифа Меренского и также полностью подчинен стратификации магматических пород.

Еще одним примером структур этого типа является Кемпирсайский район с позднемагматическими хромитовыми месторождениями (рис. 6.2). Кемпирсайский межформационный массив располагается в зоне глубинного разлома, на контакте пород докембрия и ордовика. Массив сложен порфиридовидными гарцбургитами (чередующимися с дунитами), в меньшей степени дунитами, которые слагают ядерные части сводовых поднятий. Он представляет собой сложное лакколитоформное тело с верхней поверхностью, осложненной сводовыми поднятиями и депрессиями. Большая часть их находится в южной части массива, в пределах Главного рудного поля, где ширина массива достигает максимума (более 30 км). В пределах массива известны 160 хромитовых месторождений и проявлений, но на этом участке располагаются все промышленные месторождения богатых хромитовых руд. Геофизическими работами здесь установлена корневая часть массива. Рудные залежи контролируются первичными протектоническими директивными структурами, которые представлены чередованием гарцбургитов и дунитов. Месторождения представлены уплощенными и резко вытянутыми кулисообразно расположенными линзами и шширами. На севере, где массив сужается до 10 км, а своды менее резко выражены и встречаются реже, располагаются лишь месторождения низкокачественных руд. Таким образом, на размещение месторождений Кемпирсайского массива определяющее влияние оказывали: 1) форма и размеры интрузива, 2) положение горизонтов различных магматических

Рис. 6.2. 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; 5 — интрузивные породы: 5 — габбро-амфиболиты, 6 — серпентинизированные гарцбургиты (с максимальным насыщением дунитами), 7 — серпентинизированный дунит-гарцбургитовый шширово-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 подводящего канала; 15 — линии крупных тектонических нарушений; 16 — направление ладения 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



пород, при кристаллизационной дифференциации которых образовывались скопления хромитов, 3) позиция глубинного разлома, сыгравшего роль магмоподводящего канала, 4) наличие сводовых выступов кровли интрузива, выполнявших функцию рудолокализирующих структур.

6.1.2. Структуры апикальных и надапикальных зон интрузивных массивов

Такие структуры характерны для орогенных областей, зон тектоно-магматической активизации древних платформ и складчатых областей, активных континентальных окраин кордильерского и андийского типов (тыльных магматических дуг), а также

зон столкновения микроконтинента с континентом (по А.А. Ковалеву). Они наиболее существенны для пегматитовых, альбититовых, грейзеновых и высокотемпературных гидротермальных месторождений вольфрама, олова, молибдена, золота, бериллия и других редких металлов, а также пьезооптического сырья, драгоценных камней и других видов полезных ископаемых.

Трещинные и квиважные структуры внедрения и оседания. При внедрении магмы и становлении штоков, лакколитов или массивов центрального типа в надинтрузивной зоне возникают системы разломов и трещин, которые обусловлены не региональными тектоническими, а локальными радиальными дислокациями и являются результатом механической активности магмы при ее внедрении или оседании. Наиболее часто встречающимся в таких обстановках системами разломов и трещин являются кольцевые и радиальные.

К кольцевым относятся собственно кольцевые, полукольцевые и дуговидные цилиндрические и конические центриклинальные и периклиналильные разломы и крупные трещины отрыва и скалывания. В кольцевых магматических комплексах они располагаются в их центральных частях, диаметром от нескольких десятков до сотен метров, и характеризуются большой протяженностью на глубину (многие сотни метров), ограничивая вертикальные или крутопадающие блоки горных пород округлого или дуговидного горизонтального сечения. В.А. Невский (1979) указывает, что главными механизмами их формирования являются образования: 1) цилиндрических разломов и трещин отрыва (рис. 6.3, I); 2) многочисленных конических центриклинальных трещин и разломов отрыва (рис. 6.3, II); 3) конических центриклинальных и периклиналильных трещин скалывания в цилиндрическом блоке пород (рис. 6.3, III); 4) оперяющих конических центриклинальных и периклиналильных трещин отрыва при вертикальных перемещениях цилиндрических блоков горных пород (рис. 6.3, IV). С крупными кольцевыми, полукольцевыми и дуго-

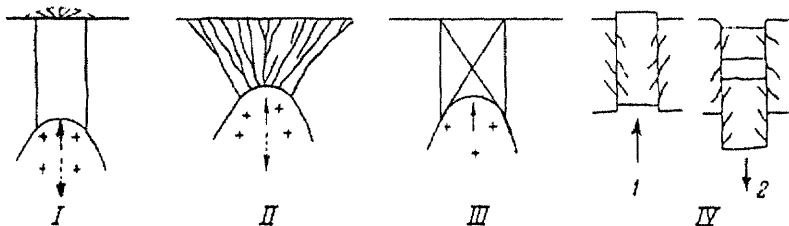


Рис. 6.3. Предполагаемые механизмы образования кольцевых разрывов: I — цилиндрических трещин отрыва; II — центриклинальных конических трещин отрыва; III — центриклинальных и периклиналильных конических трещин скалывания; IV — оперяющих центриклинальных конических трещин отрыва при возникновении кольцевого горста (1) и оперяющих периклиналильных конических трещин отрыва при возникновении кольцевого гребня (2) (по В.А. Невскому)

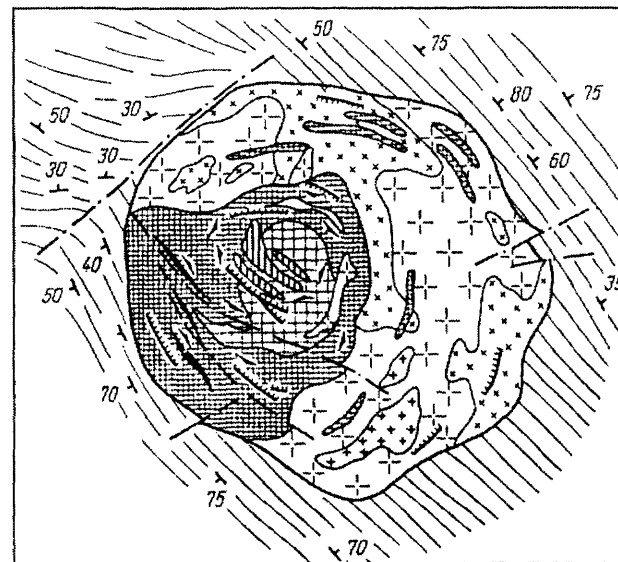


Рис. 6.4. Схема геологического строения Большетагнинского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатов (по А.А. Фролову).

1 — гематитовые руды; 2 — флюоритсодержащие кальцитовые и доломитовые карбонаты; 3 — кальцитовые карбонаты крупно- и мелкозернистые; 4 — кальцитовые карбонаты крупнозернистые; 5 — пикритовые порфириды—альнеиты; 6 — субщелочные сиениты; 7 — нефелиновые сиениты; 8 — ийолиты, мельтейгиты; 9 — кварцево-сланцевые сланцы и песчаники; 10 — разрывные нарушения; 11 — полосчатость карбонатов; 12 — элементы залегания сланцеватости—слоистости

видными трещинами и разломами связаны рудные тела различных месторождений. Многочисленны примеры таких структур в комплексах ультраосновных-щелочных пород с карбонатами, в частности Большетагнинский в Восточных Саянах (рис. 6.4), Арбарастах на Алдане, Палабора и Гленове в ЮАР (рис. 6.5), Тундулу и Сонгве в Малави и др.

С такими структурами тесно связаны прямолинейные или слегка дуговидно изогнутые разломы и крупные трещины в кольцевых, полукольцевых и дуговидных зонах. Они встречаются в интрузивах и вулканоплутонических комплексах центрального типа и в зонах их экзоконтактов и достигают протяженности от многих десятков до первых сотен метров по простиранию. На рис. 6.6 показан пример полукольцевого конического периклиналильного пояса прямолинейных крупных трещин в экзоконтакте массива субщелочных гранитов, прорывающих гнейсы нижнего протерозоя. Все эти структуры имеют падение от центра гранитного

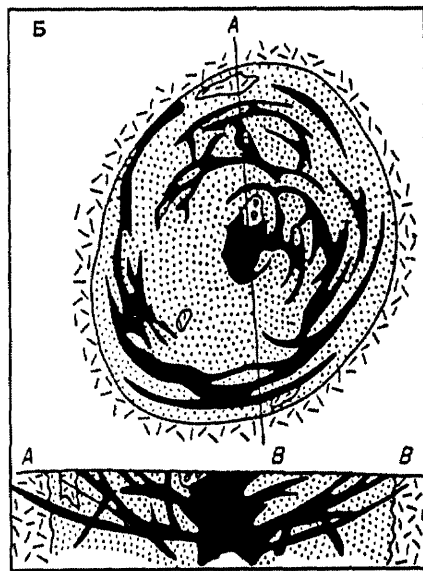
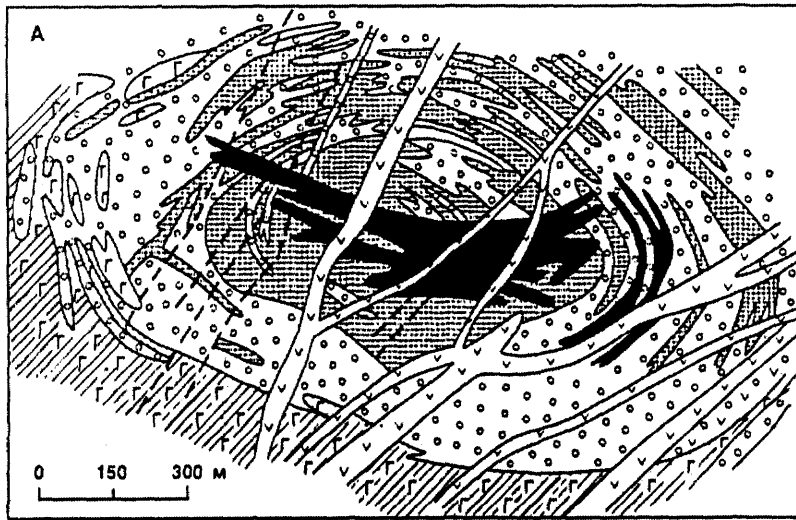


Рис. 6.5. Схема геологического строения: А — карбонатитового месторождения Палабора (по И. Герберту); Б — комплекса Гленове в ЮАР (по В. Фервурду).

1 — трубки взрыва; 2 — долериты; 3 — поздние карбонатиты; 4 — ранние карбонатиты; 5 — фосфориты (апатит-форстерит-магнетитовые породы); 6 — слюдястые пироксениты; 7 — биотитовые пироксениты; 8 — фенитизированные кварциты

массива под углом 45–60° и выполнены кварц-мусковитовыми жилами с редкометалльной минерализацией. Все минерализованные трещины скалывания и трещины отрыва имеют продольную ориентировку, располагаются параллельно и субпараллельно по отношению друг к другу и к контакту с интрузивом. Протяженность отдельных трещин колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

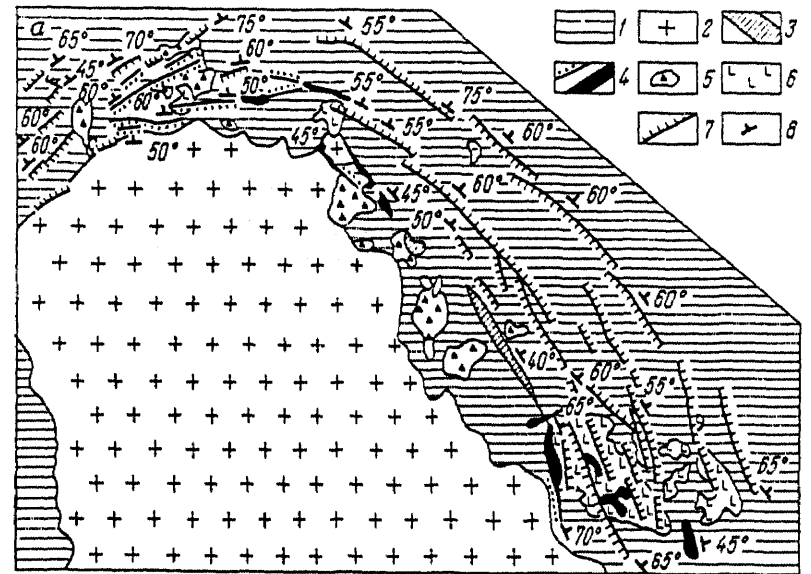


Рис. 6.6. Схема размещения рудных тел в полукольцевой конической периклиальной зоне экзоконтакта массива субшелочных гранитов (по И.И. Курпьяновой). 1 — вмещающие гнейсы нижнего протерозоя; 2 — субшелочные граниты; 3 — кварц-микроклиновые тела; 4 — кварц-альбитовые тела; 5 — трубки взрыва с аплитовым цементом; 6 — аплиты; 7 — кварц-мусковитовые жилы с редкометалльной минерализацией; 8 — элементы залегания

Крупные линейные радиальные разрывы пользуются широким распространением в вулканоплутонах и интрузивах центрального типа, лакколитах, штоках и в их экзоконтактах. Радиальные разрывы разнообразны по масштабу, имеют протяженность от нескольких десятков до многих сотен метров и даже первых километров. По ним на фоне общего воздымания над внедряющимся интрузивом нередко происходят вертикальные перемещения, в результате которых эти разрывы превращаются в сбросы. К радиальным трещинам и разломам нередко бывают приурочены дайки магматических пород различного состава. Однако с ними могут быть связаны и многочисленные радиально ориентированные рудные жилы.

Широким распространением пользуются мелкие трещины отрыва и скалывания радиальной и концентрической ориентировки. Они всегда прямолинейны и развиты в куполах, вулканоплутонических комплексах, интрузивах центрального типа и лакколитах, они присутствуют также в связи с крутопадающими протяженными на глубину дайками и трещинными интрузивами,

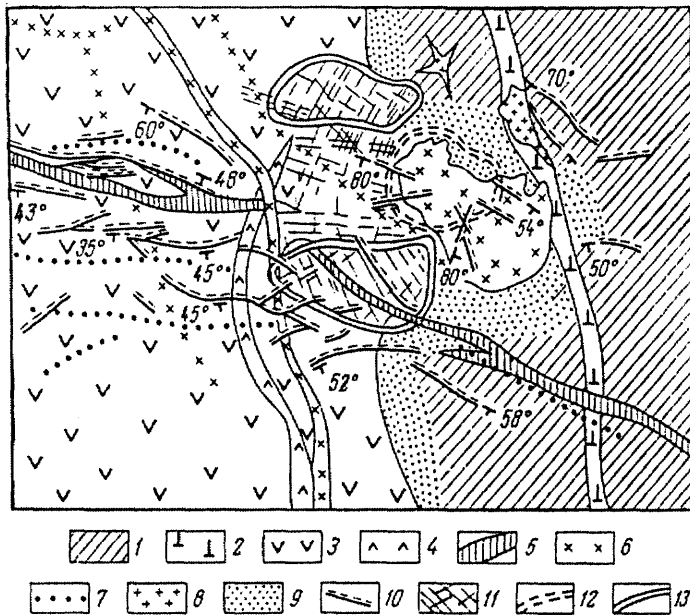


Рис. 6.7. Схематическая геологическая карта Джидинского рудного поля (по И.П. Кушнареву и др.).

1 — нижнекембрийские метаморфизованные осадочные и эффузивные породы; 2 — раннекаледонские измененные ультраосновные интрузивные породы; 3 — каледонские кварцевые диориты и гранодиориты; 4 — плагииграниты; 5 — бостониты; 6 — гранит-порфиры и граниты (Первомайский шток и дайки); 7 — серые сиениты и сиенит-порфиры; 8 — гранит-порфиры (Горкинский шток); 9 — контактовые роговики; 10 — рудные жилы; 11 — направление прожилков в штоковерке; 12 — контур площади развития молибденитовых прожилков Первомайского штоковерка; 13 — обогащенные вольфрамом участки Инкурского штоковерка

где представлены вертикальными или крутопадающими трещинами любых простираний.

Мелкие трещины отрыва радиальной и концентрической ориентировки, связанные со штоком, являются важнейшими рудовмещающими структурными элементами, например на Джидинском рудном поле, где располагаются Первомайское молибденовое и Инкурское вольфрамовое штоковерковые месторождения (рис. 6.7). Первое из них приурочено к прикупольной части штокообразного массива лейкократовых гранит-порфиров, прорывающих слагающую рудное поле вулканогенно-осадочную толщу в зоне ее контакта с кварцевыми диоритами. Крутопадающие кварц-молибденитовые прожилки Первомайского месторождения характеризуются различным простиранием и представляют собой трещины отрыва, возникшие в условиях локальных радиальных деформаций, вызванных интрузивным давлением. К западу от Первомайского штока среди метаморфизованных гранодиоритов

располагается вытянутая в меридиональном направлении зона развития рудных прожилков, образующих Инкурский вольфрамовый штоковерк. Он располагается над скрытым куполом гранит-порфиров и образован двумя системами взаимно перпендикулярных крутопадающих прожилков радиально-концентрической ориентировки. Одна из систем направлена по простиранию в сторону Первомайского массива, а другая перпендикулярна к ней и круто падает к массиву. В средней части Инкурского штоковерка плотность жил и их мощность достигают максимума, а к его периферии уменьшаются.

Интрузивная тектоника кристаллизации расплава и остывания гранитных массивов. При кристаллизации внедрившегося гранитного расплава и остывании возникшего массива происходит длительный процесс контракции с образованием различных пустот и трещин отрыва (Осипов, 1974). В начальный период кристаллизации возникает твердая, но еще горячая внешняя оболочка. При дальнейшем охлаждении на ее контакте с жидкой фазой образуются усадочные пустоты, обусловленные различиями в коэффициентах термического сжатия жидкого расплава и раскристаллизовавшейся твердой оболочки. Такие пустоты могли заполняться пегматитовыми расплавами с образованием шпировых и камерных пегматитов, широко распространенных в Центральном Казахстане, на Калбе, в Восточном Забайкалье и других районах.

При дальнейшем охлаждении и возрастании кристаллической фазы магма приобретает свойства твердообразной среды, которая при механическом воздействии на нее способна течь и растрескиваться с образованием разнообразных по масштабам и морфологии, неправильных, извилистых горячих трещин отрыва, особенно характерных для верхних частей интрузивов. Эти трещины могут использоваться трещинными телами жильных гранитов, гранит-порфиров, аплитов, жилообразных пегматитов, грейзеновыми и высокотемпературными гидротермальными кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами.

В послекристаллизационную стадию при охлаждении гранитных массивов происходит массовое образование холодных трещин отрыва, т.е. различных типов трещин отдельности. Для апикальных частей гранитных массивов особенно характерна пологая матрацевидная отдельность, которая сочетается с крутопадающими контракционными трещинами отрыва, с которыми связаны высокотемпературные грейзеновые месторождения олова, вольфрама и других металлов. Трещины сходного происхождения образуются и в породах, вмещающих интрузивы. Они испытывают сильное нагревание в приконтактной зоне, а затем остывают вместе с интрузивом и в них возникают системы трещин отдельности.

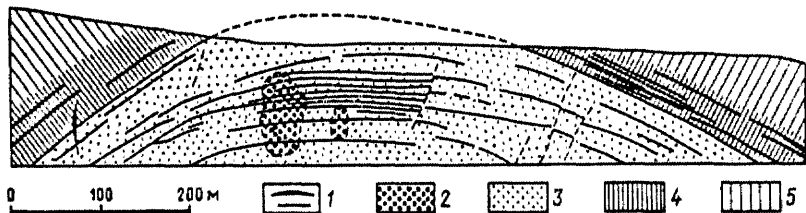


Рис. 6.8. Геологический разрез грейзенового месторождения Циновец в Чехии (по Х. Цинкайзену и др.).

1 — оловоносные жилы; 2 — оловоносные грейзены; 3 — граниты; 4 — грейзенизированные кварцевые порфиры; 5 — надинтрузивные породы

К наиболее крупным трещинам, создающим отдельность, бывают приурочены пологопадающие рудные жилы. С параллельными им системами мелких трещин связаны штокверковые зоны. Подобная картина устанавливается, в частности, на известном грейзеновом оловянно-вольфрамовом месторождении Циновец в Рудных горах в Чехии (рис. 6.8). Здесь оруденение приурочено в основном к пологим жилам, залегающим в выступе аляскитовых гранитов верхнепалеозойского возраста, а также в экзоконтакте массива, но на очень небольшом расстоянии от его верхнего контакта с вмещающими породами.

Явления контракции приводили не только к разуплотнению интрузивных пород за счет образования усадочных пустот и многочисленных трещин отрыва (трещин отдельности), но и вызывали общее уменьшение их объема. Это влекло разуплотнение и просадку надинтрузивных осадочных и метаморфических пород. Из-за этого полого залегающие породы кровли интрузива также могли претерпевать разуплотнение и расслоение с образованием пластовых пустот и зон дробления. Многие структурные особенности и закономерности размещения постмагматических месторождений в экзоконтакте интрузивов объясняются именно явлениями разуплотнения и проседания над остывающими интрузивными массивами. По мнению Г.Н. Щербы (1960), в такой обстановке, в частности, сформировались вольфрам-молибденовые месторождения Центрального Казахстана (Караоба, Верхнее Кайракты, Богутинское и др.). В.И. Смирнов (1965) показал концентрически-зональное распределение месторождений Кумыштагского рудного поля вокруг гранитного массива в Таласском Алатау. Аналогичная картина наблюдается вокруг гранитных массивов Корнуолла (Англия), а также вокруг штока Тинтик в Южных Аппалачах (США). В зонах разуплотнения и проседания над гранитными куполами локализованы также тела вольфрам-бериллиевых руд на месторождении Айрон-Маунтин в Нью-Мексико, США (рис. 6.9).

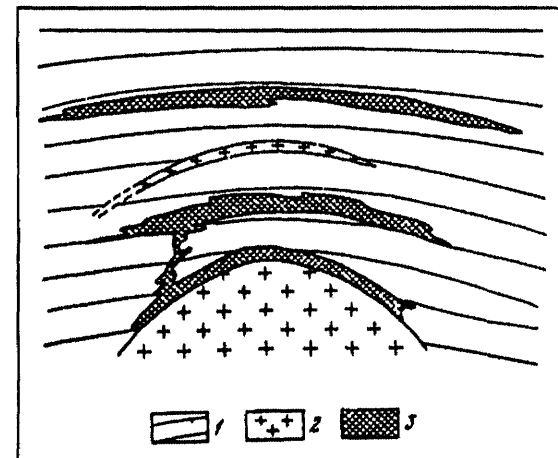


Рис. 6.9. Схема размещения вольфрам-бериллиевых рудных тел над куполовидным выступом гранитов на месторождении Айрон-Маунтин в США. 1 — вмещающие породы; 2 — граниты; 3 — зоны трещиноватых пород, вмещающих вольфрам-бериллиевое оруденение

На рудном поле Курганского свинцово-цинково-редкометалльного месторождения в Таласском Алатау устанавливается концентрически-зональное расположение гидротермальной и пневмогидротермальной минерализации относительно штока щелочных сиенитов (рис. 6.10). По мнению В.А. Невского, дуговидные минерализованные полосы, в пределах которых концентрируются месторождения разных составов, обусловлены зонами разуплотнения вмещающих карбонатных пород, которые возникли при остывании интрузива.

6.1.3. Структуры контактовых зон гранитоидных массивов

К структурам этого типа приурочены рудные поля скарновых месторождений железа, меди, вольфрама, молибдена, свинца и цинка, кобальта, олова, бора, бериллия. Они возникают, например, в зонах столкновения континент—континент, на активных окраинах кордильерского и андийского типов (по А.А. Ковалеву), главным образом в связи с интрузивными образованиями плагиогранит-сиенитовой и гранодиоритовой формаций, вблизи их контактов, там, где магматический контакт интрузива пересекает породы, благоприятные для скарнообразования, и где существуют подходящие для этого структуры (рис. 6.11). Среди последних важнейшими являются поздние протоинтрузивные структуры, структуры внедрения и оседания, слоистость вмещающих пород, тектонические разрывные нарушения, пересекающие рудоносные интрузивы, поверхность контакта изверженных и вмещающих их пород.

Поздние протоинтрузивные структуры включают уже рассмотренные выше трещинные и кливажные структуры, которые на рудных месторождениях могут контролировать ранние, обыч-

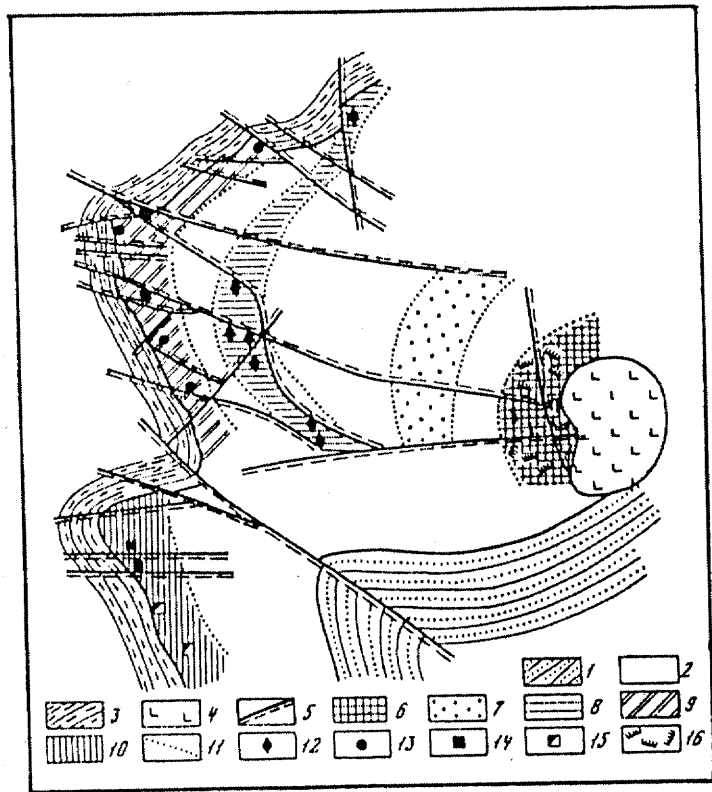


Рис. 6.10. Зональное размещение оруденения около штока щелочных сиенитов на Курганском редкометалльно-полиметаллическом месторождении (план) (по В.А. Невскому).

1 — аргиллиты, алевролиты, песчаники чаткарагайской свиты рифея; 2 — известняки и доломиты кызылбельской свиты рифея—нижнего кембрия; 3 — различные сланцы, аргиллиты и алевролиты курганской свиты нижнего кембрия; 4 — щелочные сиениты; 5 — разломы и крупные трещины. Зоны: 6 — грейзеновой минерализации, 7 — молибденитовых вкрапленников, 8 — пирротиновых рудных тел, 9 — пирротин-свинцово-цинковых рудных тел, 10 — карбонатно-свинцово-цинковых и карбонатных тел; 11 — границы минерализованных зон; 12 — пирротиновые рудные тела и гнезда; 13 — пирротин-свинцово-цинковые рудные тела; 14 — карбонатно-свинцово-цинковые рудные тела; 15 — карбонатные тела; 16 — грейзенизированные дайки щелочных сиенитов

но безрудные скарны. Следующие три типа структур являются в сущности тектоногенными и уже были описаны в предыдущей главе. К структурам внедрения и оседания относятся радиальные разрывные нарушения. С ними могут быть связаны небольшие жильобразные тела рудоносных скарнов. Секущие тектонические разрывные нарушения могут локализовать скарны, формируя их жильные тела. Они могут также быть подводными каналами для скарнообразующих растворов. Тектонические трещины и зоны

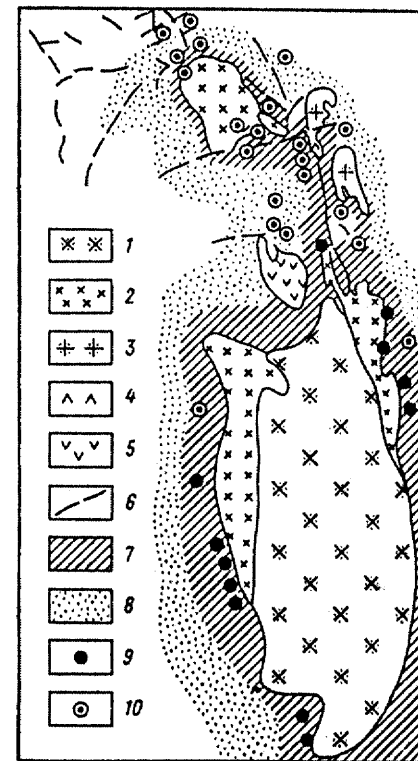
Рис. 6.11. Схема размещения скарновых месторождений и рудопроявлений на Турьинском рудном поле на Урале (по В.Ф. Чернышову и Ю.Г. Сафонову).

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

дробления часто контролируют и размещение наложенного оруденения поздних стадий скарнообразования. Слоистость вмещающих пород обеспечивает выборочное развитие метасоматоза по определенным пластам пород или вдоль их контакта в зависимости от пористости, трещиноватости, химического состава и других особенностей этих пород.

Интрузивно-тектонические

контактные структуры. Эти структуры наиболее широко распространены на скарновых месторождениях. Они представляют собой контактную поверхность интрузивных массивов. По мнению В.И. Смирнова (1976), первичный магматический контакт изверженных и вмещающих пород обычно неблагоприятен для образования скарновых месторождений и вдоль него может образовываться лишь узкая кайма биметасоматических скарнов. Наиболее важные месторождения возникают на участках контактов, осложненных тектоническими нарушениями. Последние являются результатом разуплотнения, расслоения пород при остывании и сокращения интрузива и располагаются непосредственно на контакте или вблизи него. Такие ослабленные зоны в дальнейшем нередко используются тектоническими нарушениями. К ним приурочены контактовые залежи многочисленных скарновых месторождений. Например, в горах Койташ в Средней Азии (рис. 6.12) размещение скарновых шеелитовых месторождений Угат и Койташ определяется поверхностью контакта интрузива на участках его пересечения с известняками среднего карбона.



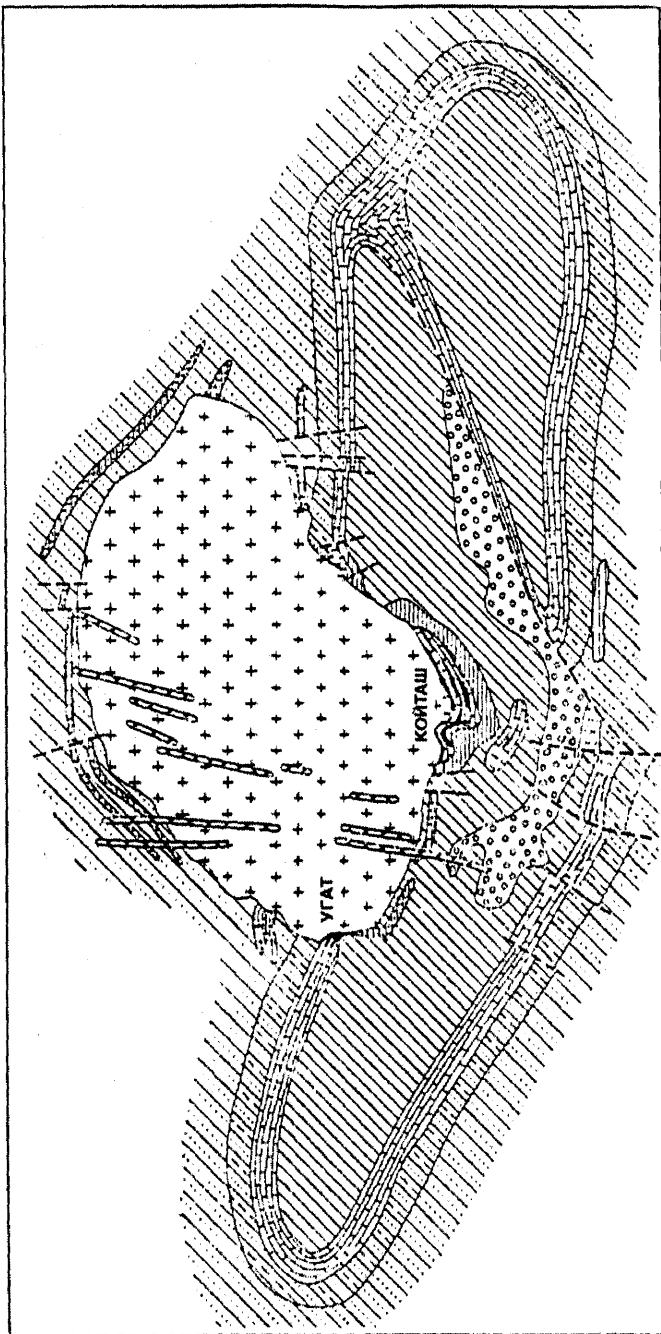


Рис. 6.12. Схема геологического строения рудного поля гор Койташ в Средней Азии (по Н. Ушакову).

Отложения палеозоя: 1 — сланцы и песчаники, 2 — известняки и светлые роговики; отложения среднего карбона: 3 — известняки, 4 — песчано-глинистые сланцы, 5 — сланцы; 6 — конгломераты верхнего карбона; 7 — пироксеновые роговики; 8 — граниты; 9 — кварциты; 10 — скарновые поля; 11 — тектонические нарушения

6.1.4. Структуры зон развития трубок взрыва

Трубки брекчий довольно широко распространены в природе и встречаются чаще всего на активных континентальных окраинах андийского и кордильерского типов (во фронтальных магматических дугах), а специфический тип трубок брекчий (алмазные трубки) распространен в зонах тектоно-магматической активизации предрифтовой стадии на древних платформах (по А.А. Ковалеву). В различных районах мира с ними связаны многие крупные месторождения меди, молибдена и вольфрама (например, Лос-Пиларес и Вашингтон в Мексике, Мунмера в Австралии), золота (Кидстон в Австралии), свинца, цинка и серебра (Ла-Колорада в Мексике), алмазов и других видов полезных ископаемых. Разнообразные по типам и составу руд трубки взрыва встречаются в магматических (вулcano-плутонических) дугах, которым в дальнейшем и будет уделено основное внимание.

Предложенная Р. Силлитом (1985) классификация трубок брекчий взрыва основана на предполагаемой роли магмы и(или) гидротермальных растворов в их образовании. С этой точки зрения выделяются гидромагматические и магматогенно-гидротермальные брекчии.

Гидромагматические (в том числе гидровулканические) брекчии образуются при взаимодействии магмы с водой из внешних источников (моря, озера, подземные воды) и подразделяются на фреатомагматические (вода флюидов отчасти имеет магматическое, а отчасти поверхностное происхождение) и фреатические (вода флюидов имеет поверхностное происхождение, а магма является лишь источником энергии).

Магматогенно-гидротермальные брекчии являются результатом отделения гидротермальных флюидов от магматического очага независимо от первоначального источника воды флюидов (магматические, метеорные, связанные или океанические воды). Такие образования крупнее по масштабам, они играют самостоятельную роль как рудовмещающие структуры.

Зоны развития трубок магматогенно-гидротермальных брекчий. Брекчии этого типа слагают одиночные тела или скопления трубок (иногда до 200 трубок в кластере). В некоторых случаях они обнаруживают тесную генетическую связь с интрузивными породами, которые слагают штоки или батолиты, сами не подверглись гидротермальным изменениям и не несут рудной минерализации.

В плане трубки брекчий взрыва этого типа имеют округлые или эллипсовидные очертания и размеры в максимальном измерении от 3 до 1300 м (обычно от 50 до 300 м). В залегании трубки отклоняются от вертикали не более чем на 15°. Многие трубки

при образовании не достигали поверхности, и над некоторыми из них устанавливается куполообразная кровля небрекчированных пород, претерпевших гидротермальные изменения. На глубине трубки приобретают неправильную, обычно уплощенную форму и резко выклиниваются. Минимальная протяженность трубок брекчий взрыва в вертикальном направлении достигает 700—900 м. Некоторые из них разветвляются в вертикальном разрезе.

Брекчии имеют резкие контакты с вмещающими породами. Параллельно контактам обычно располагаются вертикальные в разрезе и линейные или слабо изогнутые в плане зоны трещиноватости шириной 1—5 м, которые нередко придают трубкам полигональный облик. Трубки сложены породами, состоящими из угловатых или округлых обломков размером от нескольких сантиметров до нескольких и даже десятков и сотен метров. В процессе образования большинства трубок значительного вертикального перемещения обломков не происходило. До окончательной полной или частичной цементации брекчий жильными и рудными гидротермальными минералами их пустотность достигала 5—30%. В некоторых трубках более крупные обломки пород цементируются мелкообломочной массой того же состава. Р. Силлитое (1985) отмечает, что трубки брекчий располагаются либо непосредственно над штоками или батолитами, либо вокруг них. Однако он подчеркивает, что их положение определяется скорее всего небольшими разломами и зонами трещиноватости. Положение трубок взрыва, вмещающих медное оруденение, в зоне контакта небольшого гранодиоритового тела, входящего в состав крупного гранитного батолита на западе Мексики (район Ингуаран), показано на рис. 6.13. Положение трубок брекчий на участках более сильной нарушенности пород разломами демонстрируется и примером одного из районов Онтарио в Канаде (рис. 6.14).

К этой же группе трубок брекчий относятся и брекчиевые тела, генетически связанные с вулcano-плутоническими комплексами. Они устанавливаются на 50—60% месторождений меди, молибдена, олова, золота, относимых к порфировому типу (например, на медно-молибденовых месторождениях Сьерита-Эсперанца и Санта-Рита в США, Кананеа и Кумобаби в Мексике, молибденовых месторождениях Шахтаминском и Бугдаинском в Восточном Забайкалье, оловорудных полях Малого Хингана), где такие брекчии вмещают значительную или даже преобладающую часть запасов руды. Эти образования почти неотличимы от описанных выше трубок брекчий взрыва, связанных со штоками и батолитами. Своеобразие их состоит в тесной связи с порфировыми штоками, куда эти тела уходят своими корнями, хотя брек-

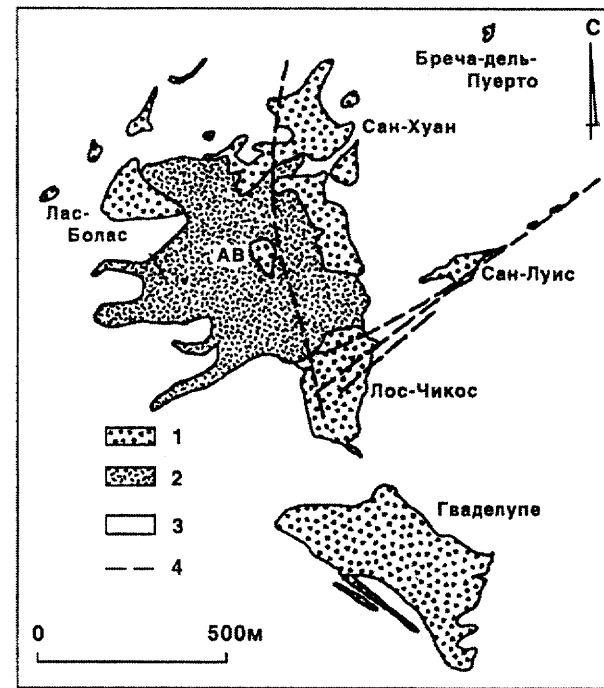


Рис. 6.13. Схематическая геологическая карта, показывающая размещение брекчиевых трубок Ингуаран относительно гранодиоритового интрузива (по Ф. Сокинсу).

1 — брекчии; 2 — гранодиориты; 3 — граниты; 4 — разломы

чирование затрагивает в основном вышележащие породы. Такие трубки брекчий взрыва могут располагаться в центральных частях порфировых систем (месторождения Коппер-Флэт, Куэста и Ред-Маунтин в США) или по их периферии (месторождения Бингем и Багдад в США). Положение трубок брекчий в этом случае может определяться контактами пород, различных по физико-механическим свойствам, особенно интрузивных и вмещающих их пород. Контроль размещения таких трубок со стороны разломных зон часто не очевиден, но на некоторых месторождениях (например, Бетлехем в Канаде) он подчеркивается удлиненной формой тел брекчий.

Хорошей иллюстрацией такого контроля является зона развития трубок брекчий в провинции Сонора в Мексике. Она располагается в пределах третичного стратовулкана, сложенного известково-щелочными вулканитами (андезитами, трахитами, латитами, риолитами и их туфами), которые прорваны небольшими штоками гранодиоритов и кварцевых монзонитов. В этом районе

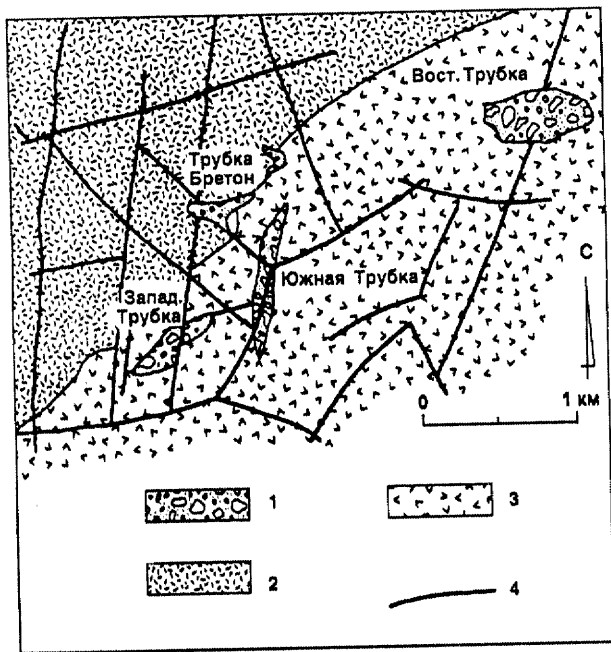


Рис. 6.14. Размещение трубок брекчий Трибаг в Канаде в участках сгущения сети разломов (по М. Блека).

1 — брекчии взрыва; 2 — архейские граниты; 3 — архейские метавулканыты и диабазы Мамаимс; 4 — разломы

известны 13 трубок брекчий, несущих медно-молибден-золото-вольфрамовую минерализацию (крупнейшей является трубка Вашингтон), которые демонстрируют очевидную связь с зонами разломов (рис. 6.15).

Зоны развития кимберлитовых и лампроитовых трубок взрыва. Эти образования выделяются Ю.А. Кузнецовым в самостоятельную магматическую формацию. Кимберлитовые и лампроитовые трубки чаще всего имеют воронкообразную форму и прослеживаются на значительную глубину. Размеры трубок в плане достигают 1,5 км, но с глубиной они сужаются и переходят в дайковые тела. Трубки сложены разнообразными по облику кимберлитами или лампроитами, которые сходны с кристаллокластическими туфами или туфобрекчиями и содержат ксенолиты вмещающих пород.

Алмазоносные трубки встречаются на многих древних платформах, расположены группами и поясами в зонах крупных расколов фундамента, которые находятся на стыке областей местных поднятий и опусканий на платформах и плохо проявлены в

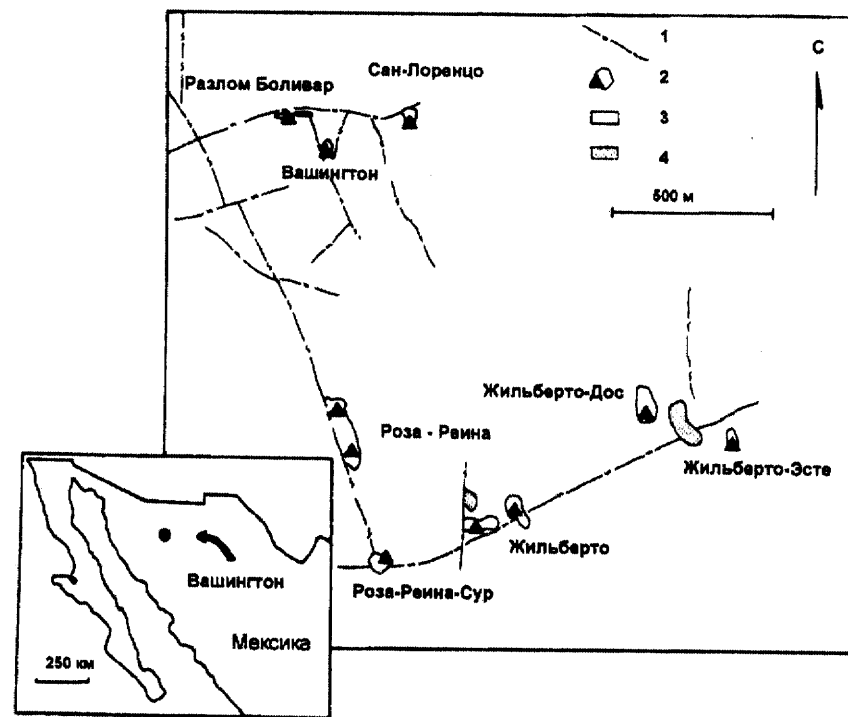


Рис. 6.15. Размещение рудоносных трубок взрыва в районе Сонора, Мексика (по С. Симонсу и Ф. Сокинсу).

1 — разломы; 2 — трубки брекчий; 3 — вулканыты; 4 — кварцевые монзониты

их чехле. Главнейшими элементами, определяющими структуру кимберлитового поля, являются тектонические нарушения, ответственные за размещение и локализацию трубок взрыва, даек, силлов. Эти разломы чаще всего проявлены в фундаменте платформ, но редко фиксируются в породах чехла. Примеры подобного контроля полей кимберлитовых трубок известны в Южной Африке и Якутии.

В Малоботуобинском районе на северо-востоке России кимберлитовые и базальтовые трубки взрыва приурочены к местам пересечения субмеридиональных глубинных разломов, устанавливаемых по данным магнитометрии, с оперяющими их разломами северо-западного простирания, которые отмечаются градиентами силы тяжести и впадинами в доюрском рельефе (рис. 6.16). Известны и районы, где разломы установлены в обнажающихся на поверхности толщах, непосредственно вмещающих кимберлитовые тела. В этих случаях последние находятся в местах пересечения разломов, иногда даже очертаниями повторяя конфигурацию уз-

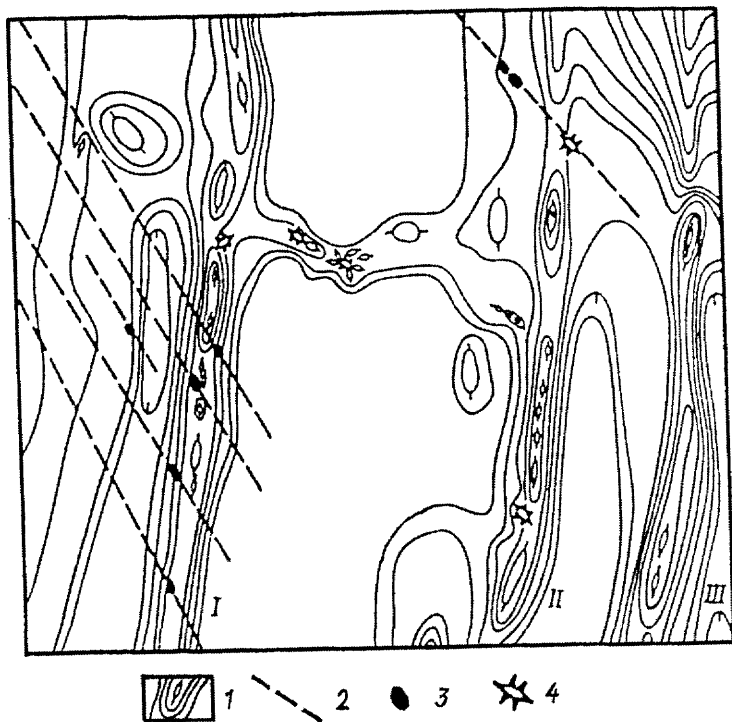


Рис. 6.16. Схема Малоботубинского кимберлитового поля (по А.Д. Харькиву и др.).

I — изолинии магнитного поля, сгущение которых связывается с положением Западного (I), Мирнинского (II) и Восточного (III) глубинных разломов; 2 — предполагаемые оперяющие разломы; 3 — кимберлитовые тела; 4 — базальтовые трубки

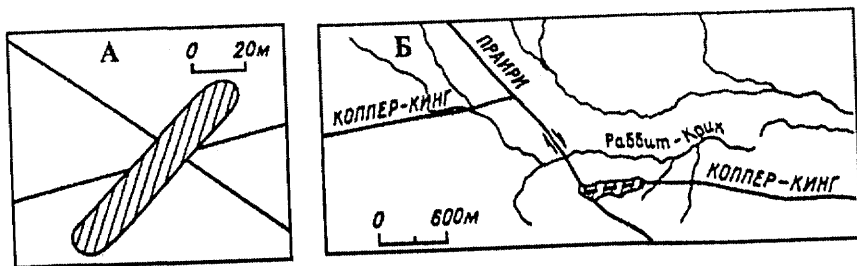
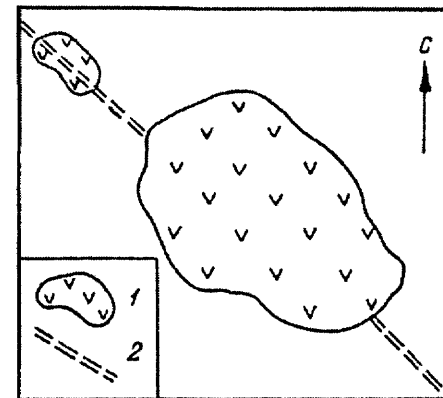


Рис. 6.17. Приуроченность кимберлитовых трубок Липа (А) (по К.Н. Никишову и др.) и Слоан (Б) (по М. Маккалуму и др.) к местам пересечения разломов в Якутии и США

Рис. 6.18. Взаимное расположение трубок Мир и Спутник и структурное соотношение их с выполняющей разлом кимберлитовой жилы (по А.Д. Харькиву и др.).

1 — кимберлитовые трубки; 2 — кимберлитовая жила



лового участка (рис. 6.17), или образуют цепочки, располагающиеся на едином разломе, причем длинные оси диатрем полностью совпадают по ориентировке с простиранием такого разлома (рис. 6.18).

6.2. ПЛУТОНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В этой группе структур выделяются ранние протоинтрузивные, поздние протоинтрузивные трещинные и кливажные, протоинтрузивно-тектонические структуры, трещинные и кливажные структуры, связанные с механической активностью магмы, а также структуры трубок взрыва.

6.2.1. Ранние протоинтрузивные структуры

К этой группе относятся первичные кристаллизационные структуры, возникающие в стратифицированных телах ультраосновных, основных и щелочных пород, а также остаточные и остаточнокристаллизационные структуры, обычно развитые в апикальных частях гранитных интрузивов.

Первичные кристаллизационные структуры. К этим структурам относится тонкая расслоенность, плоскостная и линейная ориентировка, возникающие в псевдостратифицированных интрузивах основного, ультраосновного и щелочного состава. Эти структуры контролируют рудные тела магматических месторождений хромитов, платины, меди и никеля. Месторождения обычно включают одну или несколько повторяющихся в разрезе пластообразных залежей, занимающих строго определенное положение в разрезе магматического комплекса. Рудные тела обладают большой протяженностью в плоскости расслоенности, имеют очень выдержанную, но небольшую мощность (иногда всего лишь несколько десятков сантиметров).

С такими структурами связаны, например, рудные тела Сарановского хромитового месторождения на Урале (рис. 6.19). Оно приурочено к одноименному габбро-перидотитовому массиву,

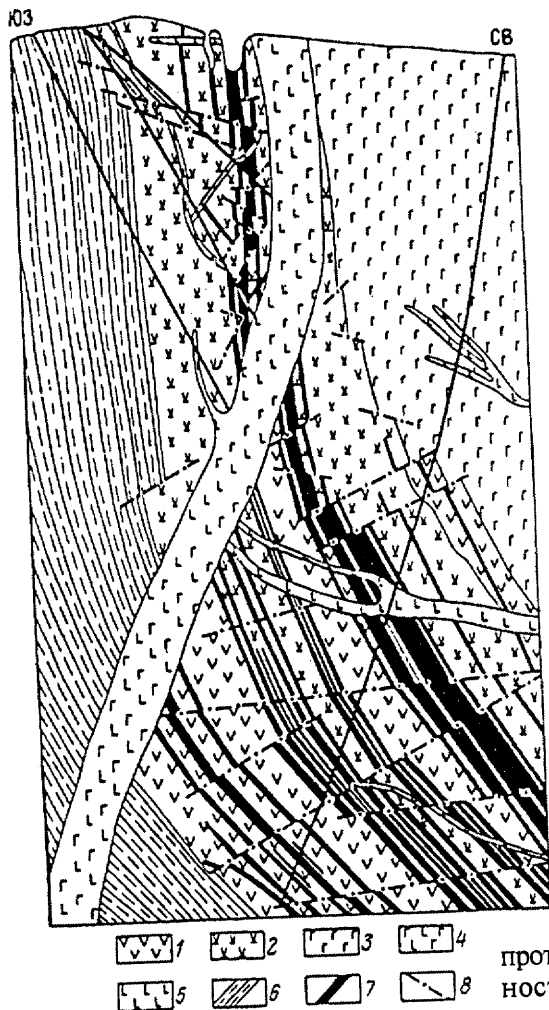


Рис. 6.19. Геологический разрез Главного Сарановского месторождения хромитов (по В.И. Смирнову).

1 — апогарбургитовые серпентиниты гипидиоморфной структуры; 2 — то же, пойкилитовой структуры; 3 — габбро; 4 — габбро-диабазы; 5 — кварц-серцит-хлоритовые сланцы; 6 — хромиты; 7 — хромиты; 8 — тектонические нарушения

прорывающему кварц-слюдяные сланцы верхнего протерозоя. Массив представляет собой моноклинально залегающее (падающее круто на восток в верхних частях и под углами 30—40° — на глубине) согласное тело и имеет протяженность в меридиональном направлении до 2 км при ширине до 200 м. Собственно рудоносная зона шириной 40—45 м включает три параллельных пластообразных залежи. Западная залежь имеет

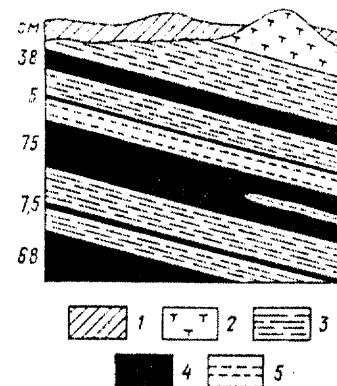
протяженность 910 м при мощности 7 м, Центральная залежь — 1200 м при мощности

10—14 м, а Восточная залежь — 1100 м при мощности 2 м.

В целом подобные же структуры магматической расслоенности контролируют скопления хромитов на наиболее важных проявлениях в пределах комплекса Стилуотер в США, рудные залежи хромитовых месторождений сланцевого пояса Селукве в Зимбабве, Бушвельдского комплекса в ЮАР (рис. 6.20) и силла Берд-Ривер в Канаде, а также комплекса Кеми в Финляндии. На последнем из них в пределах крутопадающего линзовидного массива Кеми (15×2 км) выделяются нижняя ультраосновная и верхняя основная зоны приблизительно одинаковой мощности. Породы обеих зон демонстрируют расслоенность. Согласно с ней

Рис. 6.20. Пластовые залежи хромитов в Бушвельдском комплексе в Южной Африке (по В. Купфербюргеру).

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



слой хромитов располагается в верхней части ультраосновной зоны и протягивается на 4,5 км в самой широкой части массива, где установлено несколько раздувов его мощности. В таких раздувах мощность слоя хромитов возрастает до 30—90 м, что вообще не типично для таких месторождений. Именно в раздувах располагаются все восемь известных рудных тел. Предполагается, что эти раздувы образовались не в результате пластических деформаций, а еще до полной раскристаллизации расплава.

Первичные кристаллизационные структуры проявлены также на месторождениях титаномагнетитовых руд (например, в Цагинском массиве), на ликвационных сульфидных медно-никелевых месторождениях Мончегорской и Норильской групп (донные и висячие залежи сингенетичных руд). Месторождения Талнах и Октябрьское в Красноярском крае находятся на северо-западной окраине Сибирской платформы. Вмещающие терригенно-карбонатные и галогенные породы девона и угленосные терригенные отложения пермо-карбона слагают мульду с полого залегающими крыльями. Месторождения приурочены к межформационному базит-гипербазитовому интрузиву, состоящему из нескольких ветвей, соединяющихся вблизи предполагаемого магмоподводящего канала. Эти ветви имеют корыто- или пластообразную форму и протягиваются в виде лент мощностью 200—250 м. Рудоносные дифференцированные интрузии демонстрируют отчетливую расслоенность, в их строении снизу вверх сменяют друг друга: 1) контактовые и токситовые долериты, 2) пикритовые долериты, 3) оливиновые долериты, 4) безоливиновые долериты, 5) габбро-долериты и кварцсодержащие долериты и 6) лейкократовые габбро, габбро-диориты и эруптивные брекчии (рис. 6.21). Интрузив образовывался из магматического расплава в результате кристаллизационно-гравитационной дифференциации после ликвации его рудной части. На Талнахском и Октябрьском месторождениях известны пять рудных залежей пластообразной и линзовидной формы, приуроченных к пяти ветвям интрузива. Контуры залежей в основном повторяют очертания интрузий. Основная масса руд локализована в нижних экзо- и

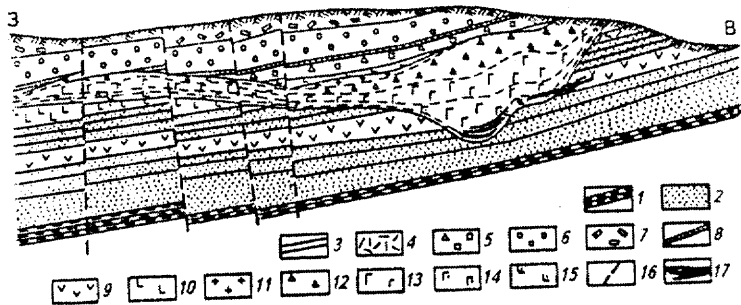


Рис. 6.21. Схематический разрез интрузива Норильск-1 (по М. Годлевскому).

1-10 — вмещающие породы: 1 — осадочные породы девона, 2 — породы тунгусской серии, 3 — угли, 4 — щелочные диабазы, 5 — двуполевошпатовые базальты, 6 — толеитовые диабазы, 7 — плагиофировые базальты, 8 — туффиты, 9 — титанавитовые диабазовые порфириды, 10 — лабрадоровые порфириды; 11-15 — породы дифференцированного интрузива: 11 — гибридные породы и диабаз-пегматиты, 12 — габбро-диориты и габбро, 13 — офитовые и пойкилоофитовые оливиновые габбро-долериты, 14 — пикритовые габбро-долериты, 15 — такситовые и контактовые габбро-долериты; 16 — сбрсы; 17 — сульфидные рудные тела

эндоконтактах массива и образовалась в придонных частях интрузивной камеры в результате ликвации магматического расплава.

Остаточные кристаллизационные структуры. Эти структуры также являются прототектоническими и формируются при раскристаллизации пород пологих апикальных частей гранитных интрузивов (рис. 6.22). Наибольшее значение они приобретают на пегматитовых месторождениях, например, пьезооптического сырья и драгоценных камней, которые выполняют усадочные пустоты, образующиеся при кристаллизации гранитного расплава (так называемые камерные пегматиты).

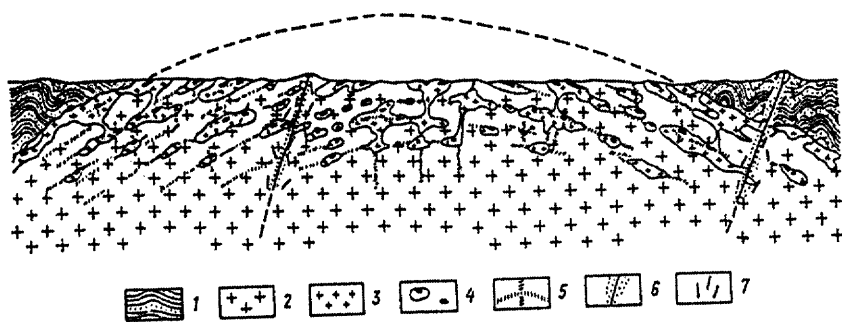


Рис. 6.22. Примерная схема расположения мелкозернистых гранитов и пегматитов с кристаллами кварца в апикальной зоне гранитного массива (по И.В. Давиденко).

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 — позднетектонические разломы с зонами окварцевания и кварцевыми жилами; 7 — кварцевые жилы

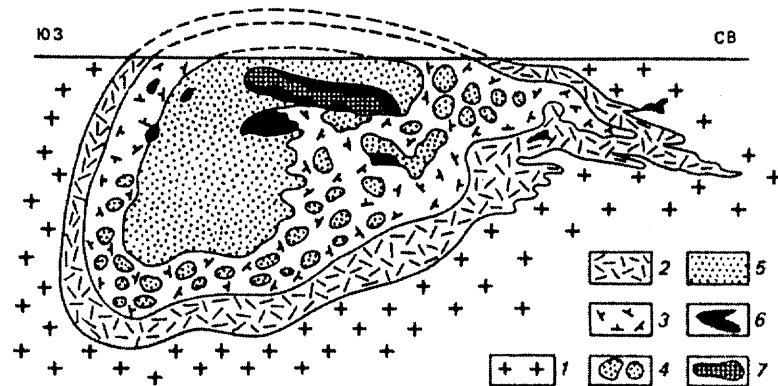


Рис. 6.23. Схематический геологический разрез через пегматитовое тело месторождения оптического флюорита (по В.Д. Эфросу).

1 — среднезернистые лейкократовые граниты; 2 — зона графического пегматита; 3 — полевошпатовая зона; 4 — блоковая зона; 5 — кварцевое ядро; 6 — гнезда с кристаллами плавленого шпата и оптического флюорита; 7 — гнезда с кристаллами кварца

Примеры подобных образований известны, например, в Центральном Казахстане, где они вмещают месторождения оптического флюорита (рис. 6.23). Пегматитовое тело одного из них тяготеет к прикровлевой эндоконтактной зоне крупного гранитоидного интрузива и имеет пологую кровлю, а в плане — округлые очертания и размеры 30—35 м.

6.2.2. Поздние протоинтрузивные трещинные и квиважные структуры

Хотя эти структуры могут быть проявлены в интрузивных породах различного состава, наибольшее значение они приобретают в апикальных зонах гранитных интрузивов, где с ними связаны пегматитовые, грейзеновые и высокотемпературные гидротермальные месторождения. Такие трещины, как правило, контракционного происхождения (трещины отдельности) и образуют несколько систем (рис. 6.24). Весьма распространенное явление представляют собой, например, пологие трещины пластовой отдельности, о чем можно судить по широкому развитию совпадающих с ними пологозалегающих пластовых тел аплитов, пегматитов, кварцевых жил, а также различных мелкозернистых и порфировых тел гранитоидов, инъецированных вдоль таких структур. Несколько меньшим распространением пользуются крутоориентированные трещины, продольные или поперечные по отношению к удлинению массива. Эти системы трещин образуются по периферии куполовидных выступов кровли гранитных массивов и с ними могут быть сопряжены крутопадающие рудные жилы.

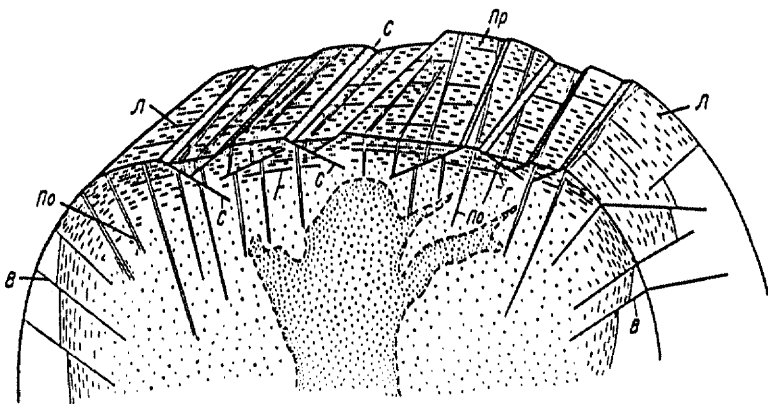


Рис. 6.24. Блок-диаграмма прототектонических элементов гранитного массива (по Г.Д. Ажгирею).

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)

Примерами рудных месторождений, контролировавшихся такими структурами, являются уже упоминавшееся месторождение Циновец в Чехии и Спокойнинское месторождение вольфрамовых руд в Забайкалье (рис. 6.25). На последнем из них граниты прорывают метаморфические сланцы, образуя куполообразный выступ. В интрузивных породах хорошо развита система трещин пластовой отдельности, которые частично используются кварцевыми жилами. Эта же система трещин контролирует и размещение субгоризонтальных зон грейзенов. Кварцевые жилы выполняют также и крутопадающие трещины отдельности.

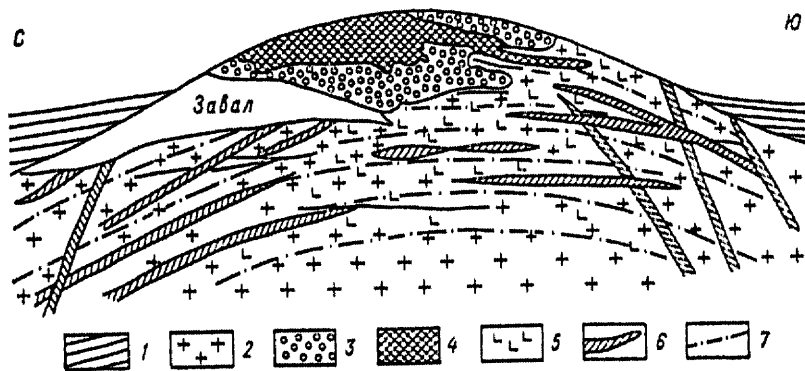


Рис. 6.25. Спокойнинское вольфрамовое месторождение в Забайкалье, приуроченное к прототектонической трещинной структуре (по М.А. Осипову).

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

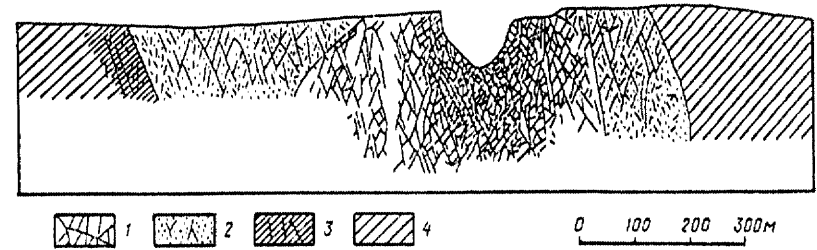


Рис. 6.26. Кливажная структура штокверкового месторождения Альтенберг в Германии (по Г. Тишendorfу).

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

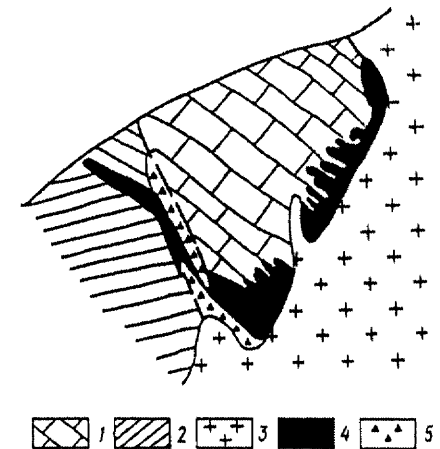
В небольших куполах и штоках гранитов зоны развития кливажа и мелкой трещиноватости (элементы прототектонической тектоники) могут контролировать штокверковые зоны, которые характерны для редкометалльных грейзеновых месторождений. Примером является месторождение Альтенберг в Рудных горах в Германии. Его рудное поле сложено метаморфическими породами протерозойского возраста. Оловянное оруденение локализовано в купольной части Альтенбергского гранитного штока, одной из серии подобных структур, осложняющих крупный Рудногорский плутон. Многофазный рудоносный шток имеет в плане размеры 0,5×0,5 км и прорывает более крупные интрузивы гранит-порфиров и кварцевых порфиров. В верхней части штока породы интенсивно, а местами полностью грейзенизированы, и грейзен пронизан густой сетью мелких прожилков с касситеритом, образующих штокверкоподобное тело (рис. 6.26), которое в плане имеет эллипсоидные очертания и размеры 300×400 м, а в разрезе прослеживается на глубину 230 м.

6.2.3. Прототектонические структуры

Ранние и поздние прототектонические структуры могут сочетаться с тектоническими нарушениями (разломами, трещинами) и вместе с ними контро-

Рис. 6.27. Структура приконтактной зоны гранитоидного интрузива на месторождении Эмеральд в Канаде (по К. Ренни и Т. Смитту).

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



лировывать рудные тела, например на скарновых месторождениях. С такой структурой связано скарново-шеелитовое месторождение Эмеральд в Канаде (рис. 6.27). Частично его рудное тело залегает на контакте известняков и гранитов, однако шеелитоносные скарны проникают на значительное расстояние от зоны контакта по разлому, сопровождающемуся зоной частично оруденелых брекчий.

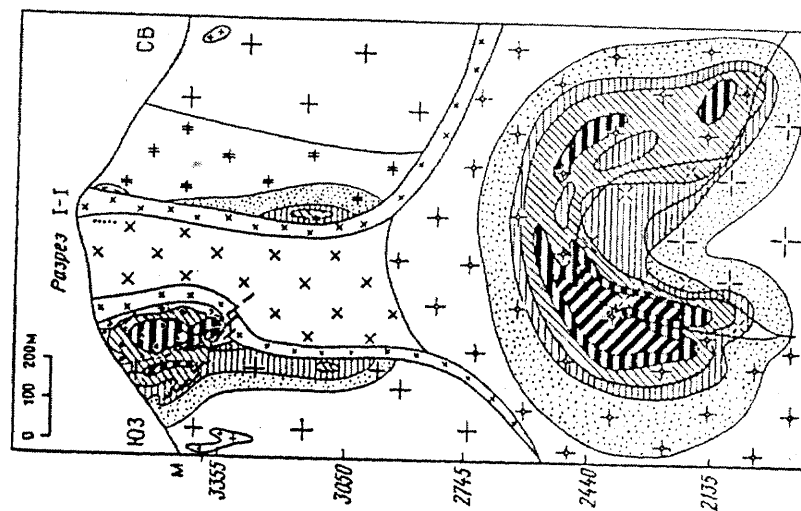
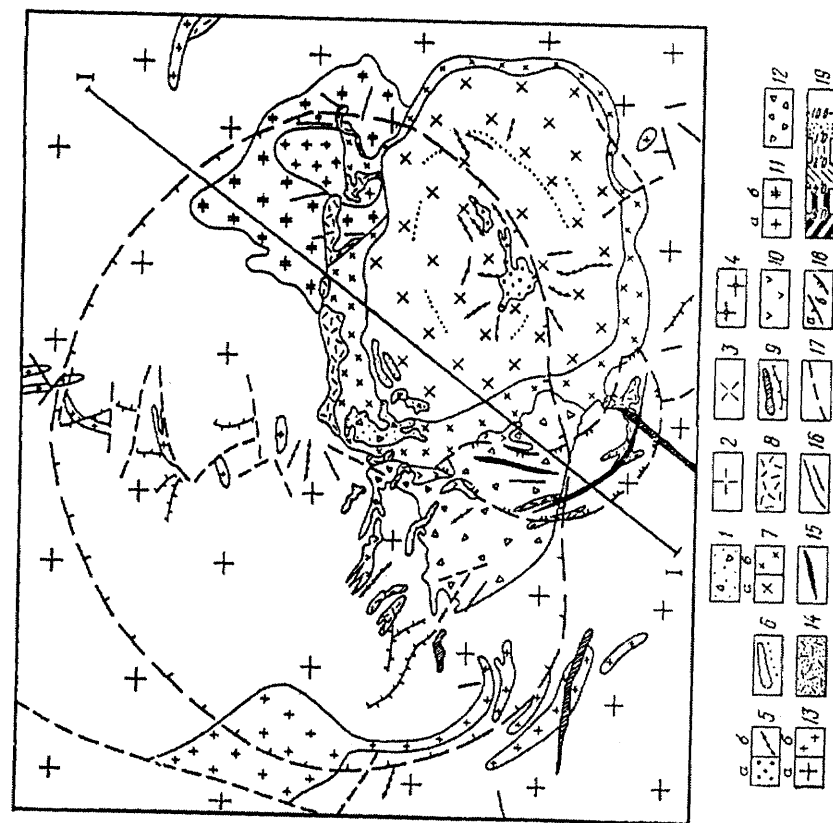
6.2.4. Трещинные и кливажные структуры, обусловленные механической активностью магмы

Такие структуры возникают в интрузивах, субвулканических телах и их ближайшем экзоконтакте. Системы трещин, связанные с внедрением штоков, наиболее полно проявлены на втором крупнейшем в мире молибденовом месторождении Юред-Гендерсон в США.

Это месторождение приурочено к многофазному субвулканическому некку риолитов олигоценевого возраста, который прорывает граниты докембрийского батолита в его центральной части, на пересечении двух региональных разломов северо-восточного и север-северо-восточного простирания. На поверхности некк имеет размеры 720×240×360 м (рис. 6.28), но расширяется на глубину (на глубине 1200 м диаметр достигает 1350 м). Сложное многофазное строение некка указывает на неоднократное движение магмы по каналу, выполненному жерловыми фациями вулканических пород. Центральная часть вулканического аппарата окружена системами радиальных и кольцевых риолитовых даек, внедрявшихся в разное время. Крутопадающие радиальные дайки и падающие внутрь пластовые интрузивы указывают на то, что максимальные сжимающие усилия при их внедрении были ориентированы вертикально над куполом магмы. Радиальные дайки заполняли трещины растяжения, а концентрические пластовые

Рис. 6.28. Геологическая карта и разрез месторождения Юред в США (по С. Уолласу и др.).

1 — третичные брекчий; 2 — порфировидные средне- и мелкозернистые граниты Гендерсон; 3 — кварц-полевошпатовые порфиры Праймос; 4 — кварц-полевошпатовые порфиры Юред; 5 — магматические обломочные породы (а) и их дайки (б); 6 — концентрические дайки риолитов; 7 — кварц-полевошпатовые порфиры Ред-Маунтин: крупнозернистая фаза (а) и красная фаза (б); 8 — валунная брекчия; 9 — радиальные дайки риолитов; 10 — дайки и небольшие массивы риолитов; 11 — кварц-полевошпатовые породы тела Ист-Ноб: крупнозернистые (а) и мелкозернистые (б); 12 — кварцевые порфиры и брекчий Тангстен-Слайд; 13 — граниты Сильвер-Плюм: крупнозернистые древние (а) и мелкозернистые молодые (б); 14 — кварц-полевошпатовая формация Айдахо-Спрингс; 15 — жилы, содержащие молибденит; 16 — жилы, содержащие кварц, серицит, родохрозит, родонит, флюорит, гематит и сульфиды; 17 — тектонические нарушения; 18 — контуры штокверковых рудных тел в пределах изоконцентрации более 0,2% молибдена на месторождениях Гендерсон (а) и Юред (б); 19 — изоконцентраты содержания MoS (%)



интрузивы — трещины скалывания. Преобладание среди даек тел северо-восточного простирания, а также удлинение отдельных интрузивных тел в этом направлении позволяют предполагать, что промежуточное сжатие было больше минимального и имело северо-восточную (СВ 80°) ориентировку.

Единственное крупное разрывное нарушение на месторождении — так называемая «главная трещина» рудного тела Юред. Этот разлом дугообразно изогнут в плане, падает к центру штока под углом около 50° и рассматривается как коническая трещина, образовавшаяся в один из этапов внедрения риолитов.

На месторождении установлено около 2000 относительно крупных жил, а также два штокверковых рудных тела, состоящих из очень мелких разноориентированных прожилков. Мощность некоторых из жил достигает 15 см, но у большей части из них не превышает 1,2 см. Лучше других развиты радиальные жилы, но были зафиксированы также жилы концентрического и северо-восточного простирания (рис. 6.29, 6.30, 6.31). Радиальные жилы и оруденелые сбросы, развитые по юго-западной периферии интрузива, образовывались при радиальном растрескивании в процессе растяжения над давящим вверх интрузивным куполом. Северо-восточная сеть трещин расположена над всем интрузивом, который также несколько вытянут в северо-восточном направлении. Серия жил этой системы образо-

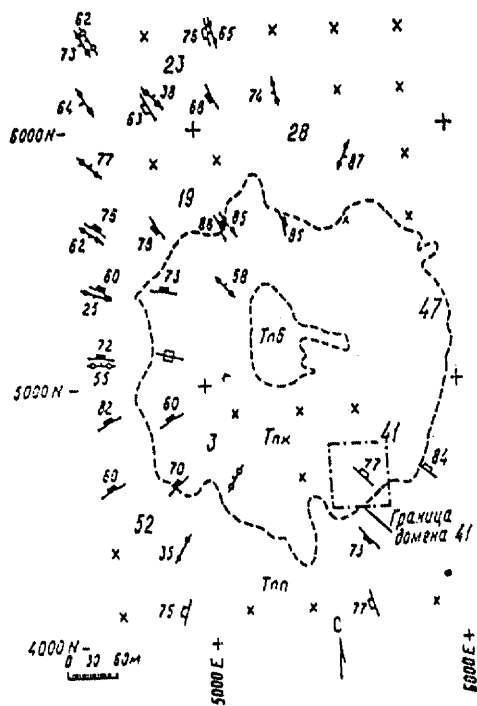
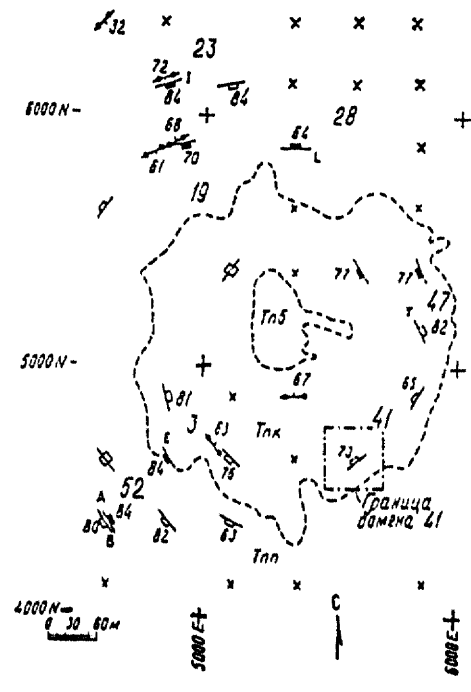


Рис. 6.29. Сеть радиальных жил и трещин в пределах и по периферии юго-западного купола порфиров Праймос на горизонте 8100 месторождения Гендерсон (по У. Уайту и др.). Каждый символ простирания и падения представляет собой среднее значение положения трещин и жил, соответствующих максимумам на диаграммах их ориентировок. Жилы показаны как линии простирания с кружками на концах. На линиях простирания трещин имеются прямоугольники, указывающие направление падения. Черные значки соответствуют трещинам и жилам ранней, а светлые — вторичной сети. Породы массива Праймос: Тпн — нерасчлененные; Тпб — густовкрапленная фаза; Тпк — краевая фаза; Тпп — порфиры

Рис. 6.30. Сеть концентрических трещин в пределах и по периферии юго-западного купола порфиров Праймос на горизонте 8100 месторождения Гендерсон (по У. Уайту и др.). Условные обозначения см. на рис. 6.29



валась при растяжении над хребтом того же простирания, каковым являлся внедрявшийся удлиненный интрузив. Таким образом, трещины радиальной, концентрической и северо-восточной систем, выполненные жилами, — результат воздействия сил, обусловленных внедрением штока, т.е. механической активностью магмы. Малопротяженные трещины, образующие штокверк, образовались путем гидрорастрескивания, порожденного давлением гидротермальных растворов, которые отделялись от кристаллизующихся магм.

6.2.5. Структуры трубок взрыва

Распределение рудной минерализации в трубках брекчий взрыва отнюдь не является равномерным, как это можно было бы ожидать, а демонстрирует отчетливый структурный конт-

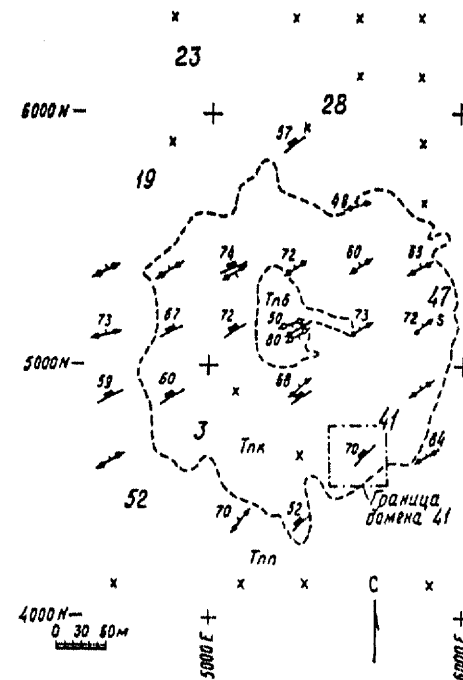


Рис. 6.31. Сеть северо-восточных жил и трещин в пределах и по периферии юго-западного купола порфиров Праймос на горизонте 8100 месторождения Гендерсон (по У. Уайту и др.). Условные обозначения см. на рис. 6.29

роль. На основе морфологии рудных тел и их положения относительно трубок взрыва Ф.И. Вольфсон и П.Д. Яковлев (1975) предложили выделять три типа структур: 1) околотрубовые, 2) сложные комбинированные, 3) внутритрубовые.

К первому типу относятся околотрубовые структуры месторождений, рудные тела которых находятся вне трубок взрыва, широко распространенных в районе месторождений. Такие структуры представлены кольцевыми, полукольцевыми и радиальными трещинами, которые используются жилообразными, жильными и линзовидными телами или штокверковыми зонами. Подобные примеры известны на Дарасунском и Ключевском золоторудных и Шахтаминском молибденовом месторождениях в Восточном Забайкалье.

Ко второму типу структур относятся сложные комбинированные структуры месторождений, рудные тела которых располагаются как внутри трубок, так и между ними (месторождение Бугдая в Восточном Забайкалье).

К третьему типу относятся внутритрубовые структуры, которые контролируют размещение конусо-, трубо- или штокообразных тел, жил и штокверков, например на месторождениях Актюзского рудного поля и Хинганского месторождения. К этому типу относятся и рудовмещающие структуры месторождения Трибаг в Канаде (см. рис. 6.14). В трубке Бретон на этом месторождении жильные зоны и жилы кварц-халькопирит-пиритового состава контролируются системой куполообразных в разрезе и кольцевых в плане трещин в центральной части трубки (рис. 6.32). С теми же трещинами связана и минерализация цветных металлов, цементирующая пустоты между обломками в брекчиях. Подобные структуры контролируют и рудные тела в трубке Вест того же месторождения (рис. 6.33).

На многих месторождениях (Виктория в США, Илькванг в Южной Корее, Лос-Пиларес в Мексике и др.) оруденение концентрируется на контактах трубок брекчий с вмещающими породами, вблизи зон повышенной трещиноватости, обрамляющих трубки. Эти зоны наряду с повышенной пустотностью (и, следовательно, проницаемостью) брекчий явились факторами контроля рудных тел и на месторождении Кидстон в Австралии (рис. 6.34). Трубка брекчий взрыва диаметром около 1200 м в этом случае залегает на контакте метаморфических пород и прорывающих их докембрийских гранитов. Самые богатые руды на месторождении встречаются у юго-западной границы трубки, в пределах исключительно широкой (до 300 м) зоны трещиноватости. Крупные трещины пересекают вмещающие трубку граниты, сами брекчии и внедрившиеся в нее риолитовые дайки, залегают

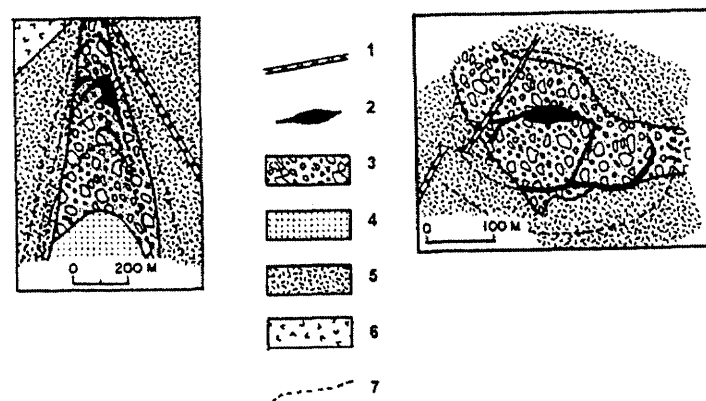


Рис. 6.32. Схематический геологический план горизонта 225 м и разрез трубки брекчий Бретон, показывающие взаимоотношения систем трещин и рудных тел (по М. Блека).

1 — амигдалоидная дайка; 2 — рудные тела; 3 — брекчии; 4 — полевошпатовые порфиры; 5 — граниты; 6 — метавулканыты; 7 — трещины

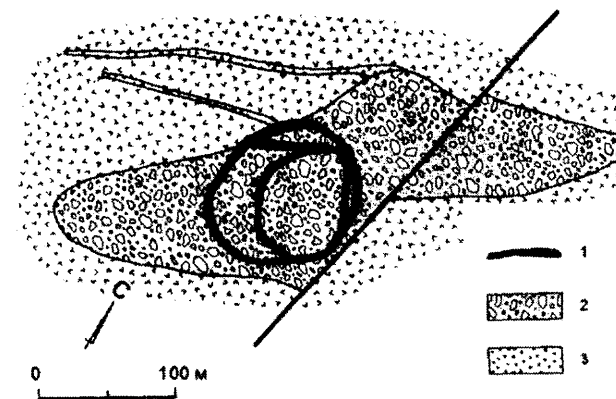


Рис. 6.33. Схематическая геологическая карта трубки брекчий Вест (по Д. Норману и Ф. Сокинсу).

1 — рудные тела; 2 — брекчии; 3 — дайки фельзитов; 4 — метавулканыты; 5 — разлом

с падением в сторону центра трубки и выполнены золотоносными кварцевыми жилами.

Примером штокверковых рудных зон в трубках брекчий являются рудные тела молибденового месторождения Кейв-Пик в Техасе, США (рис. 6.35). Его образование началось внедрением небольшого штока порфировых кварцевых латитов — кварцевых монзонитов палеогенового возраста — в толщу терригенных и карбонатных пород палеозоя и образованием кольцевых и радиальных даек порфировых кварцевых латитов. Позднее в ту же структуру внедрились риодациты и сформировалась трубка брек-

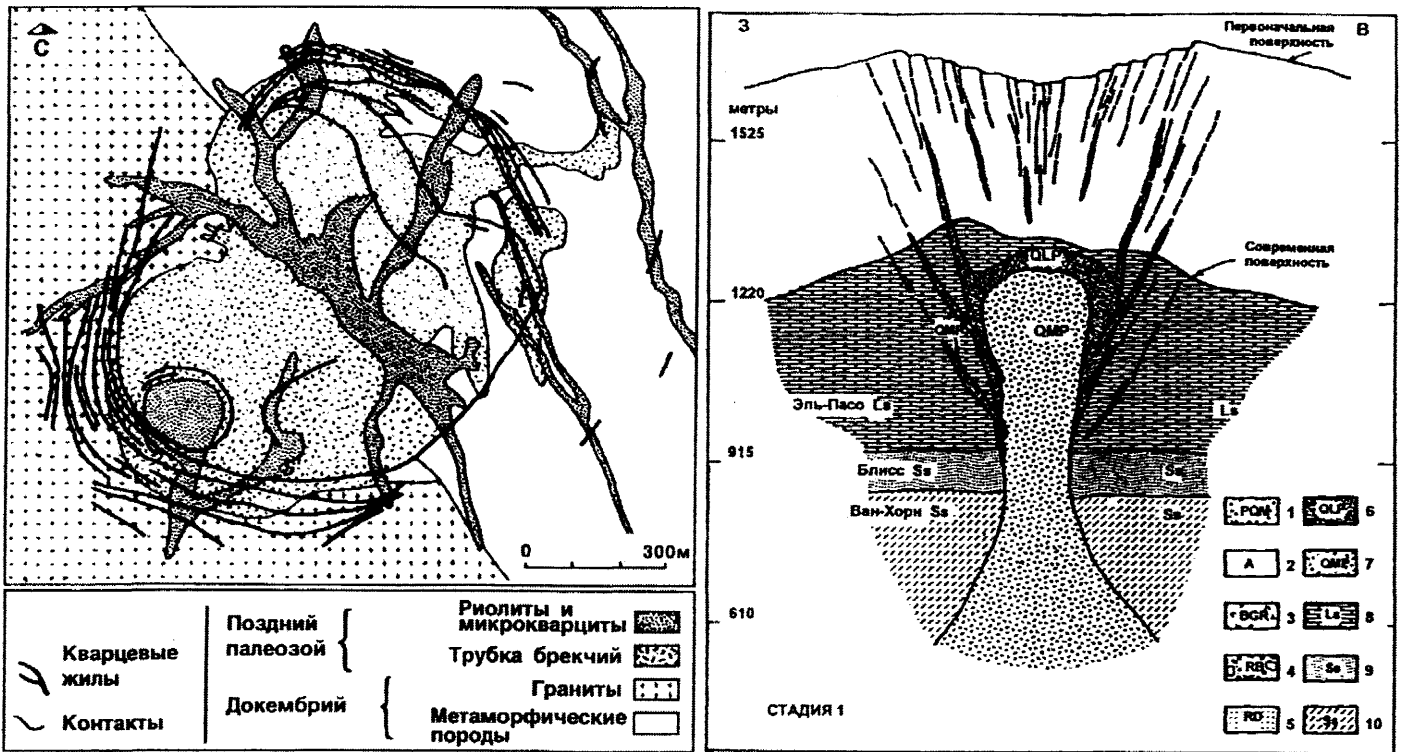


Рис. 6.34. Схематическая геологическая карта трубки брекчий взрыва Кидстон в Австралии, показывающая положение постбрекчиевых даек, а также золотоносных жил в кольцевых нарушениях (по Дж. Бейну и др.)

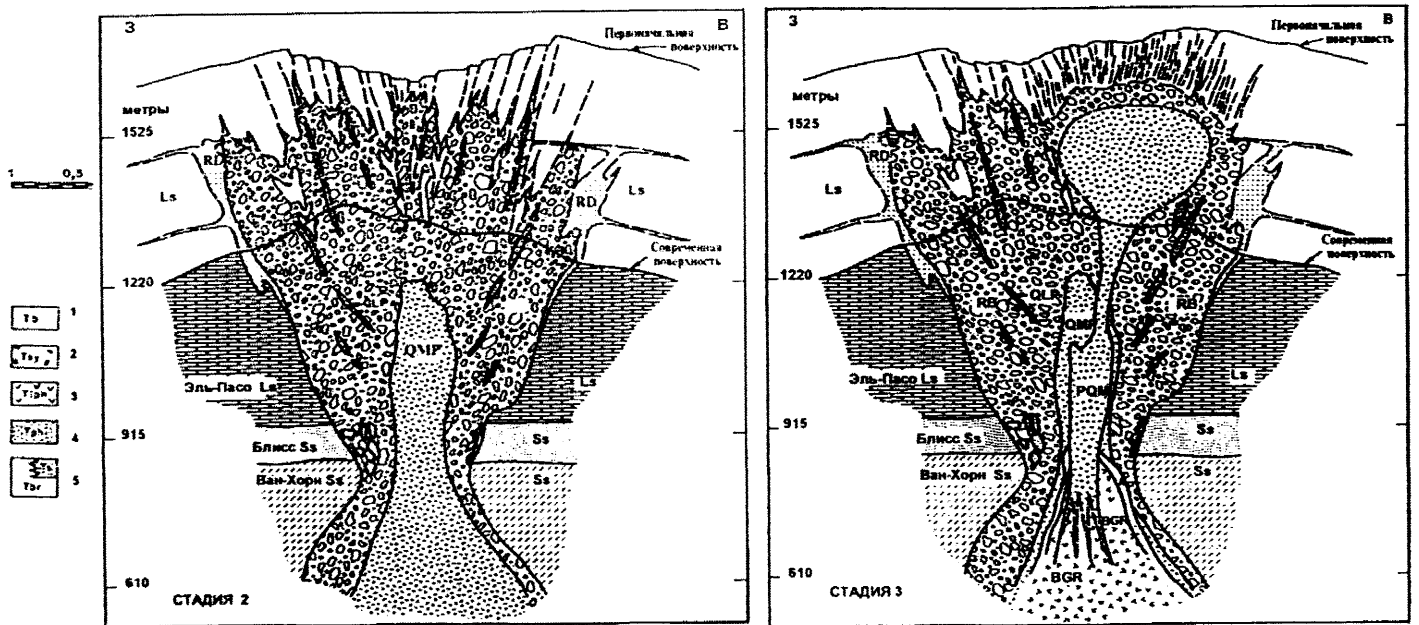


Рис. 6.35. Стадии формирования геологической структуры молибденового месторождения Кейв-Пик в трубке взрыва (по Дж. Шарпу). Стадия 1: внедрение тела порфировых кварцевых монзонитов в полого залегающие осадочные породы палеозоя. Стадия 2: внедрение риолитов и образование трубки брекчий под действием летучих, проникавших в породы палеозоя и кварцевые монзониты. Стадия 3: внедрение биотитовых гранит-порфиров, аплитов

чий, в которых в виде обломков присутствовали осадочные породы палеозоя, а также порфиновые кварцевые латиты — кварцевые монзониты первой фазы внедрения. В нижнюю часть трубки брекчий после этого внедрилось тело биотитовых гранит-порфиров, с которыми генетически связана штокверковая и вкрапленная молибденовая минерализация, развитая как в самих гранитах, так и особенно над ними, в верхней части трубки брекчий. Последняя фаза внедрения на месторождении представлена телом последрудных порфиновых кварцевых монзонитов, не несущих промышленной минерализации.

На Булуктаевском молибден-вольфрамовом месторождении в Юго-Западном Забайкалье флишоидные отложения нижнего кембрия смяты в складки и прорваны палеозойскими габброидами и кварцевыми монзонит-сиенитами, а также мезозойскими аляскитами и связанными с ними дайками. Молибден-вольфрамовое оруденение сосредоточено в трубке взрыва и в ее ближайшем экзоконтакте (рис. 6.36). Трубка находится в краевой части массива верхнепалеозойских монзонит-сиенитов, вблизи их контакта с мезозойскими аляскитовыми гранитами. Она имеет округлое горизонтальное сечение диаметром 107—120 м, в целом столбообразную форму, наклонена под углом около 70° и прослежена на глубину до 300 м. Трубка сложена брекчиями с преобладающими обломками метаморфизованных осадочно-эффузивных пород и

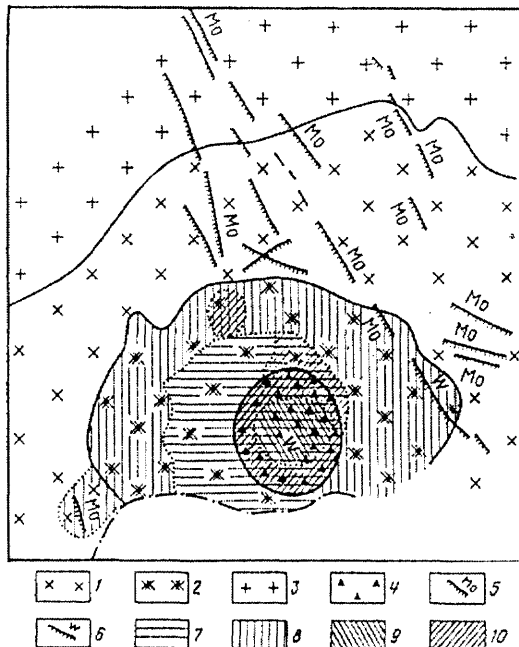


Рис. 6.36. Схема размещения оруденения на Булуктаевском вольфрам-молибденовом месторождении (по Г.И. Туговику).

1 — палеозойские монзониты; 2 — брекчированные и мусковитизированные монзониты; 3 — мезозойские аляскитовые граниты; 4 — полимиктовые брекчии трубки взрыва; 5 — кварц-молибденитовые жилы; 6 — кварц-гюбнерит-молибденитовые жилы; 7 — убогая молибденитовая минерализация; 8 — молибденитовая минерализация; 9 — убогая вольфрамовая минерализация; 10 — вольфрамовая минерализация

реже встречающимися фрагментами монзонит-сиенитов, гранит-порфиров, диорит-порфиров, лампрофиров. На месторождении известны жилы и прожилково-вкрапленное оруденение. Штокверк захватывает оруденелую брекчию трубки и прилегающие к ней брекчированные сиенит-монзониты. В распределении минерализации вокруг трубки взрыва устанавливается отчетливая горизонтальная зональность. В пределах трубки и окружающих брекчированных монзонит-сиенитов она концентрическая. На большей части ее площади располагается оруденение с низкими содержаниями вольфрама, а в эндо- и экзоконтакте трубки устанавливается кольцевая зона с высоким содержанием металла. Последняя, в свою очередь, в зоне брекчированных монзонит-сиенитов окаймляется зоной убогого молибденового оруденения, а на еще большем удалении от трубки — кольцевой зоной с богатым молибденовым оруденением. Таким образом, непосредственно в трубке взрыва и в ее ближайшем экзоконтакте наблюдается концентрическая зональность в распределении оруденения, определяемая серией кольцевых разрывов.

Специфическим типом структур являются кимберлитовые и лампроитовые трубки взрыва. Они представляют собой разнообразные по конфигурации трубчатые тела конусовидной формы, обращенные вершиной вниз, у многих трубок в верхней части резко расширяющийся кверху кратер. В поперечном сечении они бывают округлыми, овальными или удлиненными или сильно вытянутыми и по простиранию иногда переходят в дайки. Площадь таких диаметров вблизи поверхности колеблется от 0,01 до 141,6 га. С глубиной убывает площадь поперечного сечения трубок и происходит их превращение в дайки. Вмещающие породы около кимберлитовых трубок обычно дислоцированы и, как правило, наклонены в стороны от контактов, реже — по направлению к трубке. В экзоконтактах диаметров развиты зоны дробления, образование которых принято связывать с процессами формирования жерл. Трещины кольцевой и радиальной систем в пределах этих зон нередко выполнены многочисленными мелкими дайками кимберлитов и лампроитов, не выдержанных по мощности и простиранию. Для внутреннего строения кимберлитовых и лампроитовых диаметров характерно наличие первичных структур течения (в массивных кимберлитах и эруптивных брекчиях) и первичных трещин отдельности (поперечных, продольных, пластовых).

Примером кимберлитовых трубок брекчий является трубка Карпинская-1 в Архангельской области (рис. 6.37). В плане ее размеры 380×320 м, площадь 10,4 га, она прослежена до глубины 700 м. В верхней части находится четко выраженный раструб

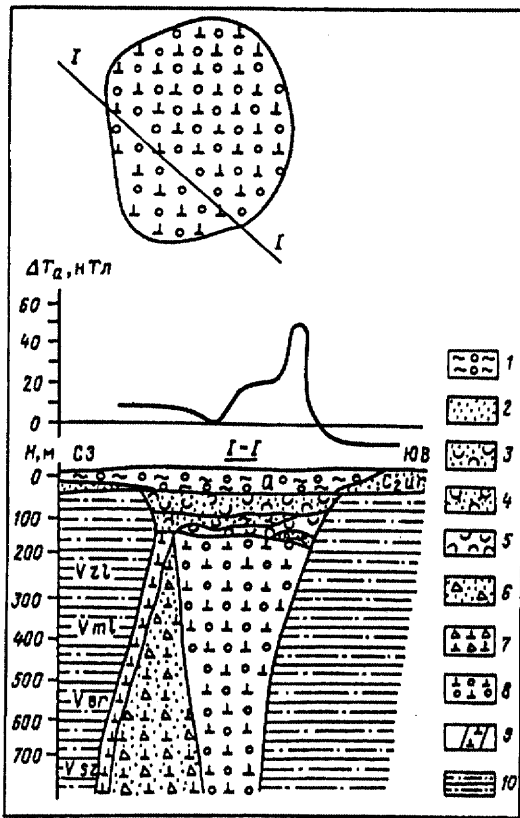


Рис. 6.37. Схематический план и геологический разрез кимберлитовой трубки Карпинская-1 (по А.Д. Харькиву и др.).

1 — современные отложения; 2 — песчаники урузгской свиты среднего карбона; 3—6 — породы кратерной фации: 3 — песчаники с примесью кимберлитового материала, 4 — туффиты, 5 — туфопесчаники, 6 — брекчии осадочных пород; 7—9 — кимберлитовые породы: 7 — ксенотуфобрекчия, 8 — автолитовая брекчия, 9 — дайки туффизитов; 10 — глинисто-песчаные породы венда

протяженностью по вертикали 200 м, угол наклона стенок кратера 55—65°. Кратерные образования представлены верхней вулканогенно-осадочной и нижней туфогенной пачками, а жерло сложено ксенотуфобрекчиями и автолитовыми брекчиями.

6.3. ВУЛКАНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Вулканогенные структуры наиболее типичны для зон тектоно-магматической активизации, а также срединно-океанических хребтов и спрединговых окраинных морей, энсиматических и энсиалических островных дуг (по А.А. Ковалеву). И.В. Лучицким (1971) были выделены две основные группы вулканических форм: аккумулятивные (положительные) и деструктивные (отрицательные). К первым отнесены вулканические конусы (стратовулканы, щитовые вулканы, вулканические плато, лавовые и экструзивные вулканические купола), а во вторую группу включены кальдеры (эксплозивные и обрушения), вулканотектонические структуры (троги, грабены, депрессии), маары, криптовулкани-

ческие и другие структуры. Эта классификация позднее была усовершенствована Г.Ф. Яковлевым (1968, 1978) на основе исследований многочисленных вулканогенных месторождений и рудных полей колчеданного и других типов. Ниже при характеристике вулканогенных структур рудных полей будет использована с некоторыми изменениями именно эта классификация.

6.3.1. Положительные (аккумулятивные) структуры

Вулкано-купола. Под вулкано-куполами обычно понимают положительные вулканогенные структуры различного размера (как правило, с основанием диаметром до 10—15 км), обладающие куполовидной формой, сложенные вулканитами среднего и кислого состава (эффузивными, пирокластическими, экструзивными, жерловыми и субвулканическими фациями), которые переслаиваются с подчиненными осадочными образованиями. Такие структуры могут вмещать рудные поля. К этой категории относятся, например, стратовулканы и другие вулканические формы центрального типа. Их размещение контролируется зонами длительно развивавшихся синвулканических разломов глубокого заложения. В центральных (осевых) частях структур возрастает количество субвулканических тел, преобладают переслаивающиеся потоки лав, лавобрекчий, пласты туфов (грубообломочных), а горизонты туффитов, вулканогенно-осадочных пород (туфопесчаников, туфогравелитов) редки, прерывисты и обладают небольшой мощностью. Количество прослоев таких пород и их мощность заметно увеличиваются в периферической части сооружений, где породы околожерловой и промежуточной зон сменяются фациями удаленной зоны.

Наиболее крупные и сложные стратовулканы образуются на фундаменте осадочных и метаморфических пород, иногда базальтов, слагающих щитовые вулканы. В строении стратовулканов участвуют покровы андезитовых, дацитовых, риолитовых лав, туфы соответствующих составов (особенно крупнообломочные), экструзивные и субвулканические тела, жерловины и неки. Стратовулканы имеют высоту до нескольких сотен метров и пологие (10—40°) склоны. Чаще всего они в той или иной мере подверглись денудации и эрозии и представлены усеченными конусами. В областях подводного вулканизма породы в вершинных частях стратовулканов нередко характеризуются красноцветными изменениями, что свидетельствует о субаэральных обстановках их формирования. С вершинами стратовулканов или верхними частями их склонов нередко связаны известняковые рифовые постройки. Наиболее сложные стратовулканы являются результатом длительного, многоэтапного развития вулканических процессов, могут иметь несколько сближенных жерловин, вы-

полненных несколькими генерациями некков, экструзивных или субвулканических тел. Сложно построенные стратовулканы в своем развитии могли пройти кальдерную стадию, когда в их вершинных частях формировались кратерно-кальдерные депрессии (см. ниже). Со стратовулканами связаны разнообразные по составу вулканогенные колчеданные, а также жильные и штокверковые гидротермальные месторождения различных видов рудного и нерудного сырья.

Вулкано-купольные структуры широко распространены в колчеданосных рудных районах. С синвулканическими разломами, которые являлись при их формировании магмоподводящими, связаны зоны прожилково-вкрапленной минерализации, хорошо проработанные жерловины этих полигенных вулканических центров могут вмещать столбообразные тела сплошных руд, а в осложняющих их вершинных депрессиях могут располагаться пластообразные залежи гидротермально-осадочных руд. К крупным вулкано-купольным структурам приурочены Гайское месторождение, Сибайское и Учалинское рудные поля на Урале с медно-колчеданными месторождениями, Тишинское, Николаевское, Камышинское рудные поля с колчеданно-полиметаллическими месторождениями на Рудном Алтае, колчеданосный район Западная Шаста в Калифорнии и другие объекты.

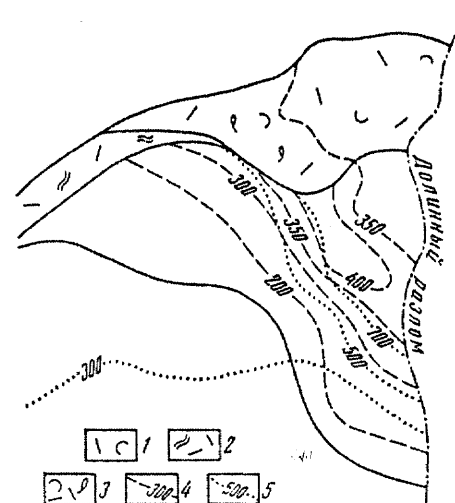
Своеобразными чертами обладают экструзивно-лавовые купола, которые представляют собой совокупность последовательно сформировавшихся экструзивных куполов, сравнительно редких потоков лав и прослоев туфов. Входящие в их строение экструзивные купола могут быть различны по размеру, разнообразны по морфологии и внутреннему строению. От стратовулканов такие купола отличаются тем, что в их строении намного меньшим распространением пользуются лавовые потоки, что может быть связано с повышенной вязкостью кислых лав и предпочтительным образованием ими экструзивных тел. С вулкано-купольными структурами этого типа связаны многие вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения Лениногорского рудного района на Рудном Алтае (Тишинское, Стрежанское, Шубинское).

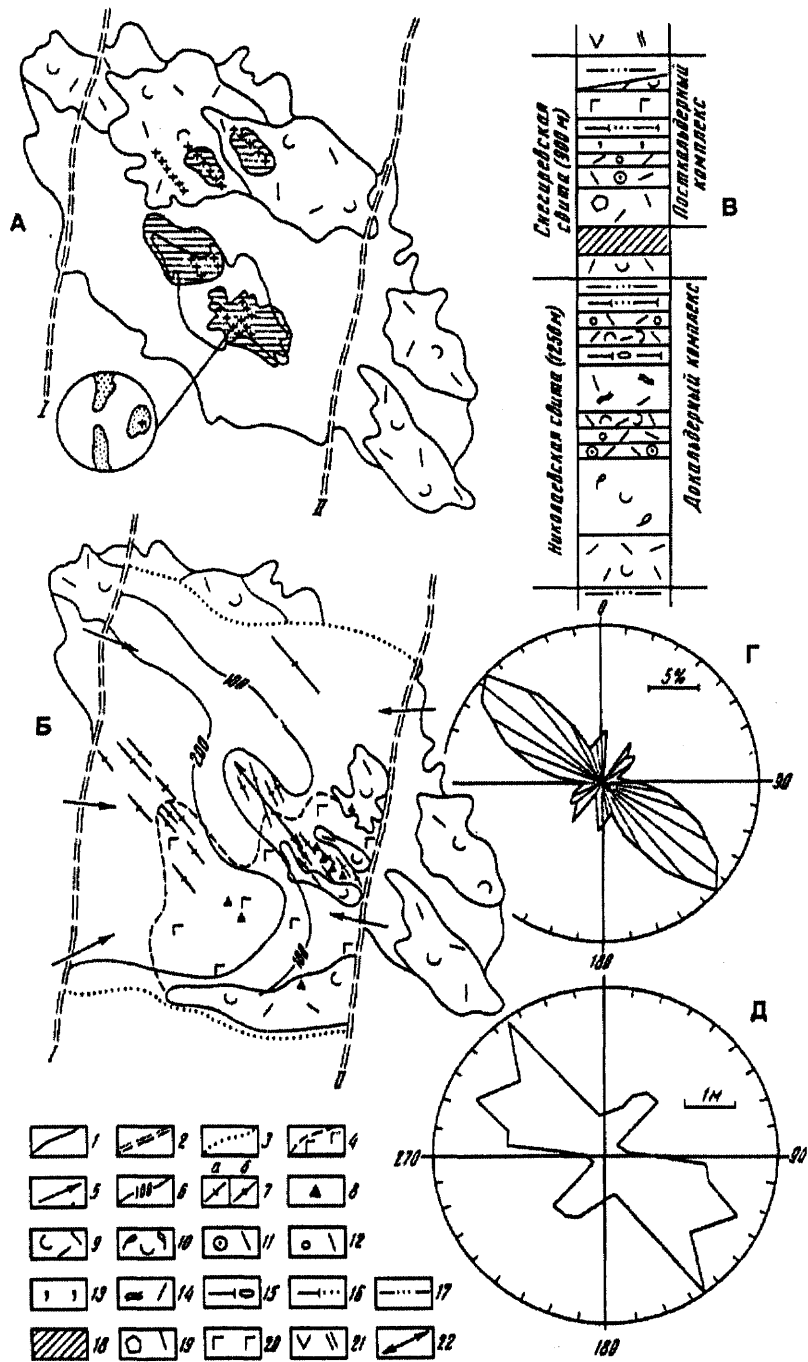
На склоне экструзивно-лавового купола располагается ряд рудопоявлений и Николаевское месторождение одноименного рудного поля в Прииртышском районе Рудного Алтая. В этом районе стратовулканы и экструзивно-лавовые купола являются наиболее крупными из локальных рудоносных вулканогенных структур. Их размещение определялось системой север-северо-восточных длительно развивавшихся разломов. Диаметр этих структур мог достигать 4—10 км, а высота — нескольких сотен тысяч метров. Они сложены в основном фациями жерловой и околожерловой зон вулканизма: лавами, лавобрекчиями, экструзивными породами, грубообломочными туфами кислого состава с редкими пачками вулканомиктовых и осадочных пород, доля которых на флангах вулканических построек резко увеличивается, размер обломков в этих образованиях с удалением от жерловой зоны палеовулканов постепенно уменьшается. Важная особенность всех стратовулканов — проявление кислого вулканизма преимущественно в пирокластической и особенно экструзивной форме. Так, наиболее изученный Северо-Николаевский стратовулкан (рис. 6.38), по существу, представляет собой скопление экструзивных тел риолитов различного масштаба средне-позднефранского возраста, располагающихся в зоне сближенных крупных синвулканических нарушений субмеридионального простирания. Судя по картам в изопахитах экструзивно-лавовых образований и вулканогенной свиты в целом, экструзивы образуют в пределах вулканической постройки цепочки, вытянутые на северо-запад в направлении оси σ_3 регионального поля напряжений, на фоне которого они формировались (рис. 6.39). Со стратовулканами и экструзивно-лавовыми куполами так или иначе связаны все промышленные месторождения Прииртышского рудного района. В большинстве случаев они приурочены к кальдерообразным депрессиям, осложняющим палеовулканические постройки (например, Камышинское и Артемьевское месторождения), но в ряде случаев пласто- или линзообразные рудные тела располагаются непосредственно на их склонах (Николаевское месторождение). Строение подрудных штокверковых зон указывает на то, что рудоподводящими структурами служили, по существу, те же самые разрывные нарушения северо-западной ориентировки, которые играли и роль магмоподводящих каналов.

звивными породами, грубообломочными туфами кислого состава с редкими пачками вулканомиктовых и осадочных пород, доля которых на флангах вулканических построек резко увеличивается, размер обломков в этих образованиях с удалением от жерловой зоны палеовулканов постепенно уменьшается. Важная особенность всех стратовулканов — проявление кислого вулканизма преимущественно в пирокластической и особенно экструзивной форме. Так, наиболее изученный Северо-Николаевский стратовулкан (рис. 6.38), по существу, представляет собой скопление экструзивных тел риолитов различного масштаба средне-позднефранского возраста, располагающихся в зоне сближенных крупных синвулканических нарушений субмеридионального простирания. Судя по картам в изопахитах экструзивно-лавовых образований и вулканогенной свиты в целом, экструзивы образуют в пределах вулканической постройки цепочки, вытянутые на северо-запад в направлении оси σ_3 регионального поля напряжений, на фоне которого они формировались (рис. 6.39). Со стратовулканами и экструзивно-лавовыми куполами так или иначе связаны все промышленные месторождения Прииртышского рудного района. В большинстве случаев они приурочены к кальдерообразным депрессиям, осложняющим палеовулканические постройки (например, Камышинское и Артемьевское месторождения), но в ряде случаев пласто- или линзообразные рудные тела располагаются непосредственно на их склонах (Николаевское месторождение). Строение подрудных штокверковых зон указывает на то, что рудоподводящими структурами служили, по существу, те же самые разрывные нарушения северо-западной ориентировки, которые играли и роль магмоподводящих каналов.

Рис. 6.38. Структура Северо-Николаевского экструзивно-лавового купола на Рудном Алтае в изолиниях мощности экструзивных тел и суммарной мощности экструзивно-лавовых образований николаевской свиты среднего—верхнего франа (по А.Л. Дергачеву, В.И. Старостину).

1—3 — выходы на поверхность пород николаевской свиты: 1 — экструзивных риолитов, 2 — риолитовых флюиальных лав, 3 — лавобрекчий риолитов в составе экструзивных тел; 4 — изопахиты экструзивных куполов; 5 — изопахиты экструзивно-лавовых образований Северо-Николаевского стратовулкана



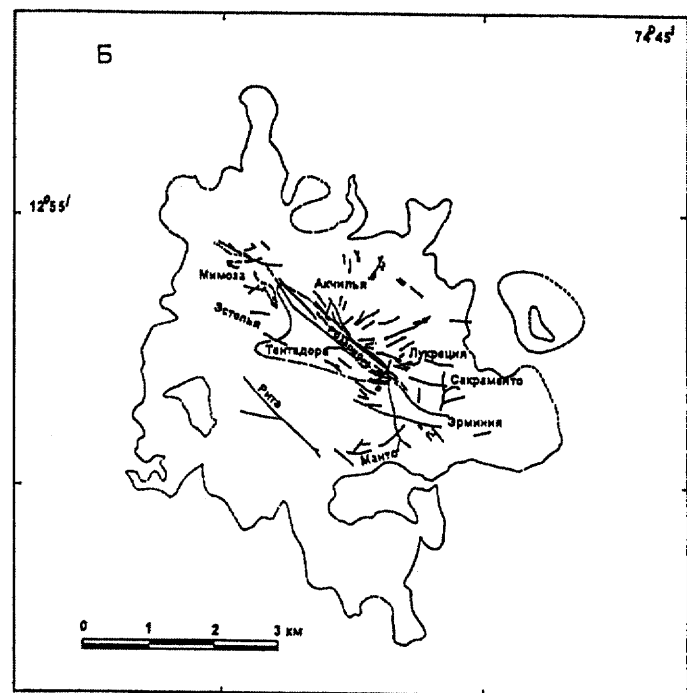
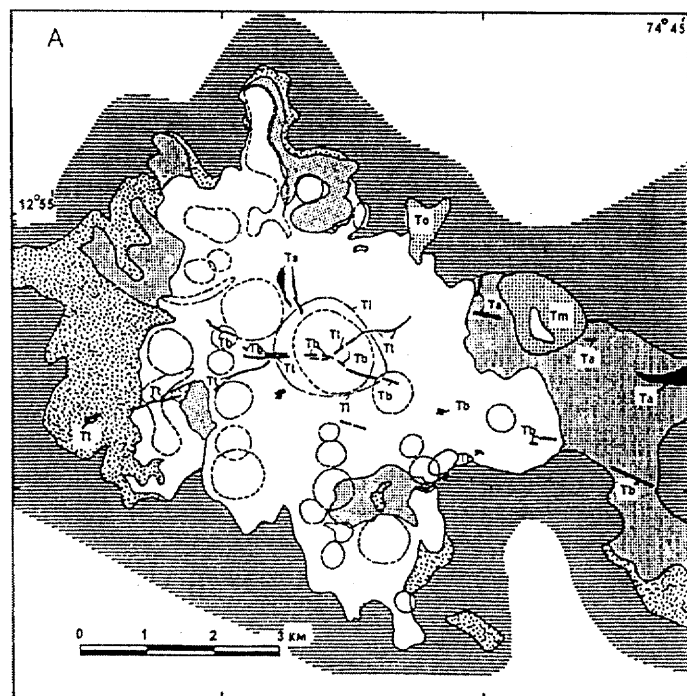


Другим примером рудоносных структур этого типа является стратовулкан Хулкани в Перу, с которым связаны восемь жильных полиметаллических (Ag—Bi—Pb—Cu—W—Au) месторождений (Эрминия, Мимоза, Тентадора и др.). Стратовулкан заложился в позднем миоцене (около 10 млн л.н.) на фундаменте, сложенном смятыми в складки породами палеозоя и мезозоя, и располагается на пересечении крупных разломов север-северо-восточного и запад-северо-западного простирания, амплитуда вертикальных движений по которым достигала 1000 м. Стратовулкан сложен риолитовыми и риодацитовыми экструзивными куполами, по периферии которых распространены лавы, и рассекается многочисленными дайками (рис. 6.40). На его флангах преобладают пирокластические породы, в том числе отложения пепловых потоков, и скопления обломочного материала, образовавшегося при разрушении вулканической постройки. На завершающей стадии развития стратовулкана подъем магмы вызвал куполообразование в верхней части, непосредственно над старым эксплозивным жерлом и пересечением крупных разломов (зоной повышенной проницаемости). При этом на площади диаметром 1,5 км сформировалась система радиальных трещин отрыва и небольших разломов, которые были выполнены многочисленными дайками туффизитов и магматических брекчий. Те же нарушения контролировали зоны гидротермальных изменений пород стратовулкана и практически все главные жилы на месторождениях рудного поля.

Рис. 6.39. История формирования структуры Северо-Николаевского стратовулкана на Рудном Алтае:

А — докальдерная стадия; круговая диаграмма ориентировок сульфидных прожилков отвечает центральной части штокверка; максимумы показаны в контурах изолинии 3%, крестиком обозначена проекция осей столбов отдельности; линии крестиков обозначают предполагаемые места выходов на поверхность гидротермальных источников; Б — посткальдерная стадия; В — стратиграфическая колонка среднефранско-раннефаменских образований базальт-риолитовой формации; Г — роза-диаграмма ориентировок даек риолитового и базальтового составов; Д — роза-диаграмма удельных мощностей даек (цифры — азимуты простирания).

1 — контуры стратовулканов в границах области распространения жерловых и околожерловых фаций; 2 — синвулканические разломы: I — Усть-Таловский, II — Долинный; 3 — границы области развития посткальдерного комплекса; 4 — область распространения эффузивов основного состава; 5 — направление преимущественного сноса материала брекчий; 6 — изопохиты горизонта мегабрекчий, м; 7 — субвулканические дайки основного (а) и кислого (б) составов; 8 — проявления сульфидной минерализации и гидротермально-осадочных пород в посткальдерном комплексе; 9 — экструзивные риолиты; 10 — лавобрекчии риолитов; туфы кислого состава: 11 — бомбовые, 12 — лапиллиевые, 13 — витрокристаллокластические; 14 — флюидальные лавы риолитов; 15 — туфоконгломераты; 16 — туфопесчаники; 17 — переслаивание песчаников и алевролитов; 18 — колчеданно-полиметаллические руды; 19 — оползневые брекчии; 20 — шаровые лавы и туфы базальтов; 21 — лавы андезито-дацитов; 22 — положение магмовыводящего канала докальдерной стадии



Вулкано-биклиальные структуры. К этим структурам А.И. Кривцов (1979) относит положительные вулкано-тектонические и вулканические формы, образующиеся на месте ранее существовавших депрессий вулканического рельефа. Они являются результатом перекомпенсации вулкано-тектонических депрессий и кальдер грубообломочными пирокластическими породами, лавами и лавобрекчиями. При этом понижения палеовулканического рельефа превращались в вулканические гряды или хребты. Зачастую это происходило в зонах перехода от прибрежно-морских к наземным условиям вулканизма.

На Южном Урале (рис. 6.41) такие структуры имеют форму двояковыпуклых линз, их размеры достигают многих десятков километров длиной, 15—20 км шириной при высоте 5 км. Первоначальные нисходящие движения с амплитудой до 5 км происходили по краевым разломам, поэтому такие структуры следует относить к вулкано-тектоническим.

6.3.2. Отрицательные (деструктивные) структуры

Структуры кальдер. Кальдеры представляют собой округлые или овальные отрицательные вулканические структуры, которые возникают в результате просадки вулканической постройки. Обрушение кальдер происходит по кольцевым или дугообразным разломам, причем амплитуда проседания может изменяться от нескольких сотен до 1500—2000 м. Их образованию нередко предшествуют мощные выбросы лавового и пирокластического материала, объем которых может достигать многих кубических километров. Это приводит к частичному опустошению периферического магматического очага, находящегося на глубинах 3—10 км. Снижение давления магмы в периферическом очаге до уровня ниже литостатического давления и является главной причиной образования кальдер.

Рис. 6.40. А — геологическая карта стратовулкана Хулкани в Перу (по У. Петерсену и др.).

Горизонтальной штриховкой показаны палеозойские, мезозойские и четвертичные породы за пределами вулканического центра; область без крапа соответствует экструзивным куполам и краевым лавовым потокам, а пунктирные линии в ее пределах — контуры установленных куполов; точками показаны потоки брекчий, образующихся при разрушении вулкана; беспорядочно расположенными точками показаны туфы, туфобрекчии и пирокластические брекчии — отложения пепловых потоков; индексами обозначены: То, Тм — поздние экструзивные купола Оркогуази и Мабой; дайки: Тб — Булола-Эстелья, Тт — Тентадора-Антаканча, Тс — Сан-Педро, Та — дайки андезито-базальтов, Тi — область распространения даек брекчий и туффизитов. Б — схема размещения выходящих на поверхность рудных жил и области развития вольфрам-золоторудной минерализации (оконтурена штрих-пунктирной линией) (по У. Петерсену и др.).

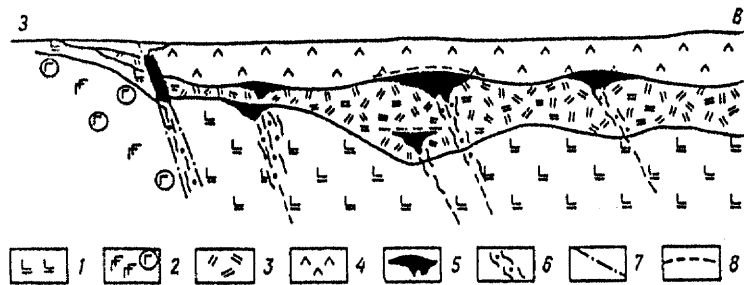


Рис. 6.41. Вулкано-бифуркальная структура медноколчеданного рудного поля на Южном Урале (по А.И. Кривоцу).

1 — вулканические брекчии спилитов; 2 — андезито-базальтовые порфириты; 3 — туфы дацитовых порфиритов; 4 — андезито-дацитовые порфириты; 5—6 — медноколчеданные рудные тела: 5 — сплошных руд, 6 — прожилково-вкрапленных руд; 7 — синвулканические разломы; 8 — зоны повышенного расланцевания и трещиноватости

В пределах кальдер могут произойти новые извержения и сформироваться небольшие, осложняющие их строение вулканические структуры, после чего может последовать новая стадия кальдерообразования. Структуры, в пределах которых после кальдерообразования возобновляются вулканические процессы, получили название ресургентных кальдер. В.А. Невским и М.А. Осиповым (1978) они подразделяются на три типа: 1) для кальдер покровного типа характерно накопление в их пределах после возобновления вулканических процессов лавового и туфогенного материала; 2) в кальдерах вулкано-купольного типа возобновление вулканизма фиксируется образованием в зоне кольцевого разлома трубок взрыва, экструзивных куполов, субвулканических даек и штоков кислого и основного состава; 3) кальдеры взрывного типа обычно выполнены брекчиями взрыва, имеющими гидромагматическое происхождение (по Силлитое, 1985).

Кальдеры характерны для орогенных областей и зон активизации древних платформ и складчатых областей, где с ними бывают связаны месторождения многих видов полезных ископаемых, в том числе свинца, меди и цинка (Николаевское в Приморье, Эль-Тениенте в Чили), урана (Стрельцовское рудное поле в Восточном Забайкалье), бериллия (Агуачилле в Мексике), олова, золота и серебра (месторождения кальдер Сильвертон и Лейк-Сити в США), ртути, флюорита и др.

Г.Ф. Яковлевым (1982) кальдеры проседания подразделяются на вершинные и периферические. Последние характеризуются погружением по кольцевым разломам всего вулканического сооружения или группы вулканов, расположенных над периферическим магматическим очагом. Такие кальдеры часто достигают в поперечнике 30—50 км и ограничиваются кольцевыми или по-

лукольцевыми, дуговидными разломами с крутым залеганием сместителей, которые могут быть наклонены как к центру кальдеры, так и от него. Суммарная амплитуда опускания по ним дна кальдер может достигать многих сотен метров. Важная роль в строении кальдер принадлежит также радиальным разломам, сочетание которых с кольцевыми нарушениями придает всей структуре блоковое, мозаичное строение. Кольцевые, а иногда и радиальные разломы, осложняющие кальдеры, залечиваются субвулканическими дайками разных составов, трассируются небольшими экструзивными куполами. Кальдеры этого типа подразделяются на моногенные и полигенные.

Моногенные периферические кальдеры отличаются сравнительно простым строением блюдцеобразного дна. Они бывают выполнены продуктами посткальдерного вулканизма, среди которых преобладают пирокластические и лавовые образования кислого или среднего состава, залегающие с наклоном к центру кальдеры. Проседание дна кальдеры носит в таких случаях характер одноактного процесса.

Полигенные кальдеры относятся к сложным вулкано-тектоническим структурам и отличаются более длительной историей развития, неоднократным возобновлением в их пределах вулканических процессов, разнообразием состава извергающихся в их пределах продуктов вулканизма, вспышки которого чередуются с повторными обрушениями дна этих структур. Внутреннее строение полигенных кальдер определяется покровами вулканитов, состав которых изменяется от кислого до основного. Отдельные блоки в их пределах могут быть приподняты, и в них может обнажаться довулканический фундамент.

Полигенные кальдеры встречаются на площадях активизированных срединных массивов складчатых областей и активизированных молодых платформ, особенно на пересечениях пересекающих их глубинных разломов, где с ними связаны рудные поля гидротермальных месторождений. Хотя зачастую отдельные месторождения контролируются линейными разломами (скрытыми или сквозными), проявленными в древнем, довулканическом фундаменте, тем не менее исключительно важную роль в размещении месторождений играют и разломы кольцевой и радиальной систем и места их пересечений.

Примером рудного поля, связанного с крупной (16×10 км) кальдерой, является Стрельцовское рудное поле в Восточном Забайкалье (рис. 6.42). Оно располагается в пределах Монголо-Приаргунского срединного массива, захваченного мезозойской тектоно-магматической активизацией. Кристаллический фундамент (нижний ярус) сложен здесь позднепротерозойско-палео-

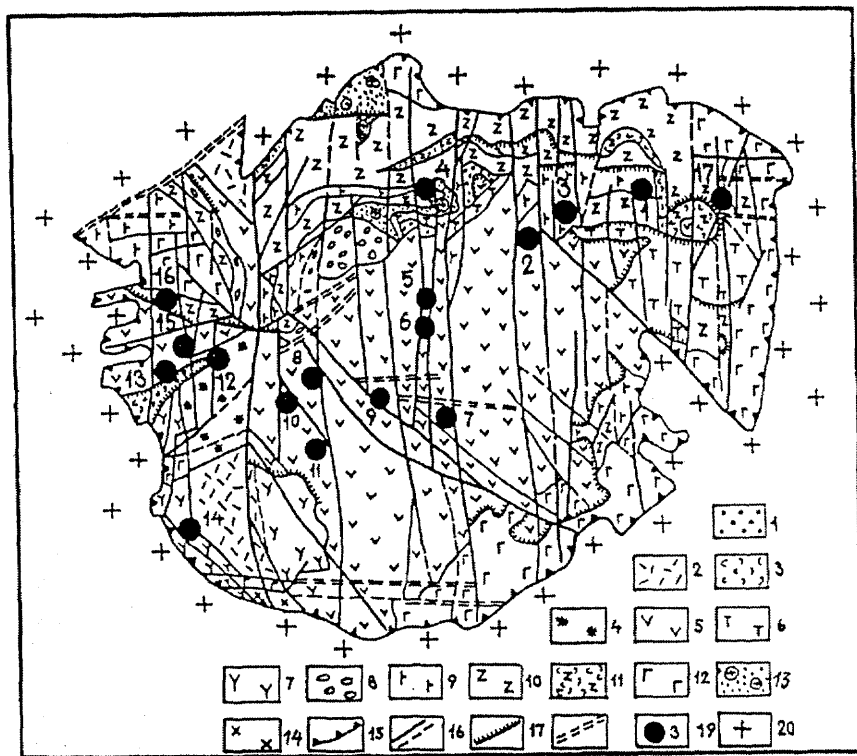


Рис. 6.42. Схема геологического строения Стрельцовского рудного поля (по Л.П. Ишуковой).

1 — песчаники, алевриты, гравелиты; 2 — риолиты и их лавобрекчи покровной фации; 3 — туфы кислого состава; 4 — сферолитовые риолиты; 5 — фельзиты; 6 — крупновкрапленниковые трахиты, андезиты; 7 — риолиты; 8 — конгломераты; 9 — базальты и их лавовые брекчи — средний покров; 10 — трахитациты нижнего покрова; 11 — туфолавы; 12 — базальты нижнего покрова; 13 — базальные конгломераты; 14 — диориты; 15 — разломы, ограничивающие кальдеру; 16 — крутопадающие разломы; 17 — пологопадающие нарушения; 18 — предполагаемые разломы; 19 — урановые месторождения: 1 — Широндукуйское, 2 — Стрельцовское, 3 — Антей, 4 — Октябрьское, 5 — Лучистое, 6 — Мартовское, 7 — Мало-Тулукуевское, 8 — Тулукуевское, 9 — Юбилейное, 10 — Весеннее, 11 — Новогоднее, 12 — Пятилетнее, 13 — Красный Камень, 14 — Юго-Западное, 15 — Жерловое, 16 — Аргунское, 17 — Восточно-Широндукуйское; 20 — породы фундамента

зойскими гранитоидами с ксенолитами архейско-протерозойских гнейсов, амфиболитов и известняков. Верхний ярус представлен верхнеюрско-нижнемеловыми вулканогенными и осадочными породами, которые слагают ряд вулканических и вулканотектонических структур различного типа: кальдер, вулканических куполов и др. Состав вулканитов изменяется от базальтов до риолитов, в их разрезе чередуются лавовые, пирокластические и вулканогенно-осадочные образования. Шестнадцать месторожде-

ний рудного поля приурочены к позднеюрско-раннемеловой вулканотектонической структуре, заложенной на гранито-гнейсовом основании и представляющей собой изометричную в плане кальдеру, ограниченную системой кольцевых сбросов. Кальдера в свою очередь контролируется пересечением древних разломов глубокого заложения меридиональной, северо-восточной и северо-западной систем.

Хорошо изученные примеры полигенных кальдер встречаются в штате Колорадо на западе США в пределах третичного (35—22,5 млн лет) вулканического района Сан-Хуан на площади 120×140 км. Здесь установлены 15 кальдер, с семью из которых связаны многочисленные месторождения золото-серебро-полиметаллических руд. В начале олигоцена здесь на докембрийском метаморфическом фундаменте сформировались вулканы центрального типа. Извержения андезитовой магмы в их пределах 30 млн л.н. сменились выбросами кислых пелловых туфов и почти одновременным проседанием кальдер Анкомпагре и Сан-Хуан, в которых вулканические извержения возобновились. В кальдере Сан-Хуан 27,5 млн л.н. произошел мощный выброс туфов и образовалась кальдера Сильвертон (рис. 6.43). Округлый блок этой кальдеры испытал опускание на 300—800 м по ограничивающим кальдеру сбросам, круто падающим к ее центру. За внешним кольцевым разломом располагается концентрическая зона, где встречаются многочисленные трубки взрыва. Во многих аналогичных кальдерах (в частности, во вмещающих месторождения Цучихата в Японии и Крипл-Крик в США) трубки взрыва встречаются еще и в центральной части кальдер. В самой внешней зоне вокруг кальдеры Сильвертон преобладающим развитием пользуются радиальные нарушения. Значительная часть этих структур отрыва выполнена дайками или многочисленными жильными рудными телами месторождений Кемп-Берд, Идардо и других, причем протяженность даек и жил по простиранию местами достигает 15 км. Некоторые жилы точно следуют по контактам даек, в то время как другие выполняют диагональные или концентрические трещины. Самые высокотемпературные минеральные ассоциации отлагались вблизи кольцевого разлома, который, видимо, играл роль рудоподводящей структуры. В зону кольцевого разлома внедрились многочисленные субвулканические тела кислого состава.

Анкомпагре, Сан-Хуан, Сильвертон и располагающаяся в 7,5 км к северо-востоку от последней (кальдера Лейк-Сити) являются примерами ресургентных вулканокупольных кальдер. Когда давление магмы в очаге возрастало и превышало литостатическое давление, наблюдалось повторное куполообразование в

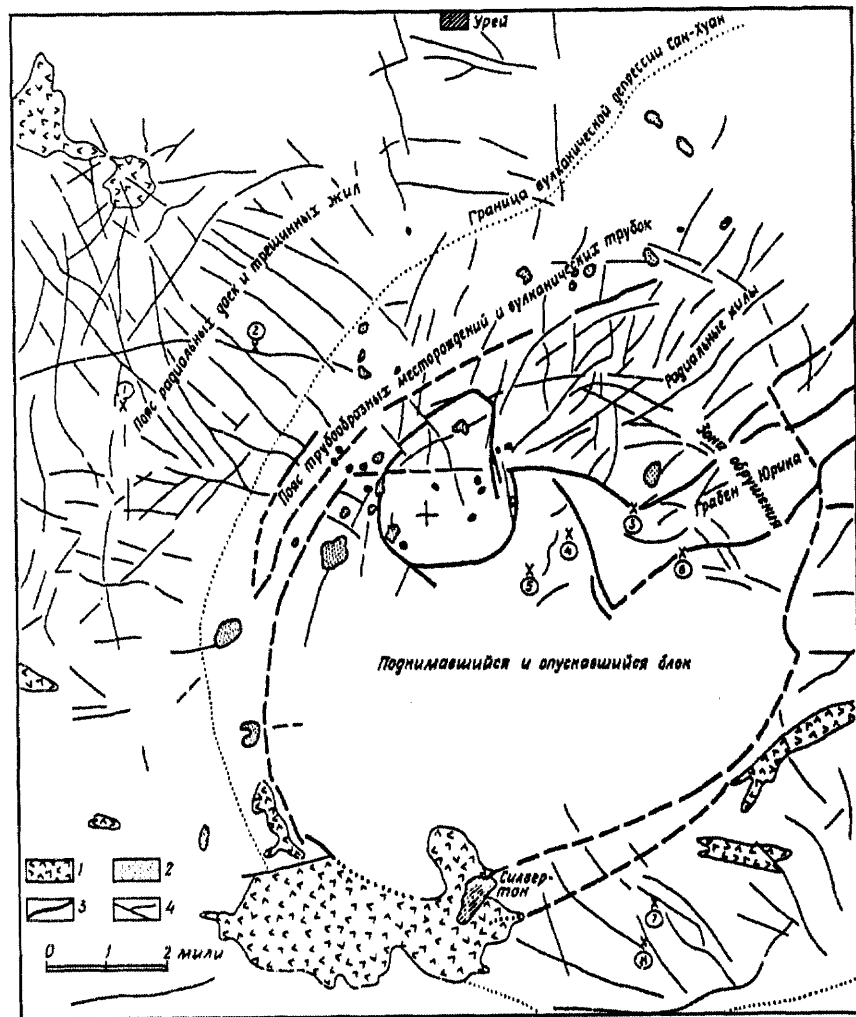


Рис. 6.43. Структурная карта участка кальдеры Сильвертон (по У. Бербанку и Р. Людке).

1 — наиболее крупные интрузивные тела; 2 — вулканические трубки брекчий; 3 — разломы; 4 — дайки и жилы. Цифрами в кружках показаны рудники: 1 — Идарато, 2 — Кэмп-Берд, 3 — Саннисайд, 4 — Голд-Кинг, 5 — Американ-Таннел, 6 — Терри-Таннел, 7 — Шенандо, 8 — Силвер-Лейк

дне кальдер, которое могло сопровождаться образованием грабенов, ограниченных падающими навстречу друг другу сбросами. Если магма находила путь вверх по этим сбросам, возобновлялись вулканические извержения в пределах кальдер. Если магма не извергалась, по разломам внедрялись субвулканические и интрузивные тела. Как показывают примеры кальдеры Сильвертон

и аналогичных структур в соседнем рудном районе Санлайт, такое повторное куполообразование в ресургентных кальдерах неизменно обеспечивало обстановку растяжения в пределах купола, и следовательно, подновление, приоткрывание сформировавшихся ранее радиальных и кольцевых структур. Это делало такие кальдеры проницаемыми для магматических расплавов и гидротермальных растворов. Не случайно поэтому полигенные кальдеры по сравнению с моногенными имеют значительно большее распространение и играют более важную роль в качестве рудоконтролирующих структур. Более того, по мнению некоторых исследователей, при становлении этой и других подобных структур куполообразование предшествовало началу первой вспышки вулканизма и проседанию кальдеры. Подтверждением этому являются характер и взаимное расположение кольцевых, радиальных разломов, центров вулканизма, трубок брекчий и других структур, которые вполне отвечают возникающим над внедряющейся резко удлиненной в вертикальном направлении магматической камерой. Действительно, геофизическими исследованиями в этом районе установлено наличие на глубине крупного батолита, отдельные выступы кровли которого находятся на глубинах 3—7 км.

Вершинные кальдеры типичны главным образом для щитовых вулканов и стратовулканов областей развития основного и среднего, в меньшей степени кислого вулканизма. Они располагаются в центральных частях вулканических построек и соответствуют их вершинным частям. Такие кальдеры также ограничены кольцевыми разломами, но имеют меньшие размеры (до 10—12 км), а их происхождение может быть связано либо с обрушением вершинной части вулкана, либо с вулканическими взрывами (эксплозивные кальдеры). Вершинные депрессии устанавливаются в палеовулканических областях Урала, Северного Кавказа, Рудного Алтая и других районов, где с ними связаны некоторые колчеданные месторождения (например, Сибайское, Блявинское на Южном Урале).

Сибайское медноколчеданное вулканогенное месторождение на Южном Урале, по данным И.Б. Серавкина, приурочено к одноименной вулкано-купольной структуре, вытянутой в меридиональном направлении на 12 км при ширине 2—3 км. Сибайский базальт-риолитовый стратовулкан сформировался на щитообразном основании, сложенном слабо расслоенными базальтами (диабазами) мощностью свыше 1000 м (рис. 6.44). Вулкано-купольная форма стратовулкана обусловлена резким увеличением мощности пород риолито-дацитового состава, плавным увеличением мощности вышележащих пачек кварцевых риолитовых порфиров, базальтов, вулканогенно-осадочных и кремнистых пород,

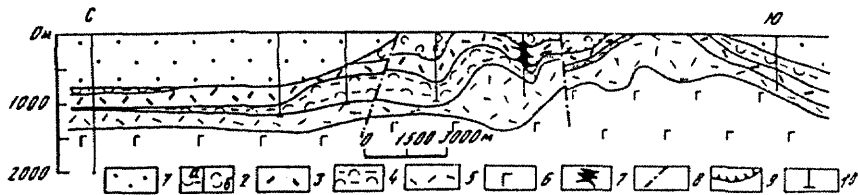


Рис. 6.44. Продольный геологический разрез Сибайского палеовулкана на Урале (по И.Б. Серкину).

1 — флишоидные отложения улутауской свиты (D_2 gv); 2—6 — карамалыташская свита (D_2 ef-gv): 2 — верхняя толща: а — переслаивающиеся вулканогенно-осадочные породы и базальты, б — гиалокластиты и гиалокластогенные тефроиды; 3—5 — контрастная толща: 3 — риолиты, 4 — переслаивающиеся базальты, шаровые афировые базальты и вариолиты, вулканогенно-осадочные и кремнистые породы, 5 — преимущественно экстразивные и эффузивные базокварцевые риолито-дациты; 6 — преимущественно однородные диабазы нижней тощи; 7 — колчеданные залежи; 8 — разломы; 9 — границы основания кальдер; 10 — наиболее глубокие скважины

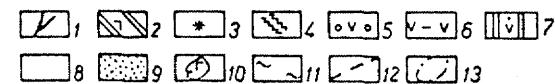
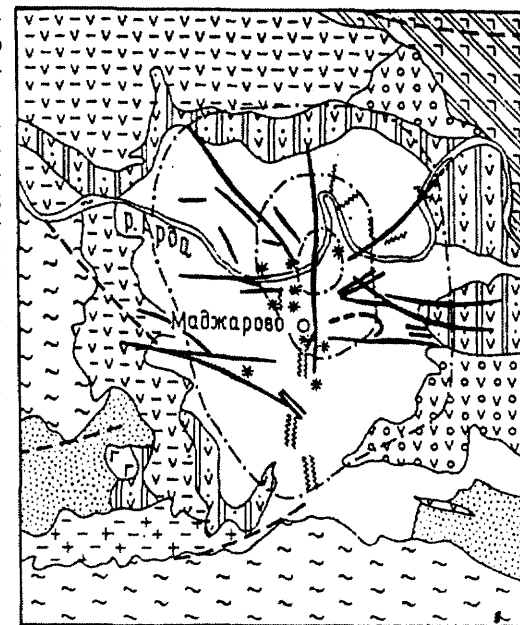
выклиниванием за пределами палеовулкана толщи гиалокластитов, сконцентрированных в кальдере. Три рудные залежи месторождения локализованы в центральной кальдере, осложняющей купольную часть постройки, среди экстразивных риолитов и на контакте их с перекрывающими гиалокластитам. В кальдерообразной депрессии залегают и соседнее Камтаганское месторождение. В пределах палеокальдеры располагаются также многие другие объекты колчеданного типа. К их числу относятся, в частности, Маканское и Узельгинское рудные поля на Урале, где рудные тела контролируются локальными вулкано-купольными структурами (месторождения Новое, Талганское, им. XIX Партсъезда) или депрессиями, расположенными между куполами (Узельгинское, Чебачье, Молодежное месторождения).

В вершинной кальдере обрушения располагается рудное поле свинцово-цинковых месторождений Маджарово в Болгарии. Оно локализовано в протерозойских метаморфических породах (гнейсах, амфиболитах, мраморах) и в палеозойских диабазах, зеленых сланцах и филлитах, прорванных телами ультрабазитов (рис. 6.45). Метаморфические и интрузивные породы перекрыты верхнеэоценовыми и олигоценными осадочными и вулканическими образованиями (андезиты, трахиандезиты и их туфы). Вулканические породы в центральной части района прорваны небольшими штокообразными телами монзонитов, аплитов, которые соответствуют верхней части находящегося на глубине интрузива. Вертикально залегающие рудные жилы выполняют радиальные разломы различной ориентировки, связанные с образованием кальдеры обрушения.

Своеобразным типом структур являются эксплозивные кальдеры, примером которых может служить олигоценная кальдера

Рис. 6.45. Геологическая карта рудного поля Маджарово в Болгарии (по Н.Афанасьевой и др.).

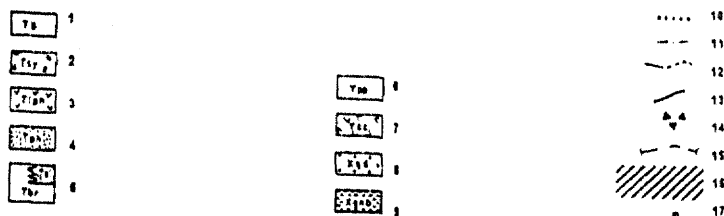
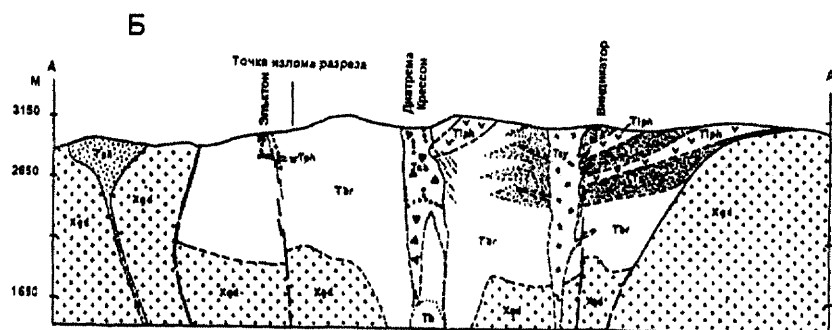
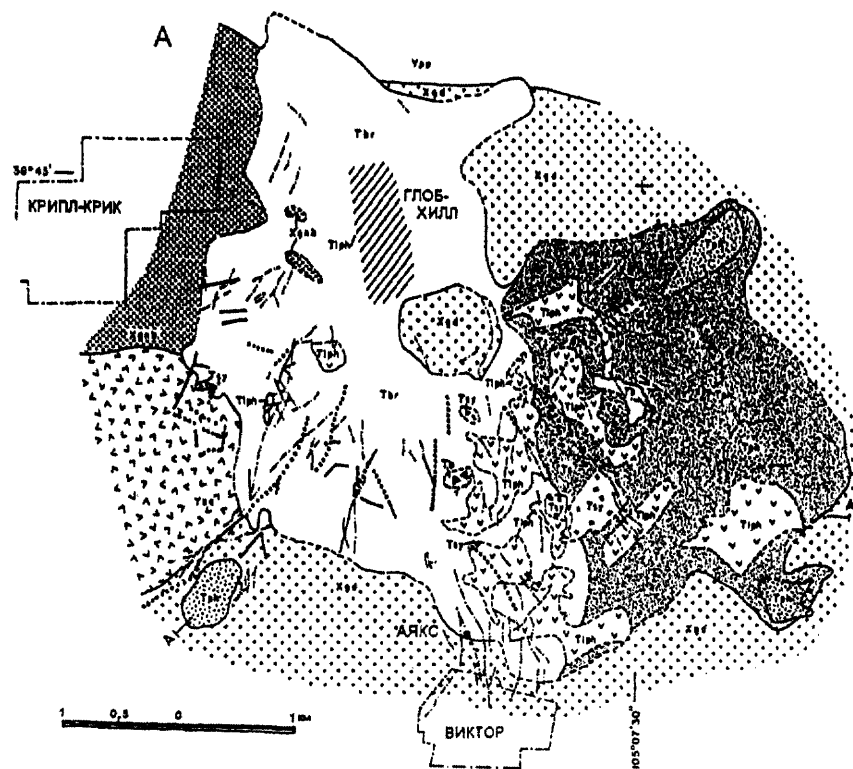
1 — рудные жилы; 2 — верхняя осадочно-туфогенная свита; 3 — гипабиссальные интрузивы; 4 — дайки андезитов; 5 — дациты и их туфы; 6 — андезиты; 7 — андезито-базальты; 8 — трахиандезиты и их туфы; 9 — нижняя осадочно-туфогенная свита; 10 — серпентиниты; 11 — метаморфические породы; 12 — тектонические нарушения; 13 — контур кальдеры



Крипл-Крик в США с золоторудными месторождениями. Кальдера заложилась на докембрийском фундаменте.

В ее строении принимают участие эксплозивные (гидромагматические, по Р. Силлитое) брекчии мощностью до 1000 м, интродуцированные телами фonoлитов, сиенитов и щелочных базальтов, а также трубками брекчий (рис. 6.46). Гидромагматические брекчии выполняют неправильную чашеобразную впадину, имеющую три углубления дна, и состоят из мелких (0,5—3 мм) обломков полевого шпата, кварца и разнообразных пород, как докембрийских, так и третичных. На востоке и севере кальдеры брекчии чередуются в разрезе с аллювиальными и озерными осадками. Их присутствие указывает на кратковременность и неоднократность вспышек эксплозивного вулканизма, которые сопровождалась выбросом огромного количества пеплового материала, просадками дна кальдеры и внедрением интрузивных тел. Месторождения кальдеры представлены протяженными на глубину жилами, пересекающими как гидромагматические брекчии, так и докембрийский фундамент (месторождение Аякс), или располагаются в интрузивных телах латитов-фолонитов, подвергшихся гидротермальному брекчированию (месторождение Глоб-Хилл).

Структуры межвулканических депрессий характеризуются размерами до 10—12 км, располагаются между вулкано-купольными структурами (стратовулканами), которые являлись центрами кислого вулканизма. Такие депрессии были выражены отрицатель-



ными формами древнего рельефа и выполнены преимущественно туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми отложениями удаленных фаций, наряду с которыми накапливались глинистые, кремнистые и известковистые осадки. В пределах таких депрессий на удалении от вулканических центров в колчеданосных районах могут встречаться залежи гидротермально-осадочных руд (например, Рубцовское и Таловское месторождения на Рудном Алтае).

Структуры скрыто-вулканических депрессий называются еще криптовулканическими и связаны не с вулканизмом, а с подземными взрывами, при которых образовывались приповерхностные или гипабиссальные трубки взрыва. В связи с прорывами флюидов из магматических камер форма последних изменялась, происходили просадки их кровли, выраженные на поверхности проседанием блоков и образованием депрессий (кольцевых или грабенообразных). Эти блоки осложнялись также линейными, кольцевыми и радиальными разломами. К разломам, оперяющим их трещинам и узлам их пересечений бываю приурочены жильные и метасоматические месторождения в трубках взрыва, которые являются наиболее характерными проявлениями магматизма на площади криптовулканических депрессий.

6.3.3. Вулкано-корневые структуры

При низком эрозионном срезе вулкано-корневые структуры проявляют себя полями развития жерловин, субвулканических и гиповулканических тел. Эти тела прорывают толщи вулканогенно-осадочных пород нижней части разреза вулканических построек, а в некоторых случаях — более древние породы довулканического фундамента. В некоторых палеовулканических провинциях они образуют пояса или линейные зоны, контролируемые разломами глубокого заложения.

Со структурами этого типа бывают связаны гидротермальные месторождения золота, цветных металлов, флюорита и других видов полезных ископаемых. Рудные тела располагаются в зонах эндо- или экзоконтактов субвулканических или гиповулканических тел (например, штокверковые руды месторождения Яман-

Рис. 6.46. Геологическая карта (А) и разрез (Б) района Крипл-Крик, США (по Т. Томпсону и др.).

1—5 — третичные породы эксплозивной кальдеры Крипл-Крик: 1 — щелочные базальты, 2 — сиениты, 3 — латиты-фонолиты, 4 — фонолиты, 5 — брекчии Крипл-Крик (Твр) и озерные и аллювиальные отложения; 6—9 — докембрийские породы: 6 — граниты Пайкс-Пик, 7 — кварцевые монзониты Крипл-Крик, 8 — гранодиориты, 9 — биотитовые гнейсы; 10 — дайки; 11 — жилы; 12 — контакты (показаны пунктиром, если их положение показано приблизительно, и точками, если они находятся под чехлом более молодых отложений); 13 — разломы; 14 — брекчии; 15 — линия разреза; 16 — зона распространения тел гидротермальных брекчий; 17 — шахты

Касы на Южном Урале), а также в зонах разломов и трещин кольцевой и радиальной систем (например, месторождение Хонгор-Урх в Монголии).

На востоке Монголии в пределах сравнительно просто построенного моногенного стратовулкана Хонгор-Урх располагается Хонгорское рудное поле с гидротермальными флюоритовыми месторождениями. Стратовулкан заложен на фундаменте протерозойских сланцев с прослоями мраморизованных известняков и сложен породами верхней юры—раннего мела. С этим центром вулканизма связана система радиальных и дугообразно-концентрических трещин, разбивших площадь рудного поля на ряд секториальных блоков (рис. 6.47). Вследствие дифференцированных блоковых перемещений различной амплитуды, а также в результате эрозионных процессов на поверхность в настоящее время выходят различные породы. В западной и восточной частях вулканической постройки развиты покровы кварцевых латитов, а в северной — трахиандезиты, их агломератовые туфы, а также базальты, андезито-базальты, их туфо- и лавобрекчии. Кратер вул-

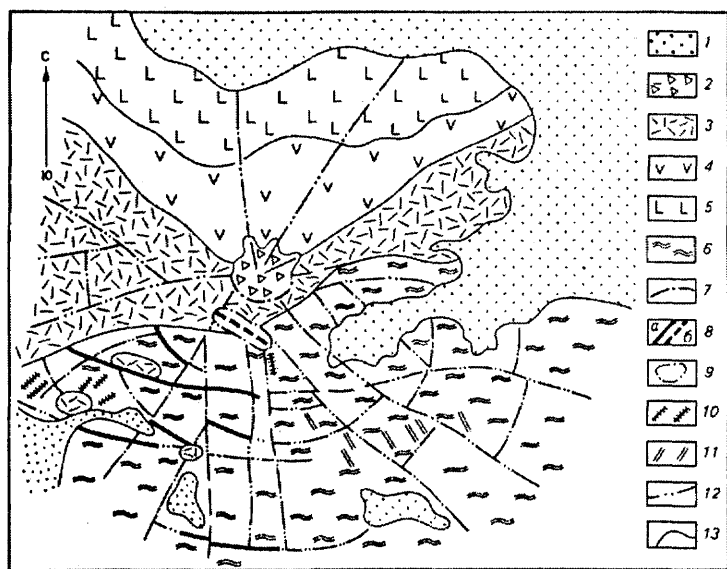


Рис. 6.47. Схема геологического строения вулканотектонической структуры Хонгор-Урх в Монголии (по Ш. Батжаргалу и Ж. Лхамсурэну).

1 — четвертичные отложения; позднеюрско-раннемеловые отложения: 2 — дациты, дацит-порфиры, 3 — трахириолиты, кварцевые латиты (покровы и субвулканические тела), 4 — трахиандезиты, их агломератовые туфы, 5 — базальты, андезито-базальты, их лаво- и туфобрекчии; 6 — докембрийские слюдисто-глинистые сланцы с прослоями известняков; 7 — вторичные кварциты; 8 — кварц-флюоритовые рудные тела: а — установленные, б — предполагаемые; 9 — площадь развития каолиновой минерализации; дайки: 10 — кислого состава; 11 — основного состава; 12 — разрывные нарушения; 13 — геологические границы

кана диаметром 150 м сложен экструзивным телом дацитов. В разных направлениях от него расходятся тела автомагматических брекчий и туфобрекчий, линейных зон окварцованных пород. По южной бровке кратера также отмечаются выходы вторичных кварцитов, слагающих внежерловое внутреннее кольцо радиусом около 1 км. В южной части стратовулкана обнажается его корневая зона, сложенная породами довулканического фундамента, которые прорваны субвулканическими телами трахипаритов, кварцевых латитов, дайками кислого состава. Среди них располагается дугообразная зона гипогенного каолина и серия жильных флюоритовых месторождений рудного поля, выполняющих разломы концентрической системы.

6.4. ВУЛКАНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Детальная классификация вулканогенных структур месторождений разработана В.И. Смирновым (1965) и Г.Ф. Яковлевым (1968, 1982). В основу классификации положена вертикальная зональность размещения продуктов вулканизма по отношению к магматическому очагу, а также латеральная зональность их распространения по отношению к центрам активного вулканизма.

В вертикальном разрезе выделяются следующие зоны: 1) поверхностная—приповерхностная (до глубины нескольких десятков метров), 2) субвулканическая (до глубин несколько сотен—тысяча метров), 3) гиповулканическая (глубже 1000 м). В первой из них распространены поверхностные фации вулканитов: лавы, туфы, экструзивные образования, вулканогенно-осадочные породы. Во второй и третьей зонах концентрируются субвулканические и гиповулканические тела, некки, отвечающие корневым частям вулканов.

В латеральном направлении по мере удаления от активных вулканических центров последовательно сменяют друг друга жерловая—околожерловая, промежуточная и удаленная зоны, различающиеся по набору фаций слагающих их вулканогенных образований.

Размещение вулканогенных структур различных типов в целом хорошо отвечает отмеченным выше вертикальной и латеральной зональностям распределения образующих их вулканогенных пород. Это позволяет подразделять их на структуры внутриэффузивных зон, жерловых—околожерловых (вулканические жерла, вулканические купола, локальные вулканические биклинали, локальные вулканодепрессионные структуры) и субвулканических.

В строении вулканогенных структур всех перечисленных типов важная роль принадлежит синвулканическим разломам и трещинам.

6.4.1. Структуры внутриэффузивных зон

Протоэффузивные структуры. Структуры внутриэффузивных зон распространены на вулканогенных гидротермальных месторождениях олова в эффузивах риолитового состава в Приморье, в Мексике, США (штат Невада) и Боливии, а также на месторождениях медно-цеолитовых руд типа озера Верхнего в США. С ними бывают связаны месторождения кристаллооптического сырья в Сибири, а также гидротермально-осадочные месторождения железа, марганца, цветных металлов и эксгаляционно-осадочные месторождения серы и ртути.

Породы эффузивной группы фаций: лавы и пирокластические образования, слагают покровы и потоки в составе вулканогенно-осадочных толщ. При застывании лав в них возникают специфические протоэффузивные структуры (Яковлев, 1982), либо связанные с процессом застывания лав и выраженные в их текстурах, либо являющиеся результатом остывания уже затвердевших пород и выраженные контракционными трещинами.

Большую роль протоэффузивные структуры играют в локализации месторождений исландского шпата в траппах на Сибирской платформе. Полости, вмещающие эту минерализацию, в генетическом отношении представляют собой протоэффузивные структуры, образовавшиеся при короблении лавового потока в процессе его охлаждения (трещины), при излиянии в водную среду (межшаровое пространство) и при застывании покрова, насыщенного летучими (следы газовых струй). На рис. 6.48 приведена схема геологического строения одного из месторождений, которое приурочено к двум потокам базальтов. Подошва нижнего из них залегает практически горизонтально, а кровля образует эллипсоидную депрессию размером 35×48 м глубиной 5—6 м с углами падения склонов 10—35°. В вертикальном разрезе потока массивные базальты со столбчатой отдельностью сменяются миндалекаменными, а затем мандельштейнами. Миндалекаменные базальты в пределах депрессии разбиты концентрическими трещинами, перпендикулярными кровле, и пластовыми, параллельными ей. Концентрические трещины прослеживаются по простиранию на расстояние до 15 м и по падению — на 7 м, а их зияние достигает максимума 0,5 м в нижней части. Трещины, субпараллельные кровле потока, по простиранию и падению вытянуты на 2—3 м, а их раскрытие достигает 0,6 м. Места пересечений трещин двух систем фиксируются полостями размером до 1×2×2 м. Депрессия кровли этого потока заполнена шаровыми лавами мощностью 4—6 м в ее центральной части. Эти породы слагают основание следующего лавового потока. Выше шаровых лав залегает зона надшаровых образований мощностью 7 м, которая перекрыта массивными базальтами, переходящими в кровле потока в мин-

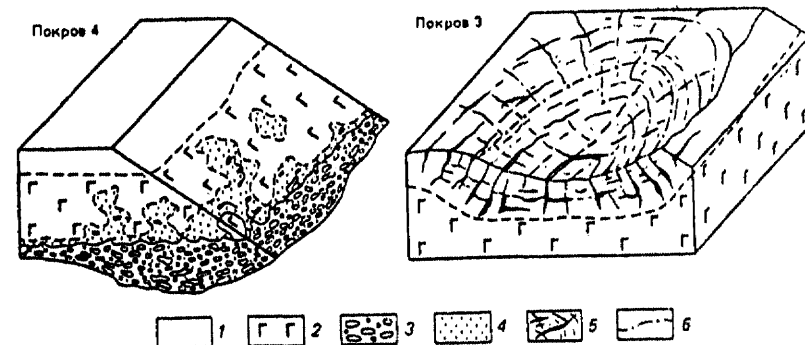


Рис. 6.48. Схема геологического строения месторождения исландского шпата (по А. Н. Агееву и Л. С. Погодинову).

1 — базальты миндалекаменные; 2 — базальты массивные; 3 — шаровые лавы; 4 — надшаровые образования; 5 — полости-кристаллизаторы исландского шпата; 6 — стратозиогипс 209

далекаменные разности. Особенностью зоны надшаровых образований являются грибообразные полости в миндалекаменных базальтах размером до 0,3×1,0×2,0 м. Такие полости наиболее широко развиты над центральной частью эллипсоидной депрессии кровли нижележащего потока. Протоэффузивные структуры, возникавшие при застывании базальтовых покровов (приоткрытые полости обеих систем трещин и их пересечения в базальтах нижнего из двух потоков, межшаровое пространство и грибообразные полости в породах верхнего из потоков), характеризуются на этом месторождении наиболее высокими содержаниями исландского шпата.

К этому же типу относятся структуры, вмещающие самородную медную минерализацию на месторождениях в районе оз. Верхнего в США. Часть рудных тел этих месторождений приурочена к верхним частям зонально построенных покровов базальтовых лав. В кровле потока породы содержат многочисленные крупные миндалины, выполненные медью с цеолитами (рис. 6.49).

6.4.2. Структуры жерловых—околожерловых зон

К этой группе относятся локальные вулканогенные структуры, контролирующие размещение рудных тел на месторождениях: жерловые структуры, вулканические купола, вершинные и межкупольные вулcano-депрессионные структуры, вулканические биклинали, а также синвулканические разломные и трещинные структуры.

Жерловые структуры устанавливаются на некоторых эксгаляционных месторождениях серы, ртути, мышьяка, гидротермаль-

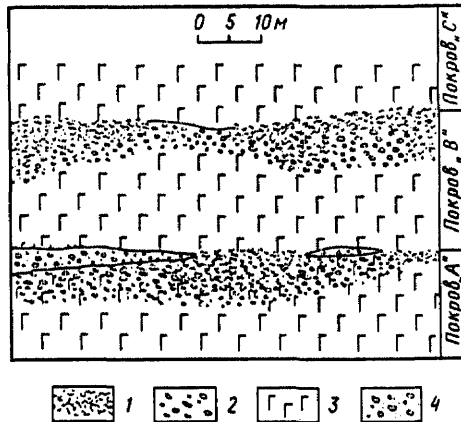


Рис. 6.49. Схематический разрез, иллюстрирующий морфологию оруденелых миндалекаменных горизонтов лавовых покровов на месторождении озера Верхнего в США (по У. Уайту).

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

ных месторождения меди, свинца и цинка, олова, золота и серебра, редких и других металлов, скарновых полиметаллических (Стари Трг в Югославии), а иногда и карбонатитовых месторождениях (в Африке). Такие структуры хорошо описаны в Средиземноморском (на Кавказе, на Балканах) и Тихоокеанском поясах (на западе США, в Мексике, Перу, на Дальнем Востоке). Они характерны для зон активизации древних платформ, а также подвижных поясов различных возрастов.

Размещение вулканических жерловин контролируется зонами региональных разломов, вдоль которых эти структуры группируются в виде цепочек, тяготея к узлам пересечения их с разрывными структурами других систем (например, оперяющих нарушений). Вулканические жерла (некки, жерловины) представляют собой тела цилиндрической, конической или дайкообразной формы, как правило круто залегающие, расширяющиеся вверх в направлении кратера вулкана. Их поперечные размеры колеблются от нескольких десятков метров до сотен метров и даже до 2,5 км (например, на полиметаллическом месторождении Церро-де-Паско).

Наиболее часто жерловины сложены лавами и лавобрекчиями (месторождение Нагаг в Венгрии) или породами субвулканического облика (месторождение Льяльягуа в Боливии). Однако среди рудоносных структур распространены и жерловины, выполненные брекчиями (Стари Трг в Югославии, Чаролька в Боливии, Церро-де-Паско в Перу и др.), в которые затем внедрились субвулканические штоки и дайки. По мнению Р. Силлитое (1985), брекчии такого рода имеют гидромагматическое (в том числе гидровулканическое) происхождение и образуются при вулканических взрывах, причиной которых является взаимодействие магмы и воды из внешних (подземных или поверхностных) источников. Подобные структуры, выполненные брекчиями, нередко описываются как трубки взрыва, или диатремы. До-, внут-

ри- и пострудные структуры этого типа широко распространены на медных и медно-молибденовых месторождениях порфирирового типа (Эль-Тениенте в Чили, Дизон на Филиппинах), месторождениях вкрапленных руд олова (Чоролька в Боливии), но особенно типичны они для эпитермальных месторождений цветных и благородных металлов (Крипл-Крик, Монтана-Таннелс, Самитвиль в США, Акупан на Филиппинах и др.; рис. 6.50), месторождений Ангарской железорудной субпровинции (Коршуновское, Капаевское, Рудногорское и др.).

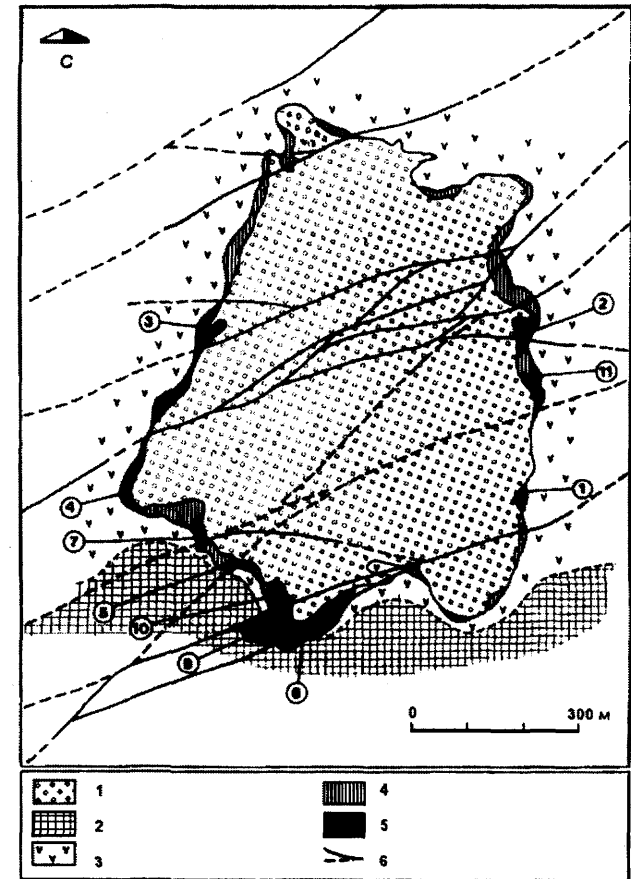


Рис. 6.50. Геологический план горизонта 1500 м золоторудного месторождения Акупан на Филиппинах, показывающий кольцевое расположение тел брекчий с высокой пустотностью и контролируемых ими рудных тел вокруг диатремы Балаток (по Ф. Дамаско и М. де Гузману).

1 — брекчия («пробка Балаток»); 2 — диориты; 3 — андезитовые вулканиты; 4 — брекчии с повышенной пустотностью; 5 — рудные тела (на плане указаны их номера); 6 — разломы и выполняющие их жилы

Особенностью жерловых структур является широкий диапазон глубин образования (от приповерхностных до субвулканических), и это обуславливает их зональное внутреннее строение. Например, вскрытая на различных уровнях жерловина Хоппи-Навахо с урановыми месторождениями в США в верхней части сложена слоистыми туфами, а в нижней — лавами и лавобрекчиями. Та же причина определяет и ряд особенностей месторождений, связанных с жерловыми структурами. Среди них В.И. Смирнов (1976) и В.Н. Котляр (1970) отмечают вертикальную и концентрическую (горизонтальную) зональность, которая выражается сменой высокотемпературных минеральных парагенезисов в нижней части и в центре более низкотемпературными к периферии; явления телекопирования, обусловленные резким падением температуры и давления, а также смещением рудоносных растворов с поверхностными водами; стадийность минералообразования; совместное проявление как гидротермально-метасоматической, так и гидротермально-осадочной минерализации; присутствие рудокластов в надрудной толще (результат разрушения сформировавшихся рудных тел при более поздних извержениях); наличие послерудных даек и нарушений.

Положение рудных тел относительно вулканических жерловин может быть различным — в жерловинах встречаются трубообразные, конические, кольцевые периферические, линейные или штокверковые тела (например, Нагиаг в Венгрии). В околожерловом пространстве рудные тела имеют линейную или кольцевую (полукольцевую) форму. На некоторых месторождениях рудные тела устанавливаются в обеих позициях.

Локализация оруденения и морфология рудных тел в структурах жерловой—околожерловой зоны определяются составом, текстурными особенностями и физико-механическими свойствами слагающих жерла пород, а также присущей им прототермической трещиноватостью (кольцевые, радиальные, конические и другие трещины), связанной со становлением жерловин. Обычными являются и линейные разломы и трещины тектонического происхождения, наследующие ориентировки структур, контролировавших размещение вулканических жерл (например, на месторождении Асио).

Жильное медное месторождение Асио в Японии располагается целиком в жерловой структуре (рис. 6.51). Риолиты слагают здесь воронкообразное тело, секущее в своей нижней части породы палеозойского фундамента. На поверхности тело достигает размеров в плане 3,3×4,4 км, но оно быстро сужается с глубиной. При переходе от центральных частей тела к его краевой зоне сваренные прочные риолиты сменяются слабосваренными, более рыхлыми разностями, содержащими обломки палеозойских по-

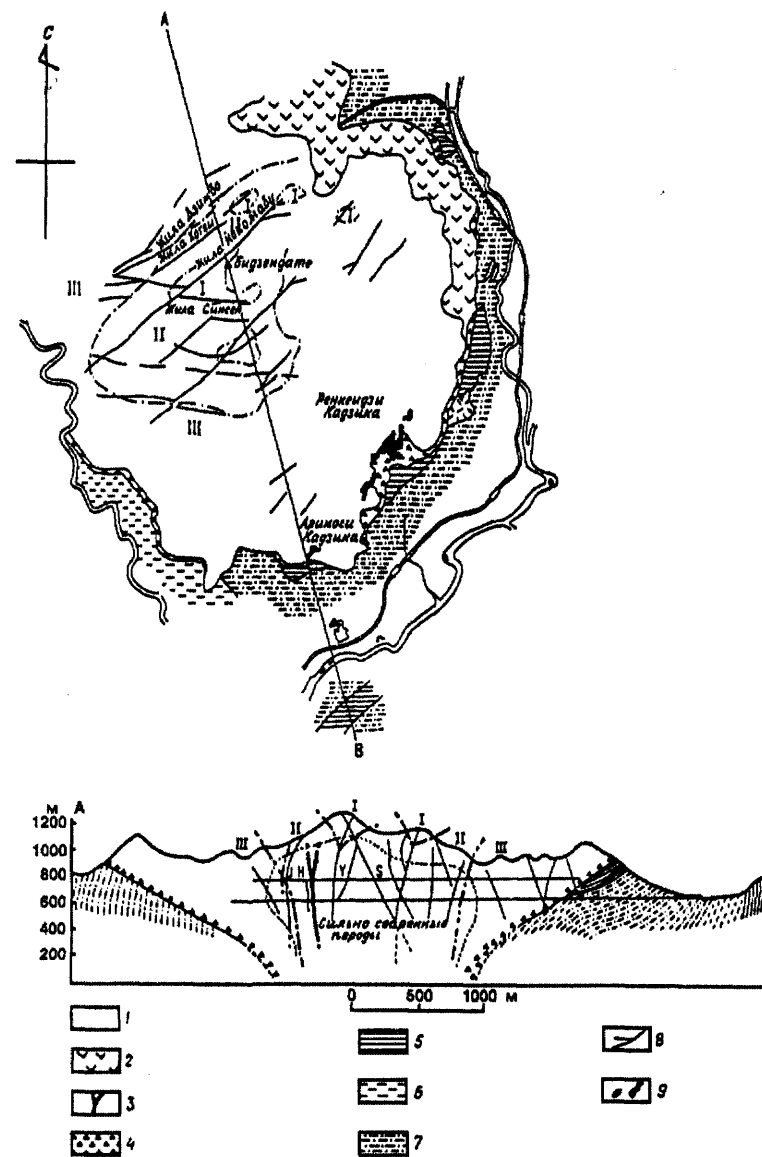
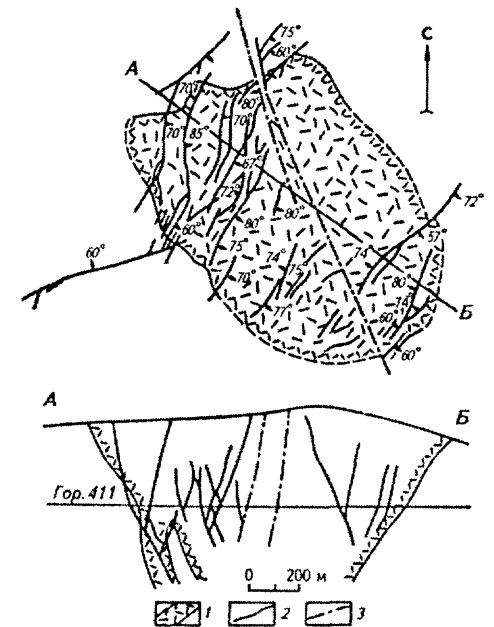


Рис. 6.51. Геологическая карта и разрез месторождения Асио (по Т. Накамура). 1 — спекшиеся риолитовые туфы; 2 — риолиты; 3 — дайки сливных риолитов; 4 — базальная брекчия; 5 — кремнистые сланцы; 6 — сланцы; 7 — измененные песчаники и сланцы; 8 — рудные жилы: Н — Хотеи, J — Дзимбо, S — Синсеи, Y — Йокомабу; 9 — залежи Кадзитака. Зоны рудной минерализации: I — Sn—W—Bi—Cu (центральная), II — Cu—As—Zn (промежуточная), III — Zn—Pb—Cu—As (краевая)

род. Вдоль границ массива располагается базальная брекчия, сложенная главным образом обломками палеозойских пород и риолитов. Дайки сливных риолитов и брекчий секут все другие породы экструзива. Места скопления этих даек, форма эструзива и его зональное строение, текстуры слагающих пород указывают на его позицию непосредственно над вулканическим жерлом. Преимущественным развитием на месторождении пользуются жильные рудные тела. Их существенное развитие в риолитах (1400 жил), видимо, обусловлено повышенной хрупкостью этих пород по сравнению с более пластичными окружающими терригенными породами (вмещают только 20 жил). В зависимости от их ориентировки жилы подразделяются на три группы. Жилы первой группы простираются по азимуту 35—55° и круто падают на северо-восток или юго-запад. На боковых поверхностях жил наблюдается горизонтальная штриховка, указывающая на сдвиговые движения по рудовмещающим нарушениям. Подобная штриховка свойственна и субширотным жилам второй группы с азимутами простираения 85—110° и крутым падением на север или юг. Третья группа включает жилы, простирающиеся по азимутам 65—75° и круто падающие на юго-восток или северо-запад. Жилы последней системы обладают небольшой протяженностью по простираению, но большей мощностью, чем жилы первых двух систем, и в их пределах встречаются не несущие минерализации блоки вмещающих пород. По разрывным нарушениям, выполненным жилами, не происходило никаких перемещений (жилы в трещинах растяжения), и на их стенках отсутствует штриховка. Ориентировка систем жил, две из которых выполняют трещины сколового типа, а одна — трещины отрыва, указывают на формирование их в условиях северо-восточного сжатия. На этом месторождении жилы выполняют развитые в пределах вулканического жерла трещины тектонического происхождения, наследующие ориентировку разрывных структур, на пересечении которых возникла жерловина.

К жерловине неогенового вулкана приурочено одно из крупнейших в мире оловянных месторождений Льяльягуа в Боливии (рис. 6.52). Довулканический фундамент района, где оно находится, сложен граувакками, песчаниками и сланцами силур-девона, которые несогласно перекрываются неогеновыми вулканогенными образованиями дацит-риолитового состава. Оловополиметаллическое оруденение локализовано в штоке кварцевых порфиров, представляющем собой частично эродированное жерло вулкана. Шток и вмещающие породы подверглись интенсивным изменениям, рудные тела представлены серией крутопадающих, часто ветвящихся жил преимущественно северо-восточного простираения (десятки крупных и свыше тысячи мелких жил).

Рис. 6.52. План и разрез системы жил месторождения Льяльягуа, Боливия (по Ф. Тернеру).
1 — кварцевые порфиры; 2 — рудные жилы; 3 — разломы

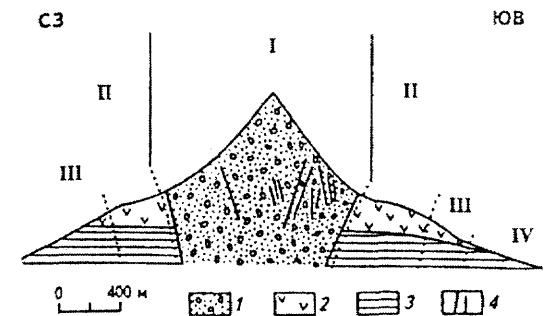


Месторождение вкрапленных оловянных руд Чоролька в Боливии (рис. 6.53) также приурочено к жерлу эродированного вулкана, которое в этом случае выполнено вулканической брекчией, имеет трубообразную форму и сужается с глубиной, где предполагается смена брекчий штоком кварцевых порфиров.

Примером месторождения в жерловых структурах является и скарново-гидротермальное свинцово-цинковое месторождение Стари Трг (Трепча) в Югославии (рис. 6.54). Часть его рудных тел располагается на контактах между палеозойскими филлитами и известняками, но наиболее крупные залежи находятся вокруг трубообразного тела вулканических брекчий и прослежены на глубины свыше 1300 м.

В Восточной Сибири, на месторождениях Ангарской железорудной субпровинции, отвечающей южному замыканию Тунгусской вулканической области, диатремы являются основным типом рудоносных структур, вмещающих штокверковое скарново-магнетитовое оруденение. Они относятся к коническому (одноили двухканальному), уплощенно-коническому (двух- или трехканальному) или плоскому (многоканальному) подтипам. Их морфология осложнена крупными выступами и отторженцами

Рис. 6.53. Схематический геологический разрез месторождения Чоролька, Боливия (по Р. Силлитоу).
1 — брекчия; 2 — пирокласты; 3 — глинистые сланцы; 4 — главная жильная система. Зоны метасоматитов: I — кварц-турмалиновых с оловянной минерализацией (центральная), II — серицитовых с пиритом, III — слабой серицитизации, IV — хлоритовых



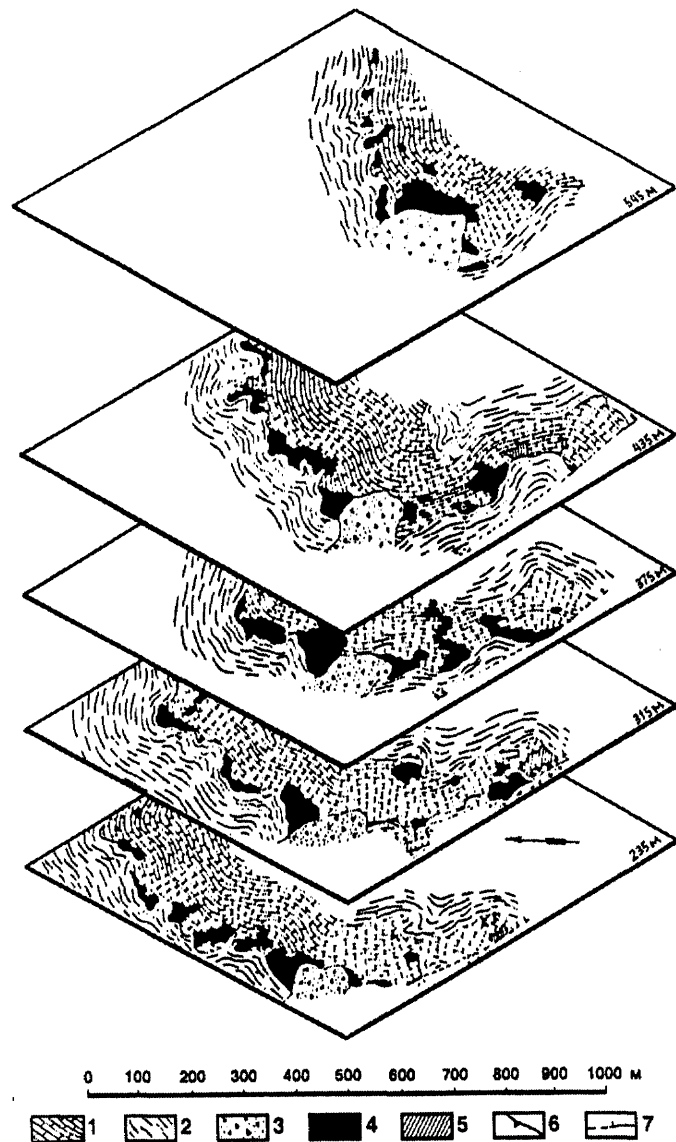


Рис. 6.54. Изометрическая проекция свинцово-цинкового месторождения Стари Трг (Трепча) в Югославии (по С. Смейкалу).

1 — мраморы; 2 — серицитовые сланцы; 3 — брекчия; 4 — сульфидная руда; 5 — Mn-Fe-сульфидная руда; 6 — рассланцевание; 7 — разлом

осадочных пород, дайками, внедрившимися во вмещающие осадочные породы по кольцевым и радиальным нарушениям, а также серией субгоризонтальных послойных ответвлений диатрем — взрывных силлов протяженностью до 1200 м от эруптивного

канала (рис. 6.55). В строении диатрем принимают участие туффизиты и связанные с ними постепенными переходами эксплозивные брекчии. Наиболее крупные диатремы демонстрируют смену туффизитов корневых и центральных частей структур слоистыми туфо-туффитовыми образованиями поверхностной, наиболее расширенной, кратерной части диатремы. По тектоническим разрывам и трубкам взрывов проникали растворы, вызывавшие метасоматические изменения пород и оруденение.

Многочисленные примеры жильных свинцово-цинковых месторождений в верхнежерловых структурах сильно эродированных андезитовых стратовулканов известны в Средиземноморском поясе, в частности в Румынии (месторождения Бряза, Сэкэрымб и др.; рис. 6.56).

Вулканические купола. Среди них различают экструзивные, экструзивно-лавовые и лавовые купола. Экструзивный купол представляет собой вулканическое тело, которое возникает при выжимании вязкой, обедненной флюидами магмы в жерловины и трещины. По условиям образования такие тела являются промежуточными между типичными эффузивами и субвулканическими телами. Они имеют куполовидную форму, обусловленную невозможностью растекания вязкой кислой магмы в стороны от магмоподводящего канала на значительные расстояния. В верхней части экструзивные тела согласны с захороняющими их породами, тогда как в нижней части они частично являются рвущими по отношению к подстилающим их образованиям. Вышедшие на поверхность части экструзивов подвергались в подводных или субаэральных условиях разрушению с образованием брекчий развала, пород с обломками экструзивного тела, смешанными с осадочным материалом. Такие брекчии скапливались в виде шлейфов у подножия экструзивных куполов. Для куполов характерно зональное внутреннее строение: во внутренних частях они сложены массивными породами с признаками субвулканических образований, тогда как в верхней части куполов и на их флангах распространены флюидалные и брекчиевые породы лавового облика. В некоторых случаях экструзивные купола сопровождаются еще и специфическими брекчиями, образование которых связано со взрывами, вызванными взаимодействием излившегося расплава с морскими водами или водонасыщенными осадками (например, на рудном поле Косака в районе Хокуру в Японии).

Примером месторождений, приуроченных к экструзивно-лавовому вулканическому куполу, является Николаевское вулканическое колчеданно-полиметаллическое месторождение на Рудном Алтае. Крупное линзообразное рудное тело залегает здесь непосредственно на поверхности риолитового купола, а подручная жильно-штокверковая зона уходит корнями в экструзивное

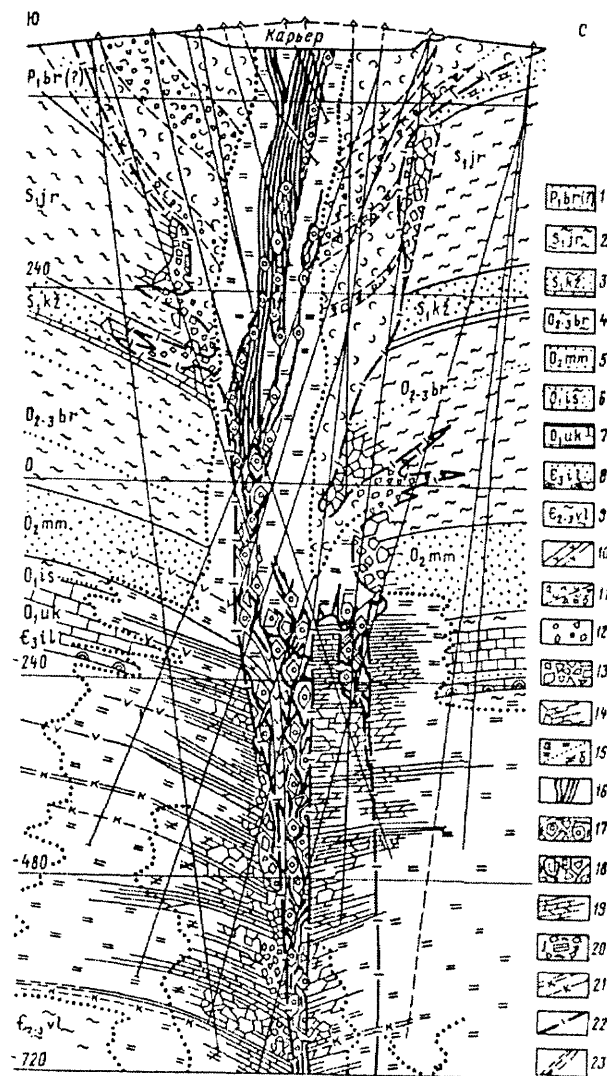


Рис. 6.55. Геологический разрез Рудногорского месторождения (по Г.С. Фон-дер-Флаасу).

Отложения свит: 1 — песчаники бургуклинской, 2 — аргиллиты ярской, 3 — алевролиты кежемской, 4 — алевролиты братской, 5 — песчаники мамырской, 6 — алевролиты, песчаники ийской, 7 — известняки устькутской, 8 — песчаники, доломиты илгинской, 9 — аргиллиты, алевролиты верхоленской; 10 — долериты трапповой формации; 11 — массивные туфы, слоистые туффиты (а — мелкопесчистые, б — грубообломочные); 12 — взрывные брекчии; 13 — брекчии обрушения; 14 — зоны brecciation осадочных пород в приконтактных частях диатремы; 15 — участки развития скарнов (а — известковых, б — магнезиальных); 16 — субширотное жильное рудное тело; 17 — брекчиевидные руды по туффитам и эксплозивным брекчиям; 18 — брекчиевидные руды по околодиатремовым брекчиям; 19 — субгоризонтальные рудные залежи; 20 — участки встречи обломков метасоматических руд в брекчиевидных рудах; 21 — кальцититы; 22 — эруптивный контакт; 23 — тектонические нарушения

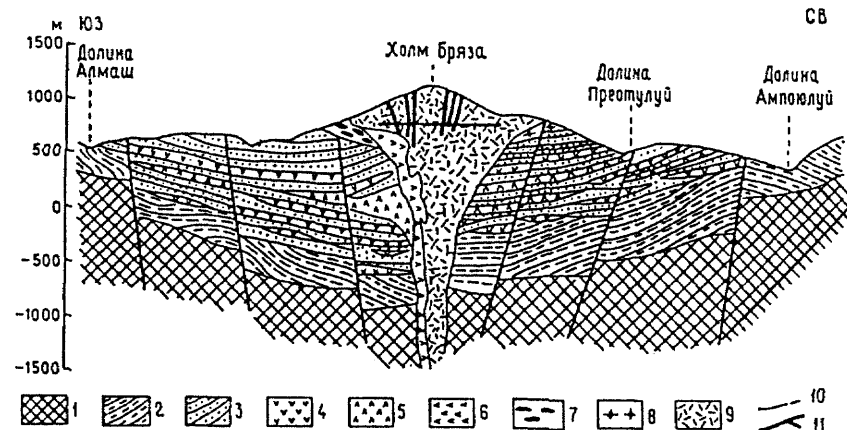


Рис. 6.56. Геологический разрез через вулканическую структуру месторождения Бряза (по С. Яновичу и др.).

1 — офиолиты; 2 — меловые осадочные породы; 3 — баденские осадочные породы; 4 — риолиты и риодациты; 5 — амфиболовые андезиты типа Фаца—Бэи; 6 — андезиты и кварцевые андезиты типа Кыйнел; 7 — баденские риодацитовые и андезитовые вулканогенно-осадочные породы; 8 — баденские риодацитовые и андезитовые вулканогенно-осадочные породы; 9 — амфиболовые и кварцевые андезиты типа Барза; 10 — разломы; 11 — жильные рудные тела

тело (рис. 6.57). Ядерная часть его сложена верхнефранскими массивными риолитами со столбчатой отдельностью, тогда как в краевых частях тела риолиты демонстрируют текстуры, типичные для лавовых образований (брекчиевую, флюидальную). Купол вызвал перераспределение мощности нижележащего слоя осадков и согласно перекрывается грубообломочными брекчиями, содержащими среди прочих и обломки слагающих его риолитов, в том числе и сохраняющих призматическую столбчатую отдельность. В плане экструзив имеет веретенообразную форму, размеры по длинной оси около 1,4 км при ширине около 700 м, его мощность в центральной части 210 м. Судя по морфологии экструзива и рудного тела и позиции подрудной прожилково-вкрапленной зоны, отвечающей путям фильтрации гидротермальных растворов, рудоподводящими при формировании месторождения являлись те же разломные структуры северо-западного простирания, которые служили ранее магмоподводящими при становлении экструзивного тела.

С аналогичными структурами связаны многие вулканогенные колчеданные месторождения типа куроко на рудном поле Косака в Японии (рис. 6.58). Рудные тела здесь располагаются в виде пояса, вытянутого в юго-юго-восточном направлении и тесно связаны с кислыми (риолито-дацитовыми) экструзивно-лавовыми куполами, которые сопровождаются шлейфами брекчий. На площади рудного поля установлены девять таких последовательно образовавшихся куполов, возвышавшихся над окружающими

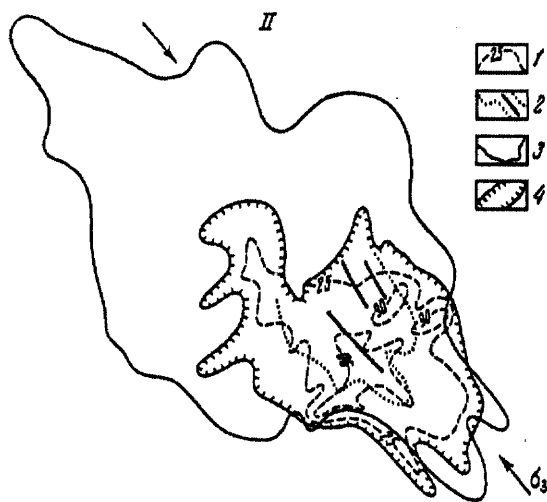
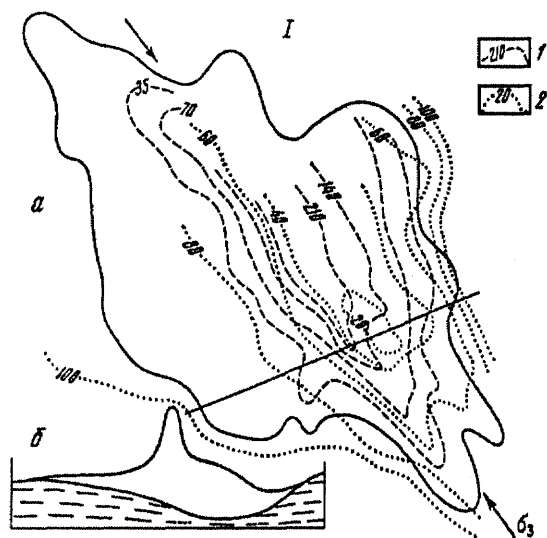


Рис. 6.57. Структура экструзивного тела риолитов, отвечающего моногенному центру извержений в пределах Северо-Николаевского экструзивно-лавого купола (I). Длинная ось экструзива и участки максимальных его мощностей

вытянуты в направлении максимального сжатия регионального поля напряжений. Магмовыводящий канал, вероятно, представлял собой структуру растяжения (а — план, б — разрез).

1 — изопакиты экструзивного тела; 2 — изопакиты расположенного ниже по разрезу николаевского осадочного горизонта.

Положение и морфология рудной залежи на склоне экструзивного тела риолитов на Николаевском колчеданно-полиметаллическом месторождении (II).

1 — изопакиты рудного тела, м; 2 — контуры подрудной зоны прожилково-вкрапленной минерализации и оси линейных максимумов мощности штокерка (в контурах изолинии 100 м); 3 — контуры экструзивного тела; 4 — границы Крещенской рудной залежи (по А.Л. Дергачеву, В.И. Старостину)

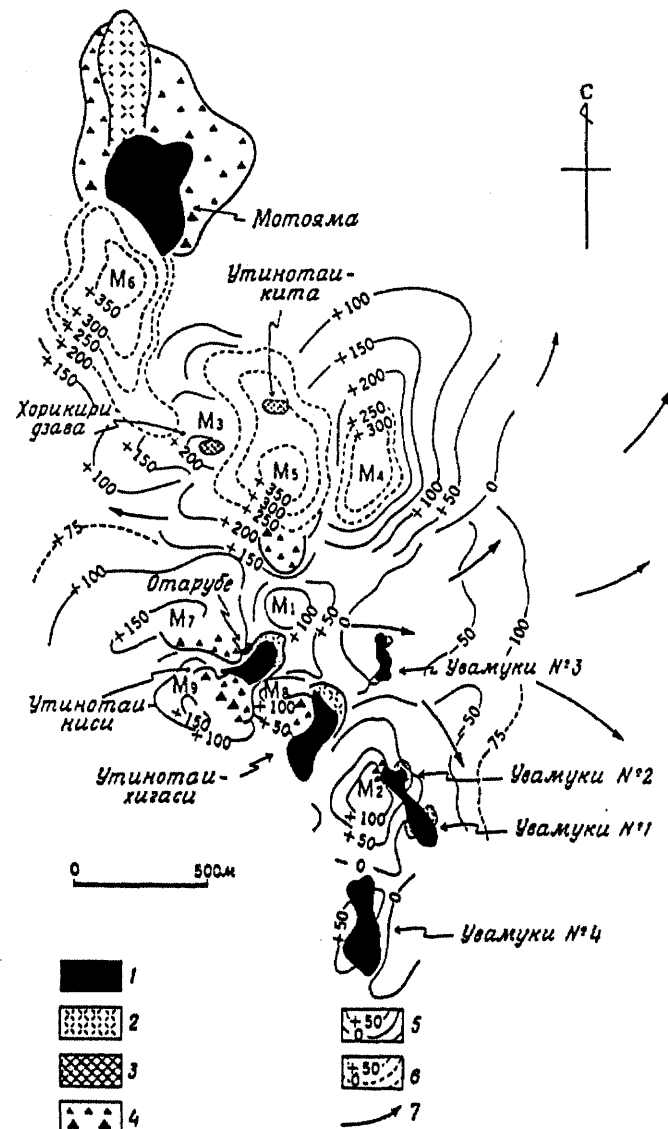


Рис. 6.58. Местоположение дацитовых лавовых куполов и месторождений типа куроко на рудном поле Косака, Япония (по Е. Хорикоси и Т. Сато).

1 — сульфидные залежи; 2 — гипсовые залежи; 3 — мелкокрапленные руды; 4 — вулканическая брекчия Мотояма; 5 — стратиграфическая поверхность лавового купола дацитов Мотояма (в метрах над уровнем моря); 6 — предполагаемые стратиграфические в эродированной части купола; 7 — предполагаемое направление потока пирокластов

территориями в виде поднятий рельефа на 50—400 м. Хотя форма их всегда более или менее куполовидная, среди них установлены тела, различные по происхождению, в том числе неглубокие интрузии (не излившиеся на дно моря, внедрившиеся в толщу рыхлых осадков), купола (частично достигали дна моря) и лавовые потоки (полностью формировались на поверхности дна).

Локальные вулканические биклинали образуются на склонах базальтовых плато или региональных биклиналей, сложены вулканогенными породами зон среднего и кислого состава, представленными фациями жерловой—околожерловой зон. От более крупных подобных структур, контролирующих рудные поля, локальные биклинали отличаются меньшими размерами. Они представляют собой двояковыпуклые линзы высотой до 150—250 м при ширине 500—750 м и углах наклона пород на склонах от 10 до 30° (рис. 6.59). Подобные структуры встречаются на колчеданосных рудных полях и, в частности, довольно часто оказываются рудовмещающими на месторождениях Южного Урала, например в северной части Макан-Гайской подзоны. В строении локальных биклиналей здесь принимают участие вулканиды андезит-базальтовой толщи, которые образуют ограниченными разломами впадины и возвышающиеся над ними на 150—250 м выступы. Выше лежащие породы андезит-дацитовой толщи достигают максимальной мощности именно над такими впадинами, они не только выполняют эти впадины, но и слагают над ними положительные формы. Вулканиды выше лежащей дацитовой толщи нивелируют сформировавшийся вулканический палеорельеф.

Локальные вулканодепрессионные структуры сравнительно невелики по масштабу и объединяют вершинные и межкупольные депрессии, широко распространенные на месторождениях колчеданного типа.

Вершинные депрессии, относящиеся к локальным, имеют размеры в поперечнике до нескольких сотен—первых тысяч метров, а амплитуды относительного прогибания их ложа могут составлять 150—200 м. Такие структуры осложняют вершины стратовулканов или вулканокупольных структур иных типов, сложенных кислыми вулканогенными породами. Как правило, это округлые или овальные в плане депрессии с плоским дном, выполненные кремнистыми мелкообломочными вулканогенно-осадочными породами и (или) эффузивами основного состава, среди которых могут встречаться пластообразные залежи гидротермально-осадочных колчеданных руд. По морфологическим особенностям и условиям формирования вершинные депрессии напоминают кальдеры проседания. Они также формируются на последних стадиях развития стратовулканов, после прекращения активной вулканической деятельности, но отличием их от кальдер является

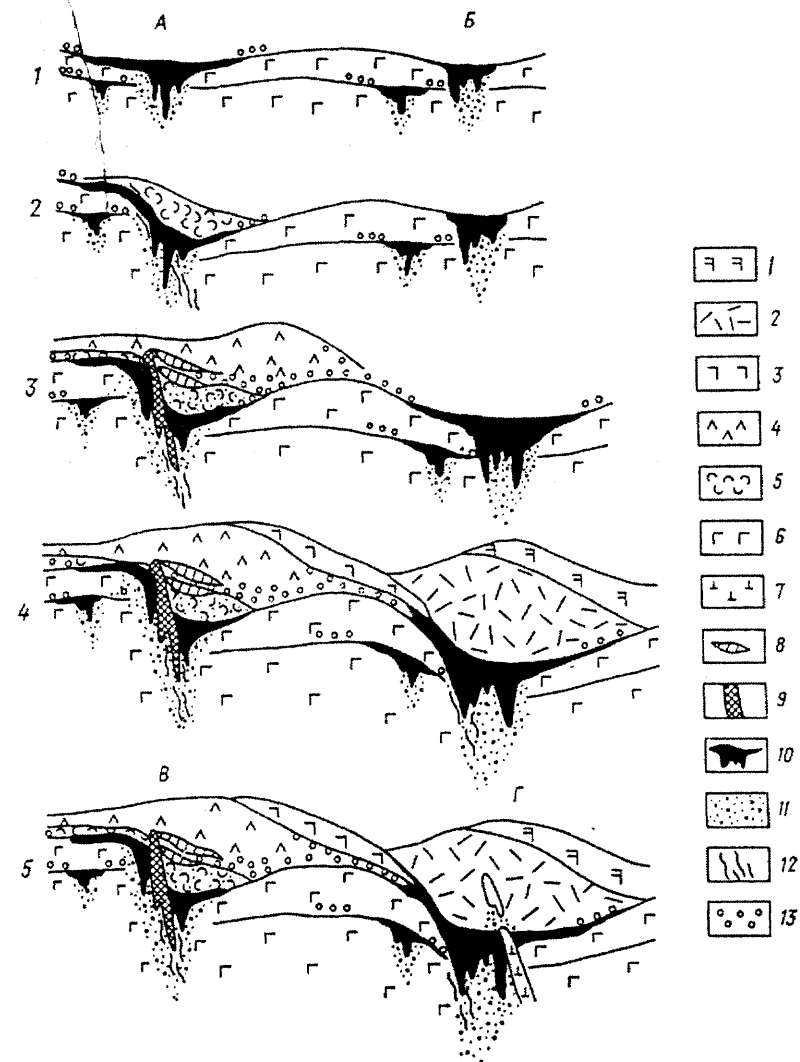


Рис. 6.59. Этапы формирования вулканогенной структуры (палеореконструкция) Юбилейного медноколчеданного месторождения на Южном Урале (по О.В. Мунинной).

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 — андезитодацитовая, 6 — нижняя базальтовая; 7 — субвулканические риодациты; 8—10 — рудные тела: 8 — гидротермально-осадочные, 9 — гидротермально-метасоматические, 10 — комбинированные; 11 — метасоматиты серицитовой формации с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией; 12 — рассланцевание; 13 — внеслабные пачки вулканомиктовых пород

отчетливая связь с длительно развивавшимися синвулканическими разломами и интенсивное проявление в их пределах вулканизма иного состава (например, базальтового в пределах риолитовых стратовулканов). Таким образом, формирование таких структур обусловлено не столько опустошением магматического очага, сколько активизацией разломов, имеющих глубокое заложение. С такими структурами, наряду с пластовыми или линзообразными согласными залежами, могут ассоциировать и секущие жильные или штокверковые тела в зонах синвулканических разломов, ограничивающих депрессии. В локальных вершинных депрессиях располагаются, например, рудные тела Рулихинского и Камышинского колчеданных месторождений на Рудном Алтае, месторождение Ивами в районе Хокуроку в Японии (рис. 6.60).

Межкуповые депрессии представляют собой небольшие понижения рельефа, которые образуются между экструзивными, лавовыми вулканическими куполами или вулканическими биклиналями, сложенными вулканиками кислого состава. По своим размерам они сопоставимы с куполами (сотни метров—первые километры) и нередко вмещают рудные тела вулканогенных колчеданных месторождений.

На колчеданно-полиметаллическом месторождении Фуказава (тип куроко), расположенном в районе Хокуроку в Японии, в

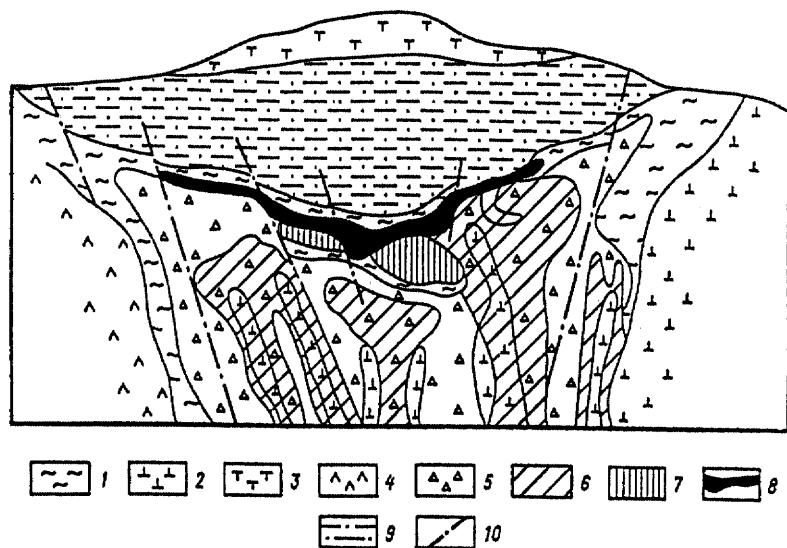
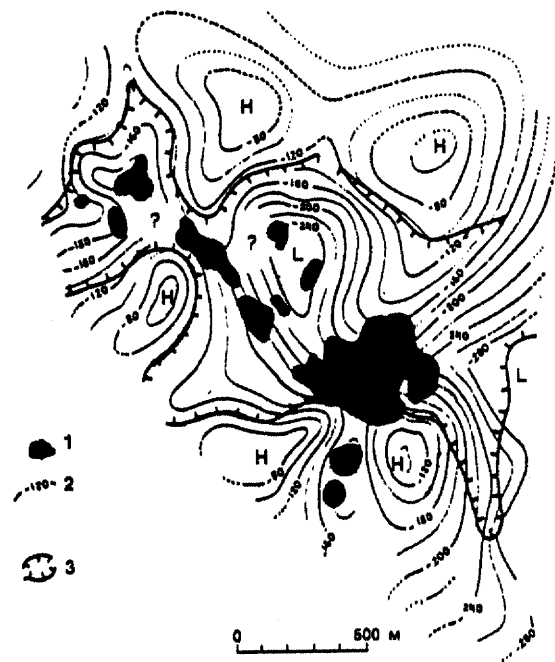


Рис. 6.60. Локальная вершинная депрессия над жерловой зоной. Геологический разрез полиметаллического месторождения Ивами в Японии (по Х. Макаима). 1 — каолинизированные породы; 2 — риолито-дациты; 3 — дациты; 4 — андезиты; 5 — вулканические брекчи дацитов; 6—8 — руды: 6 — сульфидные прожилково-вкрапленные, 7 — гипсовые, 8 — сплошные сульфидные; 9 — аргиллиты; 10 — разломы

Рис. 6.61. Расположение рудных залежей куроко относительно возвышенностей (Н) и впадин (L) дорудного рельефа на месторождении Фуказава, Япония (по Х. Охмото и Т. Такахаши).

1 — залежи руд куроко; 2 — стратоизогипсы кровли дорудных дацитовых лав; 3 — контуры участков повышенной (более 10 м) мощности слоя дорудных туфов кислого состава



пределах одноименной подводной кальдеры вулканогенно-осадочному рудообразованию непосредственно предшествовали извержения магмы кислого—среднего состава. Результатом их стало формирование многочисленных экструзивных куполов, выраженных поднятиями палеорельефа (рис. 6.61). Между ними располагались межкуповые депрессии, дно которых находилось на 120—160 м ниже вершин купольных структур. При последовавших за этим выбросах кислого пирокластического материала отложился слой туфобрекчий, который отсутствовал на куполах, но достигал максимальной мощности в межкуповых впадинах. Гидротермальная активность после этого привела к накоплению многочисленных залежей гидротермально-осадочных руд, которые также тяготели к понижениям рельефа. Процессы рудообразования были прерваны началом извержения базальтовой магмы, залившей впадины рельефа почти точно в границах площади распространения предрудных туфобрекчий.

6.4.3. Структуры субвулканических зон

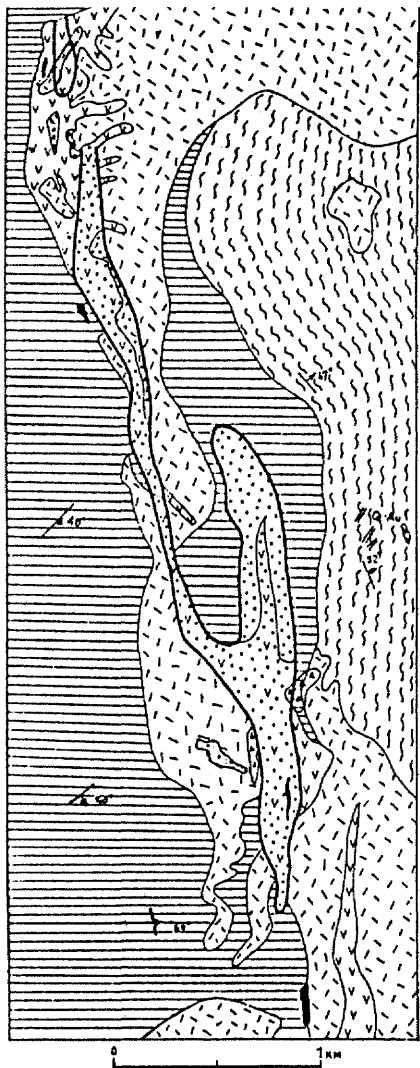
В рудовмещающей геологической структуре многих месторождений, расположенных в вулканических областях, важную роль играют субвулканические и гиповулканические тела. С ними быва-

ют связаны месторождения меди (в том числе крупнейшие медные месторождения Европы: Бор, Майданпек, Липа в Югославии), олова, ртути, свинца и цинка и других видов сырья. Глубины их залегания, морфология, внутренняя структура определяют многие структурно-морфологические особенности месторождений. Связь рудных тел с такими образованиями объясняется

одинаковой глубиной их формирования, приуроченностью магматических тел и руд к одним и тем же вулканотектоническим структурам, общностью термодинамических условий образования и минералого-геохимическими связями.

В качестве примера можно указать медно-молибденовое месторождение порфирирового типа Майданпек, располагающееся в пределах магматического массива Бор (рис. 6.62). Рудоносная площадь его сложена палеозойскими слюдистыми сланцами, филлитами, гнейсами и мраморами, а также мезозойскими конгломератами, песчаниками, известняками и филлитами, которые прорваны субвулканическими телами андезитов. Порфирировая медно-молибденовая минерализация локализована в пределах узкого субвулканического тела андезитов и в меньшей степени во вмещающих гнейсах и диоритах, непосредственно в экзоконтакте этого тела.

Рис. 6.62. Схематическая геологическая карта меднопорфирирового месторождения Майданпек, Югославия (по С. Янковичу).



1 — палеозойские филлиты; 2 — гнейсы; 3 — известняки титона-валанжина; 4 — трещинные или позднемиоценовые андезиты; 5 — ларамийские диориты; 6 — брекчия; 7 — руда; 8 — кварц-золотая жила

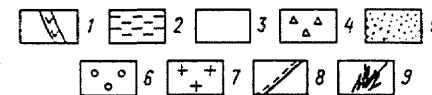
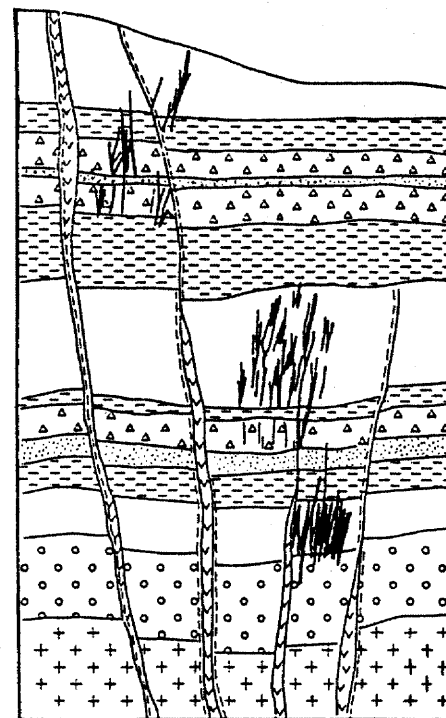
6.4.4. Синвулканические разломы и трещины

Синвулканические разломы и трещины играют важную роль в строении различных типов вулканогенных структур и нередко являются рудовмещающими. Наиболее часто они относятся к сбросам, разграничивают вулканотектонические блоки, различные по мобильности, и проявляют себя в резких изменениях мощности вулканогенных и осадочных пород, размещении субвулканических тел и даек, жерловин. Нередко такие структуры являются рудоподводящими и контролируют позицию зон гидротермально-метасоматических изменений пород и рудных тел.

Дуговидные, кольцевые и полукольцевые, а также радиальные синвулканические разломы и трещины вмещают, например, рудные тела месторождений Идарато, Кемп-Берд и многих других в кальдере Сильвертон (см. рис. 6.43), Глоб-Хилл и Аякс в эксплозивной кальдере Крипл-Крик в США (см. рис. 6.46), флюоритовые месторождения в пределах стратовулкана Хонгор-Урх в Монголии (см. рис. 6.47) и др. Важную самостоятельную роль они играют на медноколчеданном месторождении Кафан в Армении, а на месторождениях редких и благородных металлов, представленных жильным или штокверковым типом, синвулканические трещины и зоны трещиноватости, иногда не выходящие на поверхность и затухающие на глубине, играют зачастую ведущую роль. На их выклинках в трещиноватых породах размещаются некоторые рудные жилы (рис. 6.63).

Рис. 6.63. Жильные рудные тела в скрытых синвулканических разломах и зонах трещиноватости (по Н.П. Лаврову и др.).

1 — дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров; 2 — фельзиты покровов, флюидальные кварцевые порфиры и игнимбриты; 3 — туфы риолитов, 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



Глава 7

ТЕКТОНО-МЕТАМОРФОГЕННАЯ СЕРИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С метаморфическими комплексами и развитыми в их пределах тектоно-метаморфогенными структурами связаны многие месторождения различных видов сырья, преимущественно метаморфогенного, реже альбититового, гидротермального или иного происхождения. Подобные структуры контролируют размещение месторождений и тел руд цветных, благородных и редких металлов, керамического сырья, слюд, графита и других полезных ископаемых. Структуры тектоно-метаморфогенной серии глубинного происхождения формировались в условиях высоких температур и давлений, о чем свидетельствуют многие их признаки, перечисленные ниже. Наиболее широко такие структуры распространены в металлогенических провинциях докембрия, но они известны и в палеозойских (Урал, Казахстан, Алтай) и более молодых складчатых провинциях (Кавказ), в которых метаморфические комплексы развиты в срединных массивах или зонах смятия.

Метаморфические комплексы обладают рядом тектонических особенностей: 1) развитие разнообразных форм и типов складок, особенно складок течения, 2) резкая дисгармония складчатости, 3) сочетание складок нескольких порядков, 4) широкое распространение сжатых изоклинальных лежачих и крутошарнирных складок, 5) формирование складок волочения и гофрировки пород в связи с зонами разломов, 6) многоэтапное развитие деформаций и наложение друг на друга разноплановых складчатых деформаций, 7) интенсивная тектоно-метаморфическая переработка пород с образованием новых плоскостных структур — кливажа, сланцеватости по слоистости и вдоль осевых поверхностей складчатых структур, вторичной полосчатости, а также линейных ориентировок, 8) тектоническое разлинзование, сопровождающееся развитием будинажа и трещин расплющивания, 9) проявление глубинного диапиризма, 10) развитие зон дислокационного метаморфизма, 11) обилие разрывных нарушений, часто параллельных складчатости (взбросы, надвиги), флексур, полос излома, 12) преобладание пластических деформаций, нередко сопровождающихся перекристаллизацией пород. Все эти сравнительно локальные структуры проявлены на фоне структур регионального масштаба: гранитогнейсовых куполов, зеленокаменных синклинальных зон и зон смятия, контролирующих размещение месторождений в пределах рудных полей.

7.1. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Металлогенические провинции, сложенные рудоносными метаморфическими комплексами докембрийского возраста, имеют сложное, обычно складчато-блоковое строение. Приподнятые блоки, как правило — куполовидной формы, сложены гранитогнейсами и другими породами — продуктами ультраметаморфизма. Вокруг них располагаются сложнопостроенные синклинальные зоны, или зеленокаменные пояса, образованные метаморфическими сланцами. Границами между этими структурами часто служат зоны смятия, которые представляют собой проявления глубинных разломов. Таким образом, наиболее важными типами структур рудных полей тектоно-метаморфогенной серии являются: 1) гранито-гнейсовые купола, 2) зеленокаменные пояса, 3) зоны смятия. С каждым из перечисленных типов структур бывают связаны специфические типы месторождений, размещение которых определяется особенностями этих структур (табл. 7.1).

Таблица 7.1

Тектоно-метаморфогенная серия структур рудных полей и месторождений

Структуры рудных полей		Структуры месторождений	
Типы структур	Примеры	Типы структур	Примеры
Гранито-гнейсовые купола и блоки	Курацах (Алдан)	Складки течения Структуры будинаж	Хоумстейк (США) Казаргинское (Забайкалье)
Зеленосланцевые зоны	Колар (Индия)	Зоны дислокационного метаморфизма	
Зоны смятия	Даванская (Вост. Сибирь)		

7.1.1. Гранито-гнейсовые купола

Такие структуры чаще встречаются в пределах докембрийских метаморфических комплексов на щитах, но известны, например, и в герцинидах Урала и Пиренеев. В поперечнике их размеры изменяются от нескольких километров до нескольких десятков километров. Ядра сложены мигматитами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами, метаанортозитами, железистыми кварцитами и чарнокитами, которые на больших глубинах превращены в гранитоиды магматического облика. В качестве характерной особенности отмечается преобладание куполовидных структур. В.В. Белоусов (1975) считал, что такие купола образыва-

лись в процессе подъема материала с больших глубин и являются разновидностями глубинных диапиров.

Во внутренних частях куполов эти породы, обладающие слоистостью или полосчатостью, сохраняют реликты складчатой структуры, а кристаллы минералов в них ориентированы параллельно поверхности купола. Для этой глубинной складчатости характерно сочетание дисгармоничных изоклиальных складок разных порядков, наложенных друг на друга. Наиболее мелкие из них имеют размеры 1–2 см (плойчатость), тогда как самые крупные достигают размаха до нескольких сотен метров. Дисгармония складок связана с сильными колебаниями мощностей отдельных слоев и пачек: они становятся то более мощными, то полностью пережимаются и выклиниваются. Широко развиты будинаж и разлинзование. Характерно также наложение друг на друга складок разных систем: осевые плоскости складок одних систем бывают смяты в складки других систем. Соответственно сланцеватость и кливаж, которые вообще типичны для глубинной складчатости, могут быть представлены несколькими системами. Следует отметить широкое распространение складок с крутыми и вертикальными шарнирами.

Все перечисленные особенности морфологии глубинной складчатости указывают на ее формирование в условиях высокой пластичности горных пород и их малой вязкости, что было возможным при высоких температурах и давлениях, а также требовало присутствия воды и привноса щелочей и кремнезема из глубинных областей. Многие купола обнаруживают длительное и унаследованное развитие, сопровождающееся переплавлением метаморфических толщ. Весь облик деформаций в гранитогнейсовых куполах показывает, что они являются результатом приложения объемных сил, вызвавших всеобщее течение пород.

Долгое время докембрийские гранитогнейсовые купола рассматривались как безрудные. В настоящее время В.И. Казанским (1988) они вместе с обрамляющими их метаморфическими толщами и месторождениями выделяются в особый плутоно-метаморфогенный тип рудообразующих систем. Ф.П. Летников подчеркивает, что рост гранитогнейсовых куполов протекает с увеличением объема, и даже после завершения всех эндогенных процессов они медленно «всплывают» по сравнению с окружающими породами. При этом купола развиваются вдоль зон глубинных разломов, по которым в земную кору приникают глубинные флюиды. Их роль оказывается двойкой: с одной стороны, они служили областями питания окружающих конседиментационных бассейнов, а с другой — причиной рассеяния и концентрации рудных компонентов в геохимически специализированных толщах.

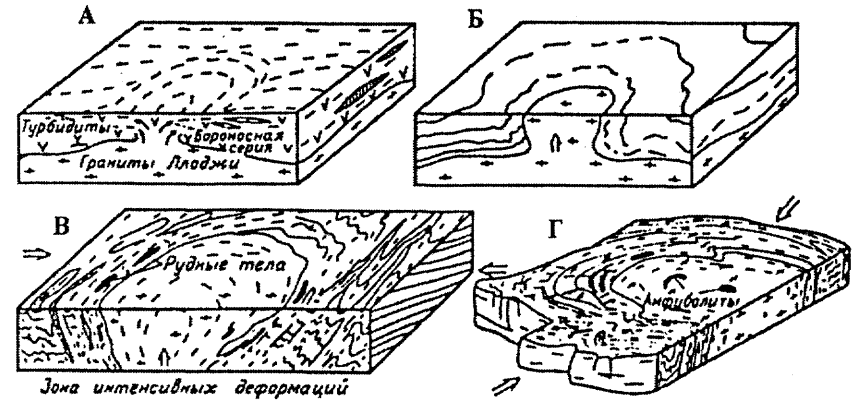


Рис. 7.1. Схема эволюции гранитных куполов в бороносной ляоджититской свите (по Ян Ценшену и др.).

А — подводные извержения и образование ляоджититской свиты; Б — диапировое поднятие гранитов Ляоджи; В — первый этап деформаций; Г — второй этап деформаций

Несколько иной была роль гранитогнейсовых куполов, например, при образовании месторождений бора Ляодунского полуострова в Китае (рис. 7.1). Заполняющая прогиб нижнепротерозойская бороносная свита здесь сложена гранитами, натриевыми лептитами, тонкозернистыми альбитовыми породами, обогащенными турмалином, горизонтами магнезиальных карбонатных, основных и ультраосновных пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Карбонатные и контактирующие с ними силикатные породы подверглись метасоматическим изменениям типа магнезиальных скарнов. Хотя первичные пластовые залежи бора и железа возникли во время накопления свиты, образование метасоматической зональности и окончательное становление месторождений — результат переотложения бора вследствие длительного роста гранитных куполов.

В центральной части Алданского щита с гранитогнейсовыми куполами связаны скарновые месторождения магнетита и флогопита. Они приурочены к Нижне-Тимптонскому гранитогнейсовому куполу архейского возраста. Наиболее крупные месторождения здесь залегают в горизонте содержащих доломиты пироксеновых сланцев среди гранитогнейсов. Кристаллические сланцы мигматизированы, особенно интенсивно мигматизация проявлена в своде купола. Месторождения располагаются на участках умеренной мигматизации, на крыльях купола, в линейных синклинальных зонах, окаймляющих ядро Нижне-Тимптонского купола. На площади одной из таких зон и расположено Куранахское флогопитоносное поле (рис. 7.2). Синклинали часто опрокинуты в сторону купола и имеют узкий клиновидный профиль. Их крылья

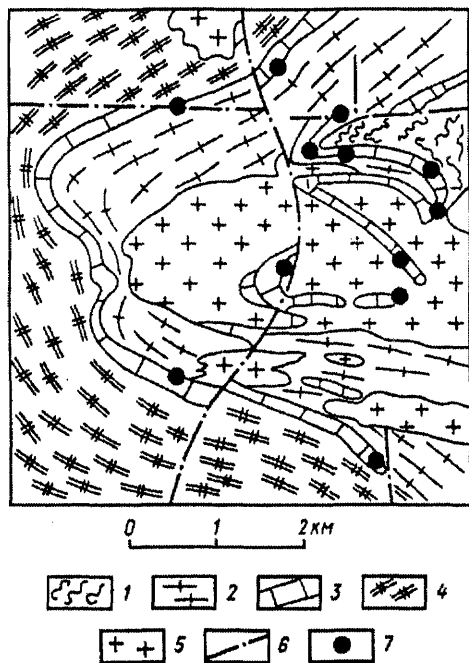


Рис. 7.2. Куранахское флогопитовое поле в Южной Якутии, приуроченное к гранитогнейсовому куполу (по Б.П. Фоменкову). 1 — верхний гнейсовый горизонт; 2 — продуктивные горизонты (мраморы, кальцитифиры); 3 — средний гнейсовый горизонт; 4 — нижний гнейсовый горизонт; 5 — граниты; 6 — разрывные нарушения; 7 — флогопитовые месторождения

осложнены складками волочения, разрывными нарушениями и трещиноватостью. Такие складки рассматриваются как наиболее перспективные структуры. Оптимальной для них является веерообразная форма с опрокинутым залеганием. Наиболее крупные слюдоносные тела контролируются складками с амплитудой

120—150 м при ширине 25—30 м. С подобными структурами связаны и многие другие магнезиально-скарновые флогопитовые месторождения Алдана.

7.1.2. Структуры зеленосланцевых зон

В докембрийских комплексах гранитогнейсовые купола бывают разделены межкупольными синклиналями или синклинальными зонами. Они образовывались в результате рифтогенеза на достаточно зрелой и мощной континентальной коре и сложены вулканогенно-осадочными породами. Последние интенсивно дислоцированы и нередко слабо изменены, хотя степень метаморфизма пород в их пределах местами повышается до амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Зеленокаменные пояса (супракрустальные пояса, по В.И. Казанскому) имеют сравнительно небольшие размеры и очень сложную в плане форму. Их ширина колеблется от 40 до 240 км, а длина — от 120 до 800 км. В нижней части разреза слагающих их пород преобладают ультраосновные (коматииты) и основные вулканыты, которые выше сменяются кислыми лавами и пирокластическими породами. Верхняя часть разреза представлена песчаниками, аргиллитами, глинистыми сланцами, конгломератами. В строении поясов важная роль принадлежит крупным

надвигам, в их пределах широко проявлен интрузивный магматизм (основной, а в некоторых случаях гранитоидный). Для зеленокаменных зон характерно сложное строение, наличие признаков метаморфогенных структур. В этих зонах развиты складки течения и будинаж, продольные надвиги и диагональные сдвиги, зоны рассланцевания и трещиноватости.

Характерными для зеленокаменных зон являются, с одной стороны, месторождения, связанные с подводным вулканизмом и седиментацией (железистые кварциты, месторождения никеля в коматиитах, вулканогенно-осадочные месторождения меди и цинка с золотом и серебром и др.). Все эти месторождения в той или иной степени подверглись региональному метаморфизму и интенсивным деформациям, в результате чего первоначальные условия их залегания и форма рудных тел изменились, произошло частичное перераспределение рудных компонентов.

С другой стороны, в пределах зеленокаменных поясов встречаются редкометалльные пегматиты, ассоциирующиеся с гранитоидными интрузивами, и гидротермальные месторождения золота, относящиеся к метаморфогенному типу. Примером последних является рудное поле Колар в Индии.

Золоторудные месторождения жильного типа в районе Колар архейского кратона Карнатака контролируются небольшой пластиной метаморфических сланцев, слагающих узкую синклиналь меридионального простирания протяженностью 80 км и шириной 3—5 км. Она со всех сторон окружена гранитогнейсами и сложена главным образом метабазами амфиболитовой фации (рис. 7.3). Вблизи контакта встречаются железистые кварциты, а сами контакты представлены мощными (до 300 м) зонами рассланцевания и регионального метаморфизма. Синклинальная зона осложнена поперечными складками, оси которых простираются в север-северо-восточном и север-северо-западном направлении. Крылья складок и осевые плоскости падают на запад под крутыми углами. Эти крупные складки образовались позднее, чем зеленокаменная синклиналь Колар, и в свою очередь осложнены мелкими складками. Сложноскладчатая сланцевая зона разбита многочисленными сбросами северо-западного и субширотного простирания.

Свыше 20 минерализованных зон поля Колар располагаются в средней части зеленокаменного пояса, в пределах ее отрезка протяженностью 20 км. Месторождения представлены сериями золотоносных кварцевых жил, которые прослеживаются вдоль оси Главной поперечной складки, по обе стороны разлома Северный Мансур. Рудоносные зоны, вмещающие рудные тела, возникли в результате пластического течения и в зависимости от интенсивности деформации вмещающих пород подразделяются на зоны

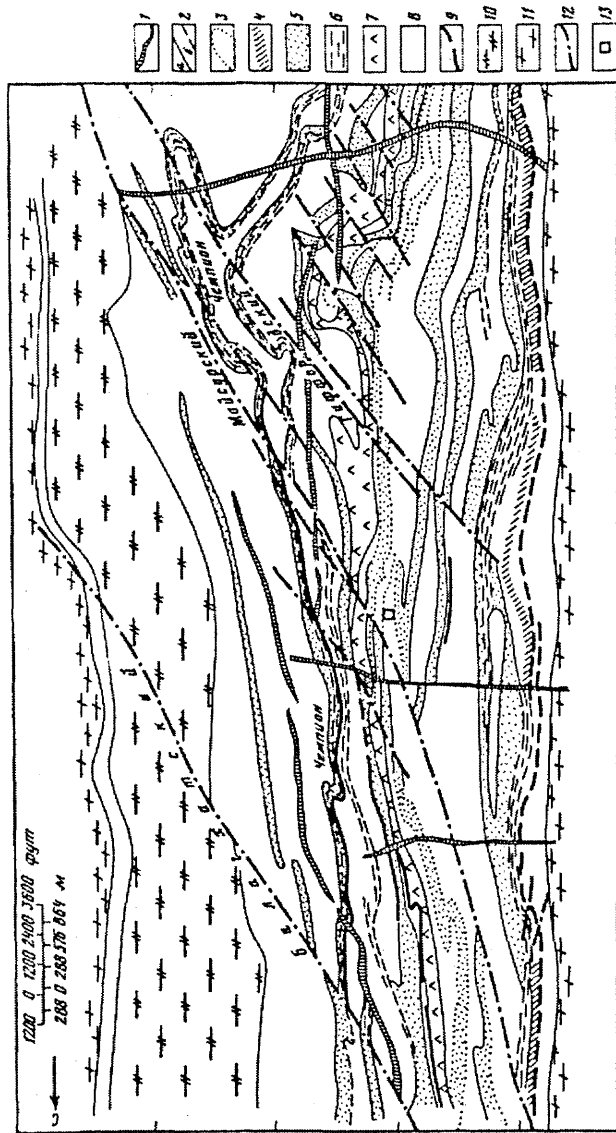


Рис. 7.3. Схематическая геологическая карта Коларского рудного поля (по В.И. Казанскому).

1 — дайки долеритов, 2 — рудные зоны прослеженные (а) и предполагаемые (б); 3 — контактовые минерализованные зоны; 4 — тела графитов; 5—8 — амфиболиты; 5 — зернистые, 6 — волокнистые, 7 — массивные, 8 — сланцеватые; 9 — железистые кварциты; 10 — гнейсы Чемпион; 11 — граниты и гнейсы Пенинсула; 12 — разломы; 13 — шахта Гиффорд

скалывания—рассланцевания и скалывания—смятия. Локализация рудных жил подчинена контактам сланцеватых амфиболитов с их массивными разностями. Одно из месторождений, Чемпион, представляет собой жильную систему, протягивающуюся на 8 км по простиранию и более чем на 3200 м по падению. Локализация рудных столбов контролируется местами сочленения основных меридиональных зон скалывания с диагональными разрывами, в частности с Майсурским.

7.1.3. Структуры зон смятия

Региональные зоны смятия представляют собой структурные элементы глубинных разломов. Их протяженность может достигать нескольких сотен километров, ширина — нескольких километров или нескольких десятков, а по падению они прослеживаются на несколько километров. В пределах зон смятия развиты динамометаморфические и ультраметаморфические породы. Такие зоны характеризуются сложным и неоднородным внутренним строением и состоят из локальных зон смятия, которые разделяются менее метаморфизованными участками. Локальные зоны могут протягиваться на расстояние от нескольких километров до нескольких десятков километров по простиранию, на сотни метров по падению при ширине от нескольких сотен метров до первых километров. Эти локальные линейные зоны в свою очередь распадаются на кулисно расположенные зоны повышенного рассланцевания и трещиноватости, которые протягиваются на сотни метров при ширине несколько десятков метров.

В пределах зон смятия развиты сжатые, вплоть до изоклинальных, линейные складки продольного изгиба со скольжением, часты складки течения и скалывания. В пределах зон породы превращены в тектониты, для них характерны сланцеватость, будинаж, складки волочения, птигматитовые складки, фестончатые структуры (возникают при пересечении слоистости сланцеватостью), трещиноватость и разрывы, которые нередко выполнены альпийскими жилами. Линейность и сланцеватость имеют выдержанную ориентировку, причем сланцеватость совпадает с плоскостью симметрии складок скалывания, но накладывается на складки продольного изгиба со скольжением. Линейность выражается развитием преимущественной ориентировки минералов, бороздами скольжения на плоскостях сланцеватости и выполняет роль осевого элемента симметрии тектонитов.

Хотя зоны смятия характерны для древних щитов, они известны и в каледонских, герцинских и более молодых складчатых областях (например, Иртышская и Северо-Восточная зоны смятия на Рудном Алтае, Успенская зона смятия в Центральном Казахстане).

Зоны смятия представляют собой подвижные и проницаемые структуры и с ними связаны разнообразные по составу месторождения пегматитового, альбититового, грейзенового, скарнового, гидротермального, метаморфогенного происхождения. Региональные зоны смятия определяют размещение рудных районов и поясов, локальные — контролируют строение рудных полей и позицию месторождений в их пределах, в то время как зоны по-

вышенного рассланцевания и другие структурные элементы зон смятия влияют на морфологию и залегание рудных тел.

Особо следует отметить зоны смятия, связанные с глубинными разломами кристаллического фундамента древних платформ. Они не только определяют позицию рудных районов и поясов, но могут непосредственно вмещать рудные тела и месторождения пегматитовых, скарновых, гидротермальных и метаморфогенных месторождений.

Подобным примером является Даванская зона смятия в пределах Аkitканского вулканического пояса в Северо-Западном Прибайкалье (рис. 7.4). Образование этого пояса связано с проявлением протоактивизации Сибирской платформы и протягивается на 1000 км вдоль северо-западного берега Байкала. Важная роль в его строении принадлежит продольным Даванскому и Приморскому разломам. В Даванской зоне смятия в тектонические движения в среднем протерозое были вовлечены гнейсы нижнего протерозоя, которые подверглись интенсивному рассланцеванию, бластокатаклазу пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. В среднем протерозое вдоль бластокатаклазитов

внедрились гранитоиды и образовались широкие ореолы сиенитизации, изменившие тектониты предшествующего этапа. После этого возникли зоны регрессивного дислокационного метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев.

Размещение эндогенной минерализации в Даванской зоне смятия подчиняется метаморфической зональности. В периферической зоне в породах фации зеленых сланцев отмечены рас-

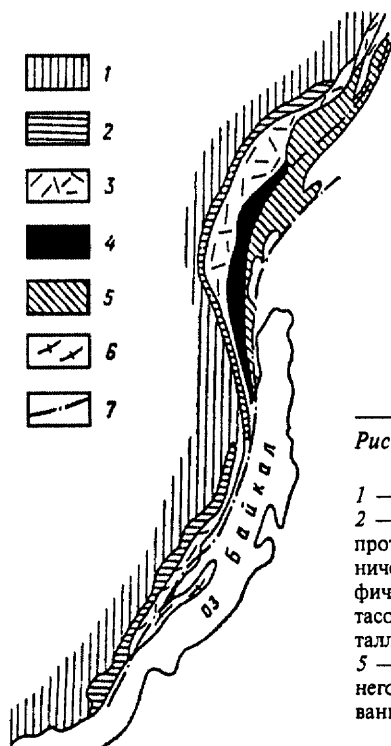


Рис. 7.4. Схема Даванской зоны смятия (по М.П. Лобанову).

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

сеянная вкрапленность и прожилки сульфидов меди, цинка и свинца. В пределах промежуточной зоны проявления гранулированного кварца располагаются в поле метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, но приурочены к разрывным нарушениям зеленосланцевой фации. Здесь же редкометалльная аксессуарная минерализация локализуется в высокотемпературных щелочных метасоматитах. В наиболее подвижной осевой зоне, отвечающей амфиболитовой фации метаморфизма, развиты биотит-амфиболитовые бластомилониты, бластопорфировые и очковые ортогнейсы, палингенные граниты, несущие редкоземельную минерализацию.

7.2. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди локальных метаморфогенных структур, с которыми связываются рудные тела месторождений, выделяются прежде всего складки течения, зоны дислокационного метаморфизма и структуры будинаж.

7.2.1. Складки течения

Складки течения особенно часто наблюдаются в метаморфических комплексах. Для них характерно резкое (в десять раз и более) возрастание мощности пластичных пород в шарнирах складок за счет уменьшения их мощности на крыльях, тектоническое разлинзование хрупких пород на крыльях, развитие плоскостной и линейной ориентировки минералов, которая свидетельствует о пластическом течении вещества пород и их перекристаллизации. С такими структурами бывают связаны метаморфогенно-гидротермальные месторождения.

Примером такого рода рудоносных структур может служить крупное золоторудное месторождение Хоумстейк в США. По мнению М.М. Константинова с соавторами (2000), современный облик месторождения и рудоконтролирующая структура его сформировались в результате длительной истории развития, включавшей формирование эпикратонного прогиба и накопление в нем рудоносных фаций, инверсию прогиба, последующую складчатость (два этапа), региональный метаморфизм и сингенетичное по отношению к докембрийским дислокациям гидротермально-метаморфогенное рудообразование за счет регенерации и переотложения рудного вещества рудоносных горизонтов.

В строении месторождения Хоумстейк участвуют докембрийские метавулканиты и метаосадочные породы, смятые в узкие изоклиналильные складки с север-северо-западным до северо-восточного простиранием осевых плоскостей (рис. 7.5). Крылья



Рис. 7.5. Структура докембрийских толщ месторождения Хоумстейк (по А. Слотеру).

1 — породы формации Хоумстейк (hf); 2 — породы других докембрийских формаций: pmf — Пурмен, ef — Эллисон, nwf — Нортуэстерн, frf — Флагрок, gf — Гризли; 3 — третичные интрузивные породы; 4 — крупные тела амфиболитов; 5 — разрывные нарушения. Кембрийские породы, небольшие тела третичных интрузивов и амфиболитов, а также третичные гравелиты не показаны

наиболее крупных складчатых структур (антиклиналь Пурмен, синклираль Лед, антиклиналь Индепенденс, синклираль Де-Смет, антиклиналь Пирс и др.) осложнены многочисленными мелкими сильно сжатыми вытянутыми антиклинальными и синклиральными складками. Хотя на ранних стадиях эти структуры развивались как складки продольного изгиба со скольжением, но,

видимо, столь значительное результирующее удлинение складок, выходящее за пределы возможностей складкообразования в компетентных породах, достигалось за счет проскальзывания по сближенным плоскостям скалывания, субпараллельным осевым плоскостям складок. Таким образом, наблюдаемые складчатые структуры представляют собой складки скалывания (течения). Осевые поверхности и крылья всех складок наклонены под углами $65-70^\circ$, складки погружаются к юго-востоку под углами $10-15^\circ$. Общий структурный облик месторождения определяется именно этими мелкими складчатыми структурами, связанными с главной антиклиналью Пурмен.

Однако на месторождении кроме продольной изоклиальной (докембрийской) складчатости установлена и поперечная наложенная. К этому типу относятся дополнительные складки, занимающие секущее положение по отношению к основному теоретическому направлению. Поэтому важной особенностью структуры месторождения оказываются изгибы осевых поверхностей изоклиальных складок (рис. 7.6). Наложная складчатость, подобно изоклиальной, в значительной степени образована за счет проскальзывания пород по сближенным поверхностям скалывания при повторном смятии.

Рудные тела месторождения представляют собой хлоритизированные участки куммингтонитовых и сидероплезитовых сланцев, которые пронизаны жилами и неправильными телами кварца и содержат обильную вкрапленность сульфидов железа и арсено-

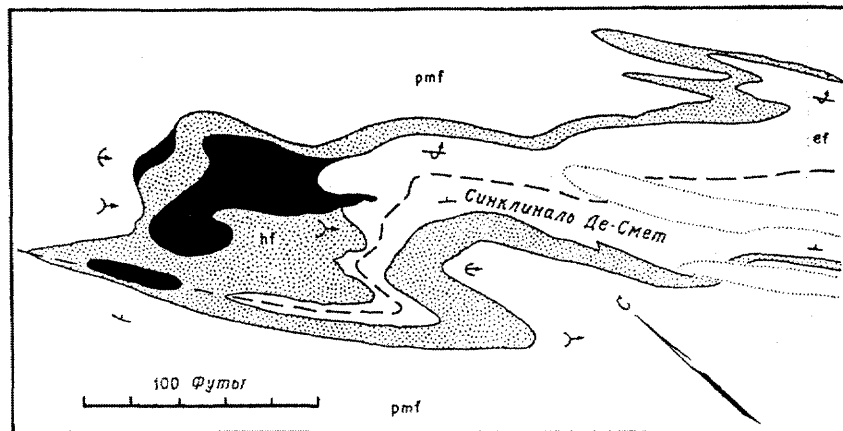


Рис. 7.6. Наложная синклираль на горизонте 710 м месторождения Хоумстейк (по А. Слотеру).

Черным цветом и точками соответственно показаны рудовмещающие и безрудные породы формации Хоумстейк (hf); точечными контурами показаны дайки; пунктирные линии отвечают положению осевых поверхностей складок; остальные условные обозначения см. на рис. 7.5

пирита с самородным золотом. Они явились результатом интенсивного избирательного замещения сидероплезит-кварцевых сланцев формации Хоумстейк мощностью 60—100 м. Рудные тела имеют вытянутую неправильную трубообразную (карандашеподобную) форму и располагаются параллельно осям складок, в которых они заключены. Такая морфология определяется их локализацией в зонах складок второй стадии складчатости, т.е. в наложенных складках, осложняющих изоклиналильные складки. Линейность рудных тел обусловлена тем, что плоскости скалывания второй стадии складчатости (наложенной) пересекают все другие плоскостные структурные элементы, будь то осевые поверхности или крылья изоклиналильных складок. Локализация небольших рудных тел более строго подчиняется такой закономерности, но в общих чертах ей соответствует и размещение крупных рудных тел (рис. 7.7).

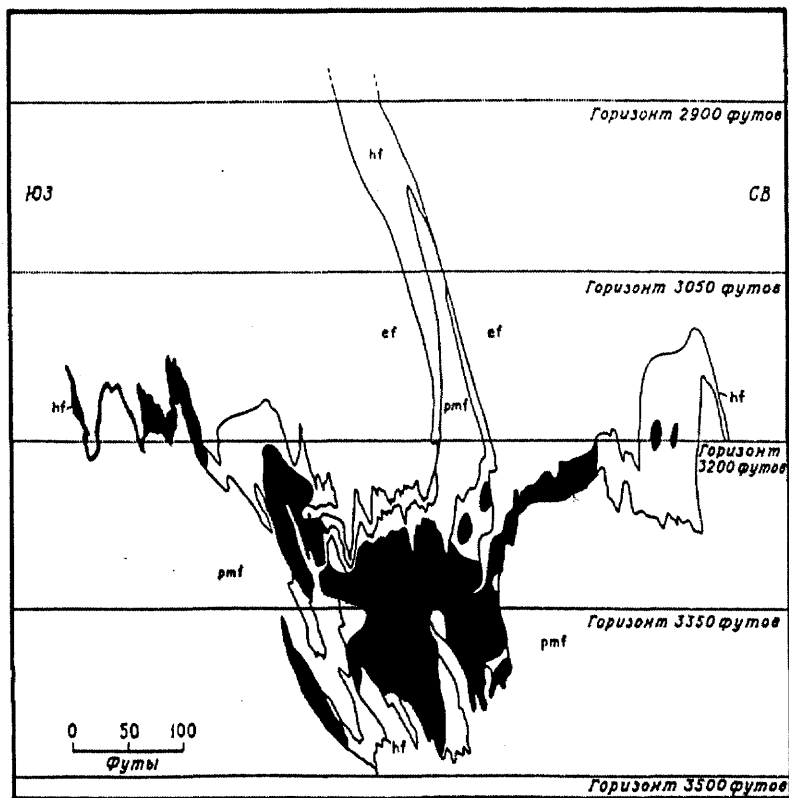


Рис. 7.7. Поперечный разрез Главного рудного тела месторождения Хоумстейк (по А. Слотеру).
Черное — руда; hf — формация Хоумстейк; pmf — формация Пурмен; ef — формация Эллисон

7.2.2. Зоны дислокационного метаморфизма

Под дислокационным метаморфизмом (динамометаморфизмом) понимается структурное и в меньшей степени минеральное преобразование горных пород под воздействием тектонических сил при складкообразовательных процессах без участия магмы. Основными факторами дислокационного метаморфизма являются литостатическое давление и одностороннее давление (дифференциальный стресс). В зависимости от их величин и соотношения динамометаморфизм может проявляться либо в виде частичной или полной перекристаллизации пород без нарушения сплошности, либо приводить к раздроблению и разрушению. Продуктами такого метаморфизма являются катаклазиты, милониты и различные сланцы. Для зон дислокационного метаморфизма характерна повышенная проницаемость земной коры для магм и глубинных эманаций, и с ними часто бывают связаны разнообразные типы рудных месторождений.

В конце архея—начале протерозоя стабилизированные участки земной коры в некоторых местах были рассечены крупными, длительно развивавшимися разломами и испытали интенсивные деформации. В целом рудоносные разломы, возникшие в это время, подчиняются простиранию складчатых структур раннего возраста. Однако из-за гетерогенности самого фундамента они образуют сложные системы, шириной достигающие 10—15 км, и состоят из многих параллельных и диагональных разрывов, разделенных менее деформированными породами. Детальные наблюдения за внутренним строением рудоносных разломов, по своим масштабам отвечающих месторождениям, показывают, что они возникли на больших глубинах в температурных границах амфиболитовой фации и что их основу составляют зоны инъекционных мигматитов, биотит-амфиболовых бластомилонитов и бластокатаклазитов. Они формировались при пластическом течении вещества в твердом состоянии, частичном его расплавлении, внедрении дополнительных порций магматических расплавов, образовании в интрузивных телах мощных зон протоклаза, которые в значительной степени были изменены последующими метаморфическими и метасоматическими процессами.

В пределах зон дислокационного метаморфизма и сопряженных с ними рудоносных щелочных метасоматитов устанавливается хорошо выраженная вертикальная структурная и метасоматическая зональность. На нижних горизонтах системы крупных разломов архея—протерозоя, как правило, представлены зонами дислокационного метаморфизма наиболее глубинного типа — инъекционными мигматитами, бластомилонитами амфиболитовой

фации и др. Для таких структур весьма характерны рудоносные щелочные или полевошпатовые метасоматиты с постметаморфическими гидротермальными рудами тантала, урана, бериллия. С зонами бластокатаклизитов и бластомилонитов амфиболитовой фации пространственно и во времени сопряжены метасоматиты с тантало-ниобиевым оруденением. Такие метасоматиты описаны, например, в нижнепротерозойских породах, которые испытали гранитизацию и метаморфизм андалузит-силлиманитового типа и образовывались под воздействием инфильтрационного потока высокотемпературных растворов, наиболее интенсивное просачивание которых происходило по бластомилонитовым швам.

На средних горизонтах при более низких температурах возникли ураноносные натровые метасоматиты (альбититы), описанные В.И. Казанским (1988). Они контролировались зонами эпидот-хлоритовых катаклизитов, которые наследовали более древние разломы (рис. 7.8). Контролирующие их зоны дислокационного метаморфизма сформировались в пять этапов. К первому относится внедрение гранитоидов абиссальной фации, сопровождаемых инъекционными мигматитами, на втором появились зоны протоклаза в затвердевших, но не остывших еще интрузивных телах. К третьему этапу относится внедрение пегматитов, к четвертому — формирование узких бластомилонитовых швов, к пятому — мощных и протяженных зон эпидот-хлоритовых катаклизитов. Последние возникли в результате массового хрупкого разрушения пород практически без смещений. При образовании катаклизитов важная роль могла принадлежать избыточному давлению гидротермальных растворов.

Наконец, низкотемпературные золотоносные калиевые метасоматиты сопряжены с зонами дробления и трещиноватости горных пород на верхних горизонтах земной коры.

7.2.3. Структуры будинаж

Структуры будинаж порождены неоднородностью физико-механических свойств совместно деформируемых пород. Это своеобразный тип деформаций (тектоническое разлинзование, по В.В. Белоусову), при которых жесткие и хрупкие слои песчаников, кварцитов или иных пород, залегающих среди более пластичных образований (например, сланцев), растаскиваются на линзы или более сложные по форме тела. Будинирование отдельных слоев часто сопровождается складкообразованием и развитие разрывных структур. Разнообразие морфологических типов структур будинаж определяется специфическим для каждого типа сочетанием физико-механических свойств совместно деформируемых пород, характером слоистости или полосчатости, интенсив-

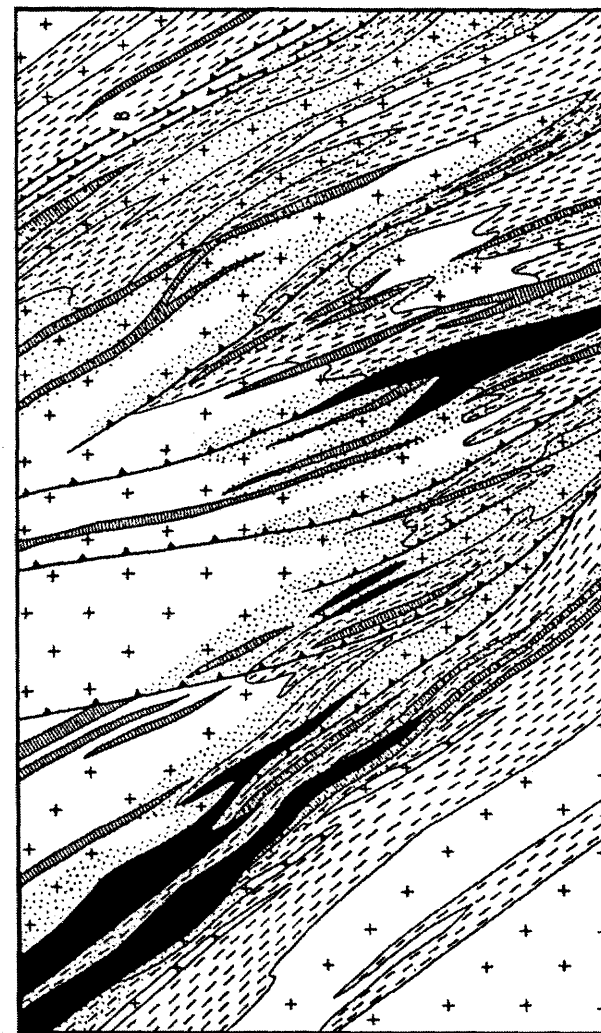


Рис. 7.8. Разрез через зону ураноносных натровых метасоматитов в зоне дислокационного метаморфизма (по В.И. Казанскому).
1 — гнейсы; 2 — граниты; 3 — пегматиты; 4 — натровые метасоматиты; 5 — рудные тела; 6 — бластомилониты и милониты; В — Восточный разлом

ностью и скоростью деформаций, температурой, давлением и другими факторами.

На Северо-Западе России в областях развития докембрийских комплексов с такими структурами связаны межбудинные пегматиты. Будинажу в этих случаях подвергаются более хрупкие и жесткие кварциты и амфиболиты, переслаивающиеся с более пластичными сланцами, которые при тех же условиях реагируют на деформирующие усилия течением. Растаскивание блоков происходит в плоскости сланцеватости в двух взаимно перпендикулярных направлениях, преимущественно вдоль шарниров складчатых структур. Межбудинные тела пегматитов имеют жилооб-

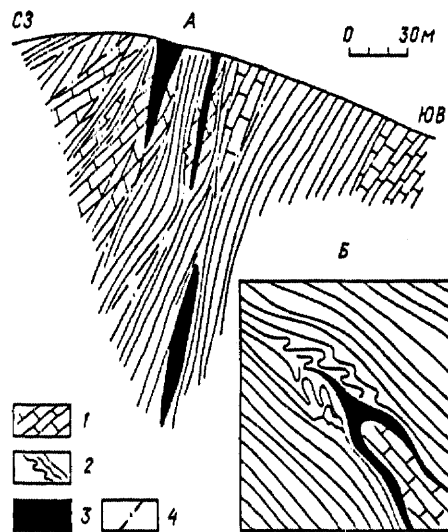


Рис. 7.9. Казаргинское полиметаллическое месторождение (Забайкалье), приуроченное к структуре будинаж (по Н.А. Читаевой).

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

разную форму и локализуются в разрывах жестких пород, перпендикулярно линейности гнейсов, а также приурочены к разрывам, которые совпадают с линейностью, и в этом случае удлинены в направлении линейности.

Структуры будинаж иногда используются и гидротермальными месторождениями. В качестве примера приведен разрез полиметаллического Казаргинского месторождения в Восточном Забайкалье (рис. 7.9). В строении зоны смятия палеозойских пород здесь принимают участие сланцы и более жесткие известняки, подвергающиеся будинированию. Рудные тела месторождения расположены в торцах будин и иногда в межбудинном пространстве.

Глава 8 ТЕКТОНО-ЭКЗОГЕННАЯ СЕРИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геологические структуры тектоно-экзогенной серии определяют размещение месторождений и рудных тел экзогенного происхождения: осадочных (осадочно-диагенетических), вулканогенно-осадочных, колчеданных, кор выветривания, россыпных, инфильтрационных, а в некоторых случаях скарновых и гидротермальных. С ними связаны месторождения многих видов как рудных, так и нерудных полезных ископаемых, в том числе черных, цветных, благородных, редких металлов, серы, солей, флюорита, стройматериалов и т.д.

Многие экзогенные структуры по существу представляют собой формы современного или погребенного рельефа (палеорельефа), поскольку образование некоторых типов месторождений требует специфических условий рельефа поверхности суши (субаэральные структуры) или дна бассейна осадконакопления (субмаринные структуры). Рельефообразующими факторами при этом являются денудация, эрозия, карстообразование, а также аккумуляция (эоловая, озерная, речная, водно-ледниковая, гравитационная, морская). Однако при образовании таких структур важная роль принадлежит и тектоническим движениям, которые могли приводить к образованию структур, выраженных в рельефе поверхности и влиявших на распределение фаций и мощностей осадков, позицию месторождений или рудных тел, в том числе конседиментационных разломов, депрессий или поднятий.

Систематика тектоно-экзогенных структур впервые была разработана Н.П. Ермаковым (1962) и дополнена Г.Ф. Яковлевым (1982). Эта систематика с некоторыми дополнениями будет использована ниже (табл. 8.1). Большинство факторов, определявших формирование многих типов тектоно-экзогенных структур

Таблица 8.1

Тектоно-экзогенная серия структур рудных полей и месторождений

Типы структур	Примеры
Субаэральные денудационные эрозионные долины котловины карстовые	Боке (Гвинея) Моньюмент-Валли (США) Крамер (США) Амальгельдинская группа (Казахстан), Тюя-Муюн (Ср. Азия), Верхне-Силезский район (Польша)
Субмаринные прибрежно-морские баровые рифовые оползневые структуры выклинивания поверхности несогласий	Мальшевское (Украина) Юго-Восточный Миссури (США), Лукояновское (Поволжье) Юго-Восточный Миссури (США) Юго-Восточный Миссури (США) Хайден-Крик, Ламотт (США) Красная Шапочка (Урал), Постмасбург (ЮАР), Юго-Восточный Миссури (США)
Тектоно-экзогенные конседиментационные депрессии конседиментационные поднятия	Керченское (Украина), Витватерсранд (ЮАР), Ред-Дог (Аляска), Олимпик-Дам (Австралия), Удокан (Вост. Забайкалье) Верхне-Силезский бассейн (Польша), Юго-Восточный Миссури (США)

и связанных с ними месторождений полезных ископаемых экзогенной серии, характеризуется исключительной выдержанностью на больших пространствах. Хотя есть и ряд важных исключений, но зачастую одни и те же структуры контролируют и размещение месторождений в пределах рудных полей и даже районов, и позицию отдельных рудных залежей на месторождениях. По этой причине в дальнейшем структуры рудных полей и месторождений не будут разделяться, хотя для каждого типа структур будут указываться их масштабы и роль в строении рудных полей и месторождений.

8.1. СУБАЭРАЛЬНЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

В субаэральных условиях важнейшими факторами рельефообразования являются денудация, эрозия и карстообразование.

8.1.1. Денудационные структуры

Термин «денудация» ниже будет употребляться в узком смысле как снос, удаление выветрелого материала посредством плоскостного смыва и гравитационных перемещений. Результатом этих процессов являются почти ровные или слабовсхолмленные поверхности выравнивания, денудационные равнины, которые возникают на месте тектонически приподнятой местности в условиях преобладания денудационных процессов над тектоническими. Если это преобладание длительного характера, то формируются пенеплены. По мере формирования поверхностей выравнивания объемы сносимого с них материала уменьшаются и возникают условия для образования и сохранения мощных кор выветривания, которые могут заключать важные и крупные по запасам месторождения полезных ископаемых.

Такого рода структуры развиты на огромных по площади участках и поэтому являются региональными, с ними связаны группы месторождений, т.е. рудные поля и районы. При возобновлении блоковых тектонических движений единые поверхности выравнивания могут расчленяться, подвергаться эрозии и сохраняться только в пределах локальных участков, денудационных останцов, которые по масштабу отвечают отдельным месторождениям.

Примерами месторождений, связанных с поверхностями выравнивания, являются месторождения бурых железняков (Моа и Майори на Кубе), силикатных руд никеля в латеритных корах выветривания (Южный Урал, Новая Каледония), марганца (Бразилия, Индия, крупнейшее месторождение Постмасбург в ЮАР), бокситов в латеритных корах выветривания (Гвиана, Гвинея, Северная и Юго-Западная Австралия), магнетита, талька, каолина и других видов сырья.

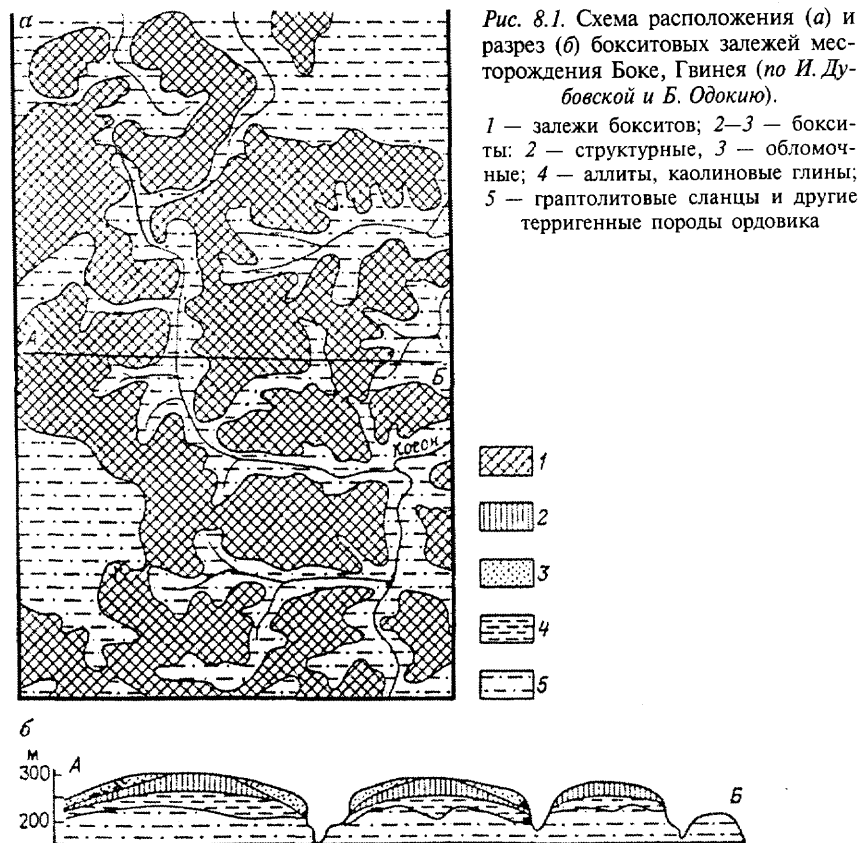


Рис. 8.1. Схема расположения (а) и разрез (б) бокситовых залежей месторождения Боке, Гвинея (по И. Дубовской и Б. Одокию).

1 — залежи бокситов; 2—3 — бокситы; 2 — структурные, 3 — обломочные; 4 — аллювы, каолиновые глины; 5 — граптолитовые сланцы и другие терригенные породы ордовика

В Гвинее бокситовые месторождения располагаются на холмистых возвышенностях (бовалях), окаймленных долинами рек глубиной до 100 м. Поверхность бовалей обычно ровная или слабоволнистая с неглубокими впадинами и небольшими возвышенностями. Свыше сотни таких бовалей известны на крупнейшем в мире месторождении латеритных бокситов Боке на площади около 3500 км² (рис. 8.1). Залежи бокситов приурочены к латеритной коре выветривания мощностью 10—15 м, которая сформировалась в палеоген-неогеновое время при выветривании субгоризонтально залегающих силурийских граптолитовых сланцев в условиях слаборасчлененной пенепленизированной равнины.

8.1.2. Эрозионные структуры

Эрозионные структуры образуются движущимися потоками воды, вырабатывающими ложбины, овраги и, в конечном счете, речные долины, озерные котловины, эрозионные террасы, уступы и другие формы. В долинах рек и котловинах озер происходит

аккумуляция континентальных озерных и речных отложений, в которых могут накапливаться россыпные и осадочные месторождения различных видов сырья. При этом морфология рудных залежей и их размещение определяются элементами строения долин и котловин.

Долины. Наиболее распространенными примерами месторождений, связанных с долинами рек, являются аллювиальные россыпи золота, платины, алмазов. Среди них в зависимости от их связи с конкретными элементами долин В.И. Смирновым (1976) выделяются русловые, косовые, собственно долинные, террасовые и дельтовые россыпи. С долинами связаны также повсеместно встречающиеся многочисленные месторождения песка, гравия и глин, континентальные осадочные месторождения железа (Лисаковское месторождение в Казахстане) и бокситов (Тихвинское месторождение в Ленинградской области и Смелянское в Белоруссии), инфильтрационные месторождения меди, урана и ванадия (Зауральский, Витимский районы, месторождения в штатах Канзас, Вайоминг, Юта и Аризона в США).

В рудных районах Монюмент-Валли и Уайт-Каньон в штатах Аризона и Юта, США, в течение перми и триаса накопилась толща континентальных отложений мощностью свыше 1500 м. Все значительные залежи медь-ванадий-урановых руд здесь локализованы в маломощной свите шинарамп триасовой формации чайнл. Она распространена в пределах дугообразного пояса шириной 5–20 км и протяженностью более 200 км, отвечающего древней речной долине (рис. 8.2). Непосредственно вмещающими являются аллювиальные отложения мощностью от 3 до 75 м. Они представлены линзообразными пластами песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов с большим количеством обломков углефицированной древесины, накопившихся в руслах меандрирующих рек (каналов) и пойменных долинах. Большинство урановых залежей располагается в боковых частях излучин и в относительно прямых участках каналов Шинарамп, в углубленных частях русел. Впадины дна палеорек заносились песком и гравием с обильным растительным обломочным материалом (рис. 8.3). Грубообломочный аллювий позднее оказался пронизываемым для ураноносных подземных вод, а углистый материал обеспечил восстановительную обстановку, необходимую для осаждения урана.

Котловины представляют собой депрессии эрозионного происхождения с пологими склонами и плоским днищем. Они могут достигать в поперечнике десятков и сотен километров и выполняются озерными и болотными отложениями, в которых встречаются осадочные континентальные месторождения железа, марганца, бокситов и других видов полезных ископаемых. Примером подобной структуры является котловина, вмещающая бокси-

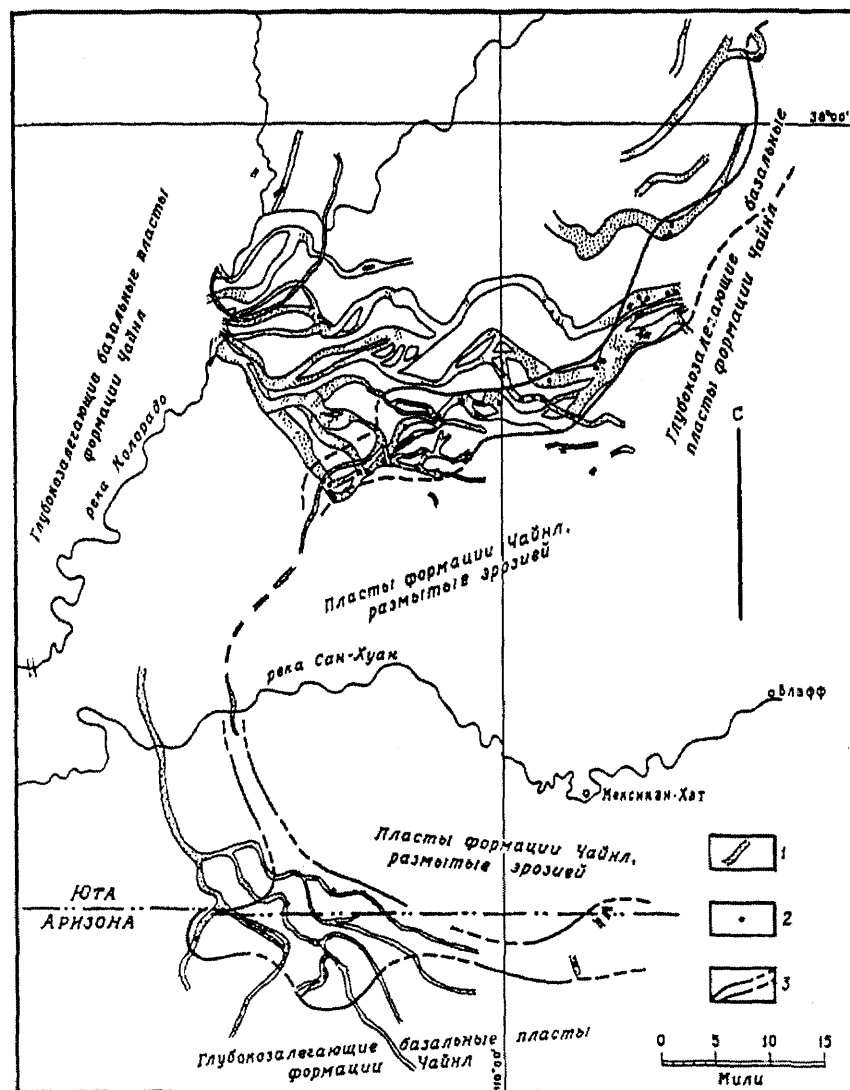


Рис. 8.2. Система палеорусел Шинарамп районов Монюмент-Валли и Уайт-Каньон, США (по Р. Мэлену).

1 — русла Шинарамп, оконтуренные на тех участках, где они не подверглись эрозии; 2 — значительные урановые залежи; 3 — пояс, благоприятный для рудообразования, включающий большинство значительных урановых залежей

товые месторождения Северо-Онежского района. Она была выражена понижением древнего (докаменноугольного) рельефа и выполнена нижнекаменноугольными бокситоносными отложениями.

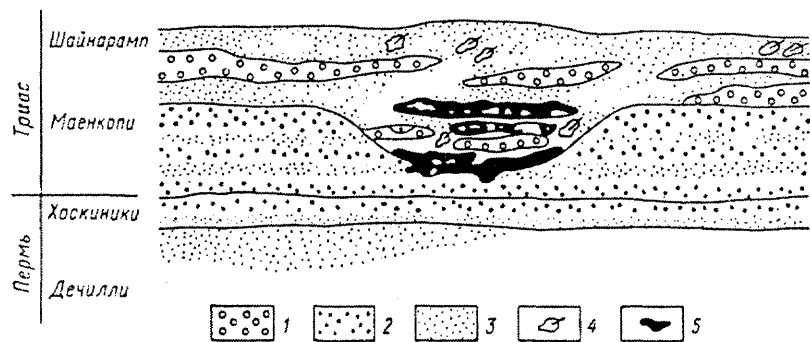


Рис. 8.3. Форма рудных тел, приуроченных к песчаникам древнего русла реки на месторождении Монумент-Валли, плато Колорадо, США (по П. Керру).

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

С озерной котловиной связано одно из крупнейших в мире месторождений боратов Крамер (Борон) в Калифорнии, США (рис. 8.4). Межгорная котловина здесь выполнена миоценовыми породами озерного происхождения: конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями туфогенных отложений и потоками базальтов, которые несогласно залегают на изверженных и метаморфических породах фундамента и достигают общей

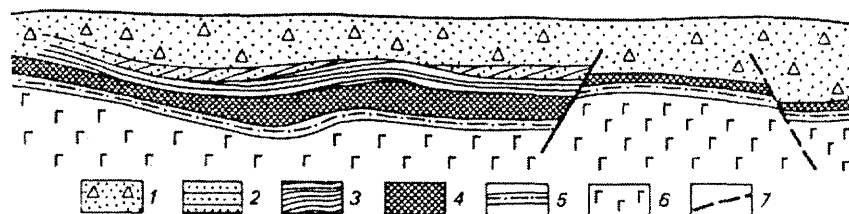


Рис. 8.4. Схематический разрез месторождения Крамер (по К. Гейлу).

1 — аллювиально-пролювиальные отложения; 2 — зеленые сланцы; 3 — синие сланцы; 4 — боратовая залежь; 5 — зеленые сланцы, почвы; 6 — базальты; 7 — сбросы

мощности 820 м. Глинистые сланцы верхних 90—100 метров разреза покрывают площадь около 10 км² и вмещают пластовое главное рудное тело мощностью 24—90 м и площадью 2 км². Накопление боратов происходило в условиях мелководного озера, находившегося в пустынной местности и питавшегося за счет термальных источников.

8.1.3. Карстовые структуры

Карст выражается в растворении и выносе части вещества горных пород и образовании в них пустот различного размера и формы. Следует различать экзогенный карст, возникающий при

циркуляции поверхностных и подземных вод, и эндогенный карст, который формируется при гидротермальных процессах выщелачивания пород. Нередки также полигенные структуры, при формировании которых на разных стадиях ведущую роль играли то метеорные воды, то гидротермальные растворы.

Для развития экзогенного карста необходимы следующие условия: 1) ровная или слабонаклонная поверхность (поверхность выравнивания), 2) низкий уровень подземных вод, 3) значительная мощность карстующихся пород (обычно известняков, реже доломитов, солей и гипсов), 4) спокойный тектонический режим. Наиболее характерными для экзогенного карста являются отрицательные формы рельефа, в том числе карстовые воронки, котловины, долины. Подземный карст включает такие формы, как пещеры, галереи, вертикальные каналы и др., формирующиеся на глубинах до нескольких десятков, а в исключительных случаях — сотен метров. При эндогенных процессах карстообразование протекает на глубинах до 1500 м, а иногда даже до 3000 м под воздействием горячих агрессивных растворов, и в нем могут участвовать также кварциты и некоторые другие породы.

Различные по происхождению карстовые формы играют важную роль в структуре многих месторождений бокситов, марганцевых руд (Постмасбург в ЮАР), силикатных никелевых руд (Уфалейское месторождение на Урале), железа (Алапаевское месторождение на Урале), стратиформных месторождений свинца и цинка (Болеслав и другие в Верхне-Силезском бассейне в Польше, Ледвилл, Джеферсон-Сити и другие в штате Миссури в США), гидротермальных месторождений меди (Цумб в Намибии) и ртути (Сан-Сальвадор в Испании и Терлингва в США), касситеритовых россыпей (долина Кинта в Малайзии).

Широко распространены карстовые структуры на различных месторождениях бокситов. Осадочные платформенные месторождения бокситов Амангельдинской, Западно-Тургайской и Центрально-Тургайской групп в Тургайском прогибе (Казахстан) приурочены к площадям развития карбонатных пород складчатого докембрийско-палеозойского фундамента. На породах фундамента залегает кора выветривания мощностью до 60 м, выше которой располагается бокситоносная свита палеоцен-эоценового возраста. Залежи бокситов приурочены к краевым частям дорудных котловин, образовавшихся на площадях развития известняков девона, в зонах контакта их с алюмосиликатными породами (рис. 8.5). Большинство бокситовых залежей располагается в пределах контактово-карстовых и карстово-котловинных депрессий, а некоторые из них — в карстовых воронках (рис. 8.6). Нижние горизонты отдельных залежей расположены в долинообразных карстовых и эрозионно-карстовых депрессиях, линей-

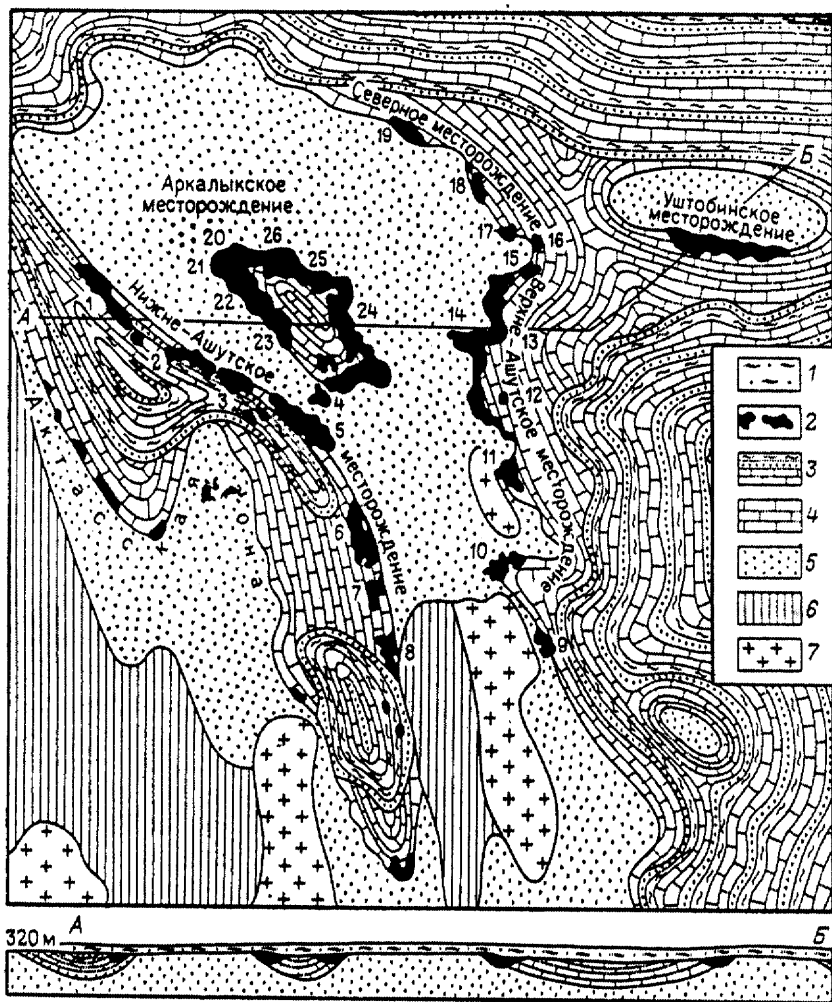


Рис. 8.5. Схематическая геолого-литологическая карта палеозойского фундамента и бокситоносных отложений Амангельдинского района (по Г. Кирпалю и В. Тенякову).

1 — песчано-глинистые четвертичные отложения (на разрезе); 2 — бокситовые залежи; 3 — известняки, аргиллиты, алевролиты и песчаники нижнекаменноугольные; 4 — известняки, доломитизированные известняки верхнедевонские и нижнекаменноугольные; 5 — гидрослюдистые песчано-глинистые сланцы, алевролиты франского яруса; 6 — кварциты, кварц-слюдистые и слюдисто-кварцевые графитовые сланцы, гнейсы, гнейсограниты докембрия; 7 — граниты; 1—26 — рудные участки

но вытянутых вдоль структур фундамента. Карстовые структуры встречаются также на морских осадочных бокситовых месторождениях (например, Красная Шапочка в Северо-Уральском бокситоносном районе, в Венгрии и на юге Франции, на Ямайке).

Рис. 8.6. Схема полициклического карстового бокситового месторождения (по Д.Г. Сапожникову). 1 — четвертичные и неогеновые песчано-глинистые отложения; 2 — каолининовая зона коры выветривания; 3 — зона дезинтеграции коры выветривания; 4 — известняки; 5 — бокситы; 6 — лигниты; 7 — глина; 8 — алевролиты; 9 — пески; 10 — гравийный материал; 11 — грубообломочный материал

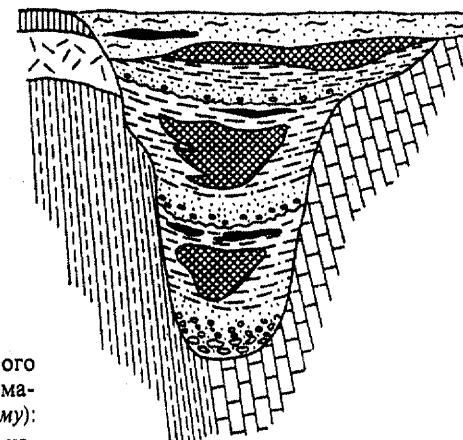
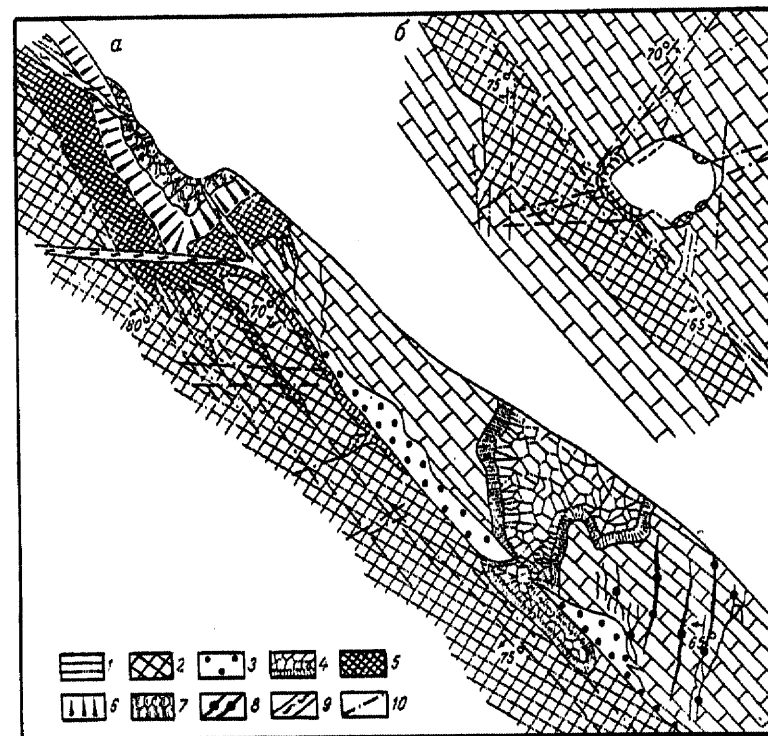
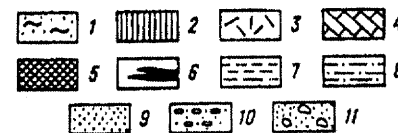


Рис. 8.7. Строение Главного рудного тела на горизонте пещеры им. Ферсмана, Средняя Азия (по В.И. Казанскому): а — деталь, б — общий план; 1 — известняки со штокерковыми скоплениями крупнокристаллического кальцита; 2 — жилы крупнокристаллического кальцита; 3 — дорудные карстовые песчаники; 4 — шестоватый кальцит; 5 — «рудный мрамор»; 6—7 — барит: 6 — красный листоватый, 7 — бурый пластинчатый; 8 — прожилки вторичных рудных минералов; 9 — красная «послерудная» глина; 10 — разрывные нарушения



На эндогенных месторождениях рудные тела, связанные с карстовыми формами, могут быть подразделены на три типа (Вольфсон, Яковлев, 1975). К первому относятся рудные тела, сформировавшиеся на стенках карстовых полостей. Характерным примером является месторождение Гюя-Муюн в Средней Азии. Здесь в приподнятом блоке известняков верхнего девона—нижнего карбона наблюдается серия трубообразных карстовых пустот, которые сопровождаются брекчиями и возникли на месте пересечения северо-западных и субширотных разломов. К ним приурочены рудные тела, сложенные серией баритовых и кальцитовых кор, нараставших одна на другую и распространяющихся на большую глубину (рис. 8.7).

Ко второму типу относятся месторождения, рудные тела которых связаны с обрушением крутонаклонных карстовых пустот, возникших вдоль разрывных нарушений. Обрушение таких пустот приводит к появлению различно ориентированных глыб и обломков карбонатных пород, образующих в совокупности массивы брекчий с повышенной пустотностью. Пустоты затем могут выполняться магматическими расплавами или гидротермальными рудными минералами. Типичным примером является Осиновский шток свинцово-цинковых руд на Кадаинском рудном поле в Восточном Забайкалье.

К третьему типу отнесены рудные тела, приуроченные к зонам обрушения, возникшим над пологими карстовыми пустотами в связи с выщелачиванием нижележащих пластов известняков. Подобные структуры контролируют рудные тела на урановых месторождениях плато Колорадо, где обрушению подверглись юрские песчаники над карстовыми пустотами в нижележащих триасовых известняках. В Иллинойсе удлиненные тела флюорита в пологоза-

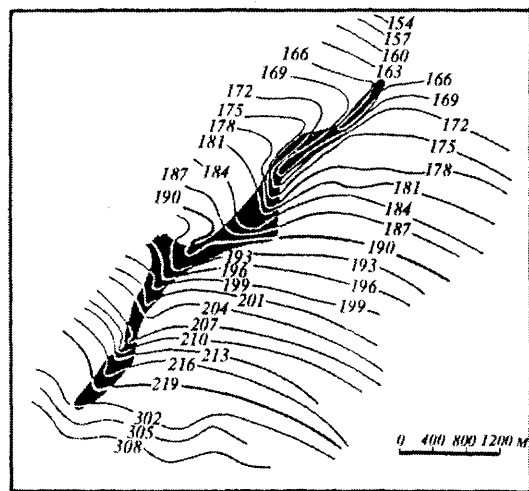


Рис. 8.8. Флюоритовое тело, локализованное в зоне обрушения карстового происхождения в подстилающих известняках на месторождении Ист-Грин, США (по Р. Грогану).

Изолинии показывают высотную отметку (м) стратиграфического контакта

легающих породах также локализовались в зонах обрушения путем выполнения потенциальных пустот, возникших в результате выноса части компонентов породы в зонах нарушений (рис. 8.8).

Примеры месторождений в структурах, обязанных своим происхождением эндогенному карсту, известны в Верхне-Силезском районе в Польше. Свинцово-цинковые месторождения типа долины Миссисипи приурочены здесь к 200-метровой толще диagenетических или первичных доломитов, известняков и мергелей, которая несогласно залегает на палеозойских и докембрийских породах и в свою очередь несогласно перекрывается юрскими отложениями. В юрское время произошел первый этап карстообразования в триасовых доломитах, которые подверглись воздействию циркулировавших в них горячих агрессивных растворов (подземный карст). Значительная часть руд месторождений образовалась путем выполнения карстовых пустот растворения в породах, на стенках которых отлагались рудные минералы. Но к числу возникших при этом карстовых структур относятся и различные деформации, связанные с перераспределением напряжений в породах после выноса части их вещества и образования пустот: небольшие гравитационные сбросы и трещины («карстовая тектоника»), повышавшие проницаемость доломитов, а также тела брекчий обрушения кровли карстовых полостей, которые служили важными рудоконтролирующими структурами (рис. 8.9).

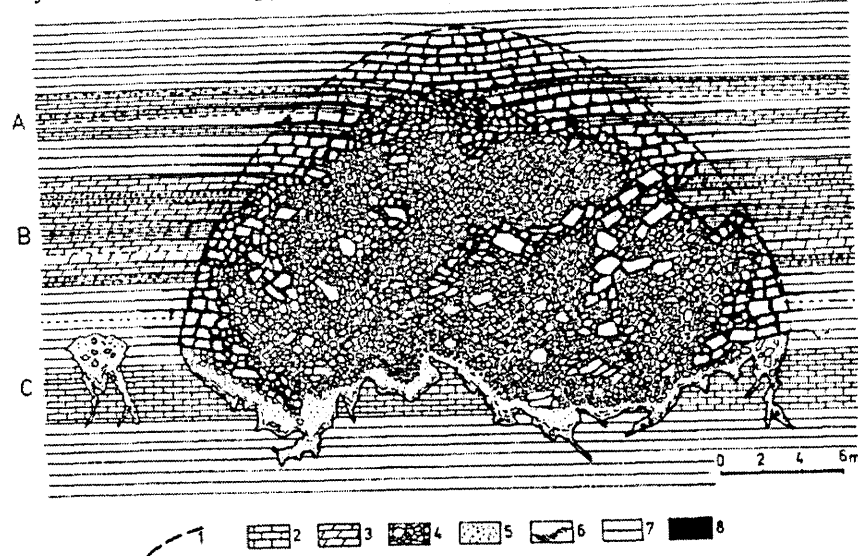


Рис. 8.9. Минерализованные брекчии, выполняющие карстовую полость на месторождении Верхне-Силезского бассейна, Польша (реконструкция на основе частных разрезов в горных выработках на уровнях А, В и С) (по М. Сасс-Густкевич и др.). 1 — контуры полости; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — брекчии; 5 — мелкозернистые обломочные доломиты; 6 — слоистые осадочные породы; 7 — реконструированная не вскрытая выработками часть тела брекчий; 8 — рудные минералы

Их образование и формирование сульфидной минерализации стали двумя следствиями одного и того же гидротермального процесса. Рудоносные брекчии состоят из угловатых обломков доломитов, промежутки между которыми выполнены сульфидными минералами и (или) более мелкими обломками. Практически на каждом из месторождений района устанавливается несколько стадий брекчирования доломитов и минералообразования. Важная роль карстовых структур в локализации оруденения установлена также на свинцово-цинковых месторождениях типа долины Миссиссипи на юго-востоке штата Миссури (США), на месторождениях на востоке штата Теннесси и ряде подобных объектов в Канаде (Даниелс-Харбор, Пайн-Пойнт, Нанисивик).

8.2. СУБМАРИННЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

8.2.1. Прибрежно-морские структуры

В поперечном сечении стабильных морских (океанических) берегов выделяются следующие элементы: 1) высокий берег, 2) клиф, 3) пляж, 4) подводный склон, 5) глубинная часть (рис. 8.10). С пляжами и подводными склонами прибрежно-морских зон бывают связаны современные и древние литоральные россыпи тяжелых минералов (ильменита, рутила, монацита, циркона, алмазов, касситерита, иногда золота и платины). Такие современные россыпи известны на берегах Тихого, Индийского и Атлантического океанов в Австралии, Индии, Бразилии, на Цейлоне и побережье Флориды в США. Ископаемые россыпи неоген-палеогенового, мезозойского и палеозойского возраста имеются на Украине, в Сибири, на Урале и Тимане.

Литоральные россыпи представляют собой субмаринные аккумулятивные формы (пляжи, дюны), которые обладают ленто-видной или линзовидной формой. Они достигают мощности до нескольких метров, реже первых десятков метров при ширине

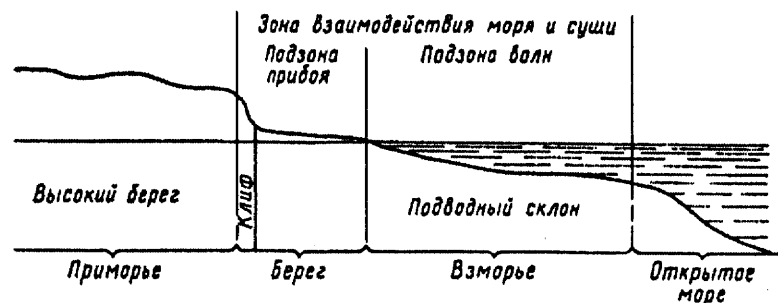


Рис. 8.10. Схема строения стабильного морского побережья (по В.И. Смирнову)

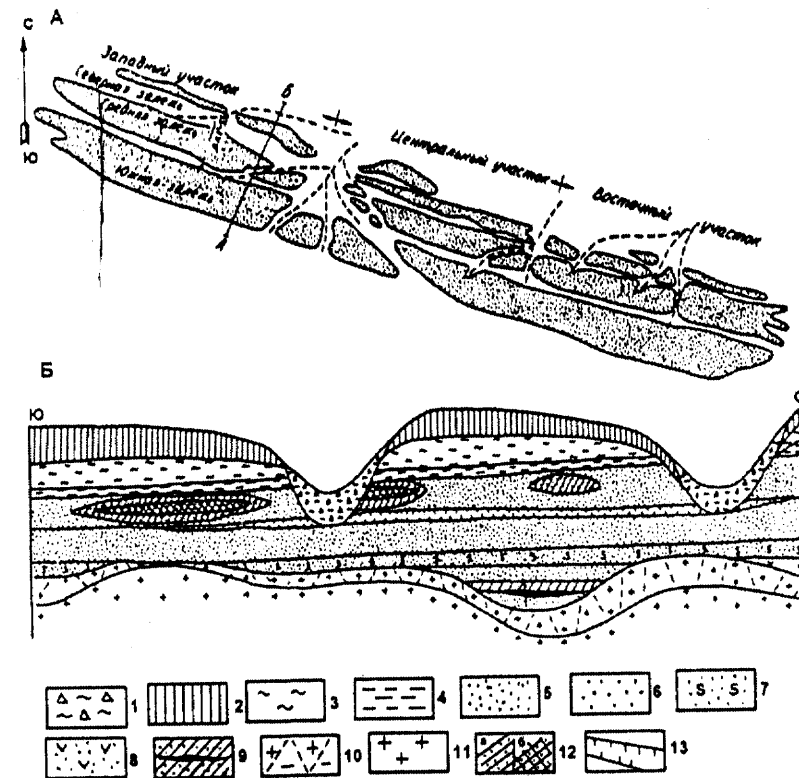


Рис. 8.11. Схема расположения (А) и разрез (Б) рудных залежей сарматской россыпи Малышевского месторождения (по С.Н. Цымбалу, Ю.А. Полканову). Отношение горизонтального и вертикального масштабов 10:1.

1—3 — четвертичные отложения: 1 — балочный аллювий и склоновые отложения, 2 — покровные суглинки, 3 — красно-бурые глины; 4—5 — сарматские отложения: 4 — зеленовато-серые глины, 5 — пески мелкозернистые; 6 — полтавские тонкозернистые пески; 7 — харьковские глауконит-кварцевые пески; 8 — киевские пески и мергели; 9 — бучакские пески, глины, бурые угли; 10 — кора выветривания; 11 — кристаллические породы; 12 — рудные залежи сарматского возраста: а — богатые, б — бедные; 13 — рудный пласт полтавского возраста

десятки, реже первые сотни метров и протягиваются по простиранию на сотни метров—первые километры.

Примером месторождений в подобных структурах является Малышевское титано-циркониевое россыпное месторождение на Украине (рис. 8.11). Оно находится на северном склоне Украинского кристаллического массива и залегает среди прибрежно-морских кварцевых песков сарматского яруса миоцена. Кристаллические породы Украинского щита послужили первоисточниками россыпи. Мощность богатых рудных тел имеют 10—15 м при мощности промышленного пласта 20—25 м.

Сарматская россыпь — типичная россыпь аккумулятивного выровненного берега. Она состоит из трех пространственно сближенных субпараллельных пластовых залежей субширотного простирания, залегающих со слабым (0,003—0,006) уклоном на север и разделенных узкими (200—300 м) участками с непромышленными содержаниями минералов. Предполагается, что основное высвобождение и мобилизация рудных минералов приходится на мезозойский этап выравнивания и корообразования, первоначальное накопление их протекало в прибрежной зоне харьковского бассейна, а окончательная концентрация рудных минералов до промышленного уровня происходила в относительно низкоэнергетической обстановке в прибрежной зоне полтавского бассейна, а затем — на пляжах сарматского бассейна.

8.2.2. Баровые структуры

Бары представляют собой крупные валообразные аккумулятивные формы, протягивающиеся вдоль берега моря иногда на сотни километров при высоте несколько метров. Они бывают сложены галечными, гравийно-песчаными отложениями, ракушечными скоплениями. Ископаемые баровые структуры известны на месторождениях медистых сланцев в Польше, на многих месторождениях типа долины Миссисипи в США, а также на современных (неоген-четвертичных) и древних россыпных месторождениях, сформировавшихся в береговой зоне морских бассейнов.

Например, в рудных районах Юго-Восточного Миссури наблюдаются громадные бары, сложенные грубозернистыми осадками с отчетливо видимым падением слоев на флангах, высотой до 10 м и выше и протяженностью от 100 м до 1 км и более. С ними связываются отдельные тела свинцово-цинковых руд, которые могут локализоваться на флангах баров, в участках выклинивания некоторых горизонтов и трансгрессивного залегания более молодых слоев. В тех случаях, когда бары и связанные с ними фациальные неоднородности вмещающих пород являются единственным фактором структурного контроля, рудные тела могут располагаться вблизи склонов баровых структур в любой части разреза рудоносной формации Боннетерре. Над барями, хорошо выраженными в палеорельефе дна бассейна, нередко образовывались водорослевые рифы, которые вместе с ними участвовали в строении комплексов баровых рифов, гигантских сложных гребней, являвшихся главными концентраторами оруднения в этом рудном районе (рис. 8.12).

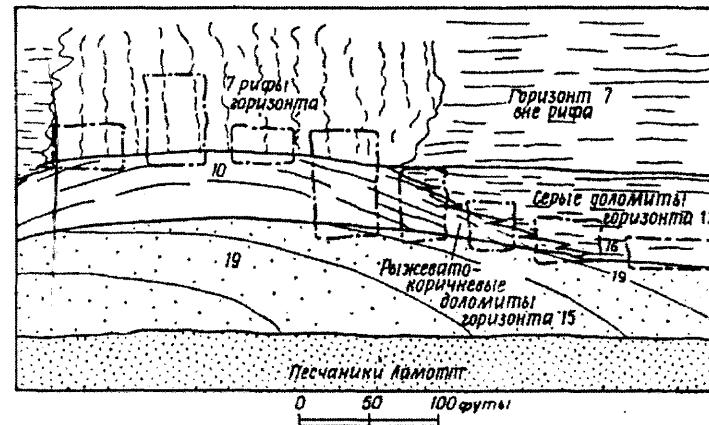


Рис. 8.12. Характер распространения минерализации в пределах комплекса баровых рифов на месторождениях типа долины Миссисипи в США (по Ф. Снайдеру и П. Гердеману).

На флангах структуры руды приурочены к нижним горизонтам формации Боннетерре, а в центре — к надгребневому фациям. Штрих-пунктирной линией показаны контуры горных выработок

С береговыми барями связаны комплексные редкометалльно-титановые россыпные месторождения Лукояновской группы в Нижегородской области. Они образовались в батское время и располагаются на северной окраине среднеюрского седиментационного бассейна, занимавшего Ульяновско-Саратовскую синеклизу. Локальной структурой, контролирующей размещение месторождений, явился Токмовский свод, по юго-восточной периферии которого и располагаются все месторождения. Они распределяются в соответствии с размещением более мелких платформенных положительных структур, которые, в сущности, и определяли литодинамику бассейна и морфологию отдельных залежей. Береговая линия батского моря, видимо, располагалась на широте р. Оки, а основной поток наносов ориентировался в субширотном направлении. Формирование россыпей шло на мелководном шельфе, изобилующем банками и островами, совпадающими с центрами локальных поднятий. Большинство рудных тел вытянуто в широтном направлении и имеет линейную форму, часто с характерным подковообразным замыканием. Это позволяет предполагать, что вмещающие их аккумулятивные тела представляли собой подводные островные бары, окаймлявшие острова и банки (рис. 8.13). При этом наблюдается, что наибольшая мощность пласта (8—10 м) и самые высокие содержания рудных минералов характерны для крыльев локальных структур, а по

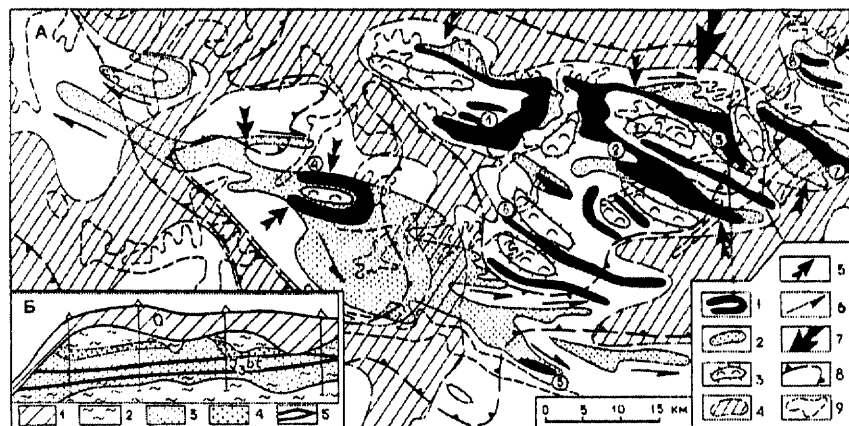


Рис. 8.13. Схема размещения титано-циркониевых россыпей Лукояновского россыпного района (А) (на палеогеографической основе, батское время) (по материалам С.И. Гурвича, В.О. Поздняка и др.).

1 — россыпи; 2 — площади распространения фаций батского моря; 3 — острова и отмели; 4 — впадины и депрессии дна; 5 — волновые равнодействующие; 6 — направление преимущественного перемещения материала; 7 — направление преимущественного поступления материала из области сноса; 8 — положительные морфоструктуры; 9 — современная граница распространения батских отложений. Россыпи (цифры в кружках): 1 — Шатковская, 2 — Итмановская, 3 — Сунгуловская, 4 — Казаковская, 5 — Алатырская, 6 — Ульяновская, 7 — Науповская, 8 — Ветошкинская. Принципиальный разрез Итмановской россыпи (Б) (по данным Средне-Волжской ГРЭ). 1 — покровные суглинки; 2 — глины и глинистые сланцы; 3 — пески тонкозернистые; 4 — пески среднезернистые; 5 — контур промышленного пласта

мере приближения к их сводам мощность пласта уменьшается до 1—2 м при одновременном снижении содержания полезных компонентов.

8.2.3. Рифовые структуры

Рифовые структуры широко развиты на свинцово-цинковых месторождениях штата Миссури в США, в частности в Старом Рудном Районе и рудном районе Вибурнум. Они представляют собой крупные массы карбонатных пород с органической структурой, содержащие также обломки и отдельные прослои типичных осадочных образований. В участках наиболее яркого проявления рифовые массивы в плане имеют грубую гребневидную форму с почти вертикальной стенкой, обращенной в сторону моря, и более пологой стенкой, обращенной к суше (рис. 8.14). В их строении участвуют узкие, выпуклые наружу водорослевые постройки (роллы), простирающиеся нормально по отношению к удлинению рифа в целом. Наиболее часто основанием рифов служат калькарениновые бары или придонные выступы докембрийского фундамента. Основным рудоконтролирующим эле-

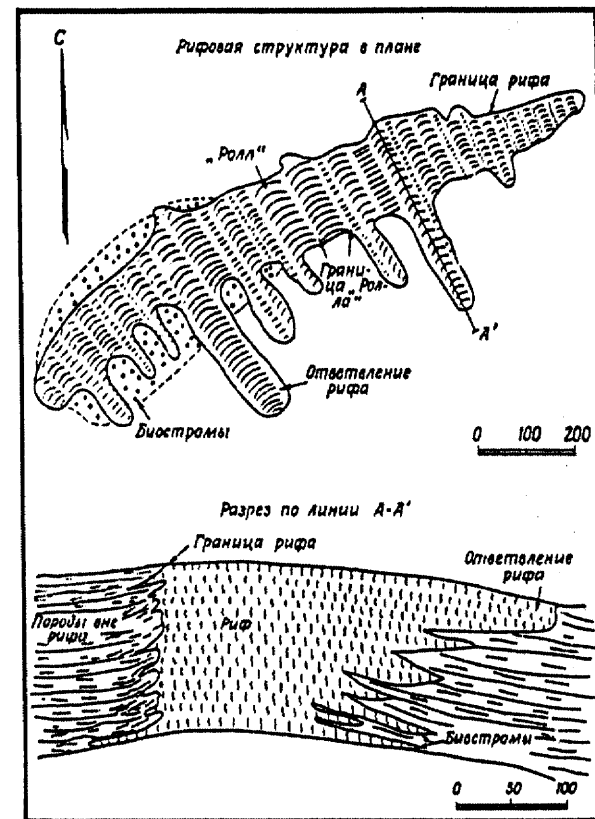


Рис. 8.14. Детали строения рифовых сооружений в плане и в разрезе на месторождениях типа долины Миссисипи в США (по Ф. Снайдеру и Дж. Эмери)

ментом подобных структур является контакт между колониальными водорослевыми рифами и подстилающими обломочными карбонатными породами. Рудные минералы отлагаются вдоль плоскостей напластования, в основании рифовых построек, в трещинах и в виде вкрапленности среди органических карбонатных пород. Там, где роллы сближены, вся рифовая масса может обрабатываться как руда. Если же роллы и промежутки между ними широки, на краях таких рифовых «антиклиналей» образуются обособленные рудные тела, поперечные по отношению к генеральному простираению полосы рифов.

8.2.4. Оползневые структуры

При гравитационном оползании осадков на склонах конседиментационных поднятий происходит образование оползневых складок и брекчий. Рудоконтролирующая роль таких структур

хорошо видна, например, на свинцово-цинковых месторождениях типа долины Миссисипи на юго-востоке штата Миссури в США. Как уже указывалось, в их структуре важная роль принадлежит калькаренитовым барам. На флангах баровых поднятий и происходили подводные оползни, а зоны брекчирования, возникшие при этом, относятся к числу важнейших рудовмещающих структур района. Иногда оползни на одном и том же участке проявляются неоднократно, причем более молодые оползни накладываются на более древние зоны брекчирования. Непрерывные рудные зоны в участках широкого проявления многократных оползней достигают 1800 м в длину и 50 м по вертикали (рис. 8.15). Они вытягиваются параллельно калькаренитовым барам, и часто зона сплошных руд прослеживается вдоль всей выпуклой части бара. Склоны бара при этом минерализованы лишь в редких случаях.

8.2.5. Структуры выклинивания

На месторождениях некоторых типов исключительно благоприятными для концентрации оруденения оказываются зоны фациальных изменений рудовмещающих толщ, резкого выклинивания некоторых горизонтов или пачек пород. Примеры месторождений в таких структурах встречаются на многих месторождениях типа долины Миссисипи в США, Канаде и других районах. На месторождениях этого типа в Канаде (в частности, Роб-Лейк) устанавливается положение главных рудных тел в зоне фациальной смены шельфовых известняков глинистыми сланцами более глубоководных частей бассейна осадконакопления.

Структуры выклинивания на месторождениях Юго-Востока Миссури обычны для участков, прилегающих к крупным конседиментационным поднятиям, вблизи которых выклиниваются песчаники Ламотт и слои карбонатных пород нижней части формации Боннетерре. Наиболее простым случаем является локализация оруденения непосредственно над линией выклинивания песчаников, как, например, на руднике Ламотт. Рудное тело в этом случае образует неполный круг около захороненного выступа докембрийского фундамента. Ширина рудного тела колеблется от 15 до 45 м, мощность его на отдалении от выступа менее 1 м, но вблизи выступа возрастает до 12 м.

Важнейшая разновидность структур выклинивания возникает там, где вблизи поднятий докембрийского фундамента уменьшается мощность, появляются водорослевые рифы и происходят резкие смены фаций карбонатных пород формации Боннетерре. Еще одна разновидность таких структур установлена на месторождении Хайден-Крик (рис. 8.16). Здесь известны два выступа

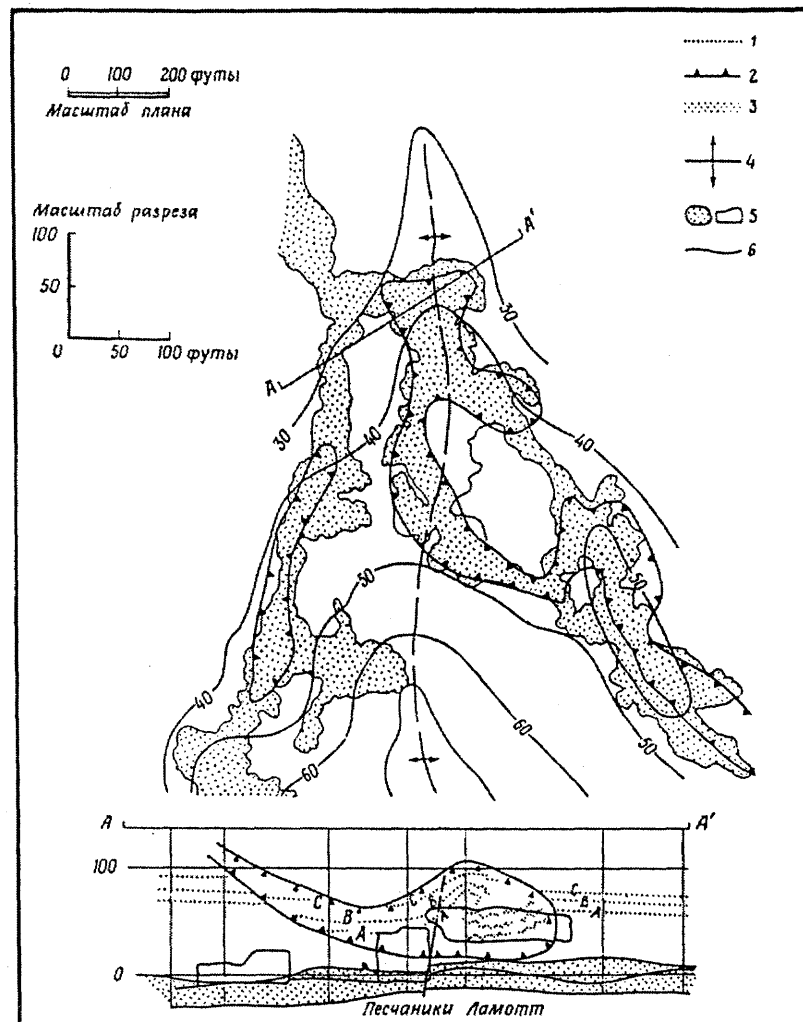


Рис. 8.15. Рудное тело месторождения Ледвуд, приуроченное к участку проявления подводного оползня (по Ф. Снайдеру и Дж. Оделлу).

1 — маломощные горизонты сланцев; 2 — брекчии, установленные горными выработками; 3 — калькарениты; 4 — шарнир калькаренитового поднятия; 5 — горные выработки; 6 — изолинии расстояний до кровли песчаников Ламотт

фундамента, каждый из которых сопровождается оруденелыми галечниками с карбонатным цементом. Последние возникли за счет гранитных обломков, снесенных с ближайшего выступа. Главный горизонт галечников имеет мощность около 30 м, но быстро выклинивается в сторону бассейна осадконакопления. Самое богатое оруденение локализуется непосредственно на выклинке галечников, где сульфиды замещают карбонатный цемент.

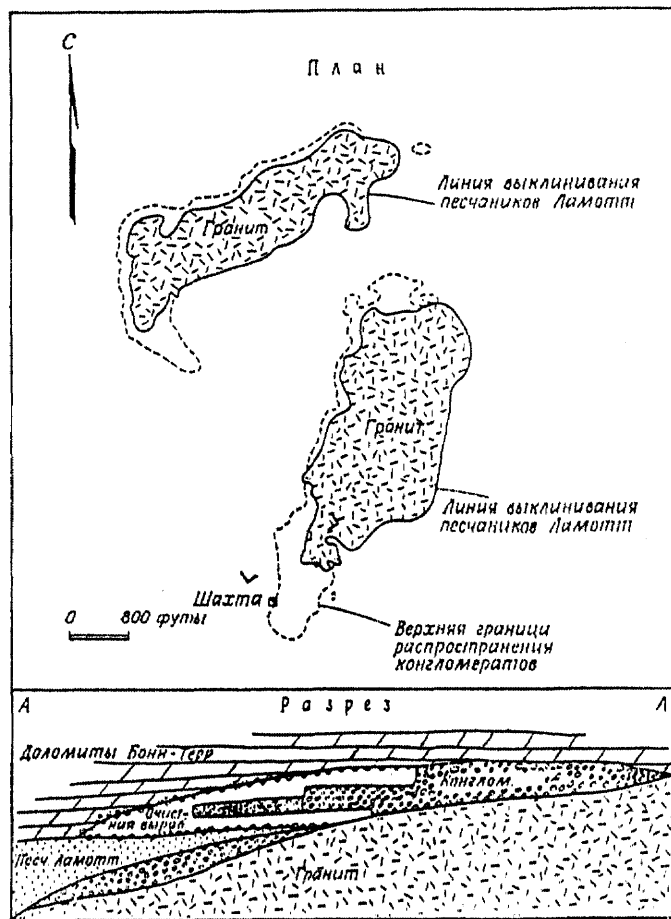


Рис. 8.16. План и разрез рудного тела, приуроченного к структуре выклинивания, на месторождении Хайден-Крик, США (по Д. Бьюмонту).

В рассмотренных примерах факторами, определившими позицию оруденения, явились повышенная пористость крупнообломочных пород, карбонатный состав их цемента, легко подвергавшегося замещению сульфидами, а также позиция линз конгломератов над выклинкой песчаников Ламотт, по которым фильтровались нагретые металлоносные растворы. В отличие от этого, размещение некоторых других типов месторождений вблизи границ фаций объясняется сменой фациально-геохимических условий рудоотложения. Примером может служить локализация марганцевых руд в участках выклинки железных руд, с одной стороны, и известняков, с другой стороны, на месторождении Западный Каражал в Казахстане.

8.2.6. Поверхности несогласий

Наиболее благоприятными с точки зрения рудолокализации являются поверхности стратиграфического несогласия, осложненные долинами, карстовыми полостями и другими неровностями, связанными с эрозионными процессами (эрозионное несогласие). Такие структуры устанавливаются на крупных участках поверхности и поэтому могут определять структуры рудных полей и даже районов.

Поверхности эрозионного несогласия контролируют рудные поля и месторождения бокситов осадочного морского происхождения (например, Красная Шапочка на Северном Урале), рудные поля стратиформных месторождений свинца и цинка (район Маскот—Джефферсон-Сити в штате Теннесси), железа, марганца и других видов полезных ископаемых.

В рудном районе Постмасбург—Аукампруст в ЮАР крупные марганцевые месторождения приурочены к поверхности протерозойского эрозионного несогласия между доломитами и вышележащими сланцами базальной части разреза формации Трансвааль (рис. 8.17). Во время перерыва в осадконакоплении поверхность суши, сложенная марганецсодержащими доломитами, подверглась мощным процессам выветривания, за которыми последовало формирование тел марганцевых руд. Для доломитов характерно развитие карста, и тела самых высококачественных руд крупного

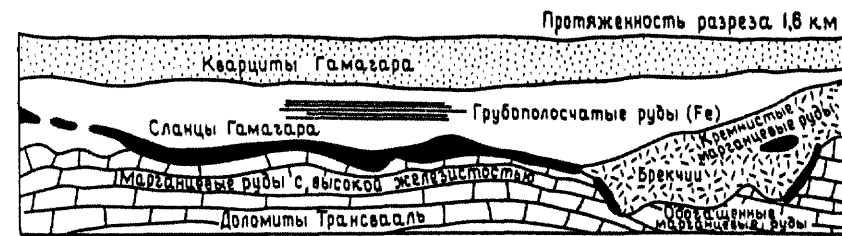
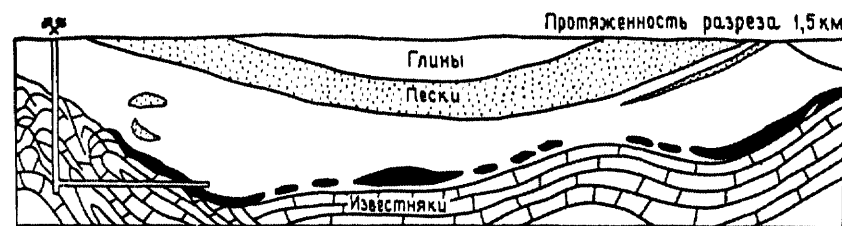


Рис. 8.17. Схематические геологические разрезы марганцевых месторождений рудного района Постмасбург и железо-марганцевых месторождений типа Линденер-Марк (по Х. Борше)

марганцевого месторождения Клипфонтейн-Хиллс, например, располагаются в мешкообразных палеокарстовых структурах.

На стратиформных свинцово-цинковых месторождениях в штате Миссури редкие зоны эрозионного несогласия среди доломитов формации Боннетерре могут служить рудовмещающими для рудных тел покровного типа. Подобные зоны были способны обеспечить интенсивную латеральную миграцию рудообразующих растворов. В отдельных случаях, когда незначительные искривления поверхности несогласия способствовали возникновению структур типа гребней или куполов, это приводило к образованию промышленных рудных тел.

8.3. ТЕКТОНО-ЭКЗОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Структуры этой группы наиболее часто возникали на активных континентальных окраинах, пассивных окраинах континентов и в авлакогенах (по А.А. Ковалеву). К ним отнесены конседиментационные поднятия и депрессии. По масштабу они могут быть региональными или локальными, и соответственно эти структуры могут контролировать размещение месторождений на рудных полях или отдельных рудных тел на месторождениях. В образовании и развитии таких структур различную роль могли играть крупные разрывные нарушения. Если их значение невелико, поднятия принимают вид куполов, а депрессии — плоских мульд, с которыми бывают связаны осадочные месторождения. В противном случае, при активной роли движений по разломам, ограничивающим такие структуры, последние имеют блоковое строение и приобретают комбинированный, тектоно-экзогенный характер. С такими структурами нередко связаны стратиформные, гидротермально-осадочные и другие месторождения, обязанные своим происхождением эпигенетическим экзогенным или гидротермальным процессам, в ходе которых разломы могли играть рудоподводящую роль.

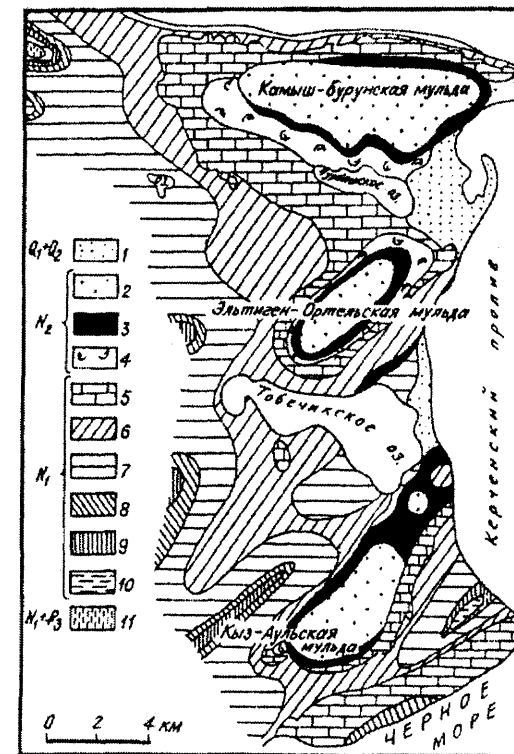
Поднятия и депрессии часто сопряжены, в пределах таких структур рудные объекты могут располагаться как в центральных частях, так и на их сопряжении. Внутреннее строение осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в пределах таких структур определяется их литолого-фациальными особенностями и развитием в их пределах баров, несогласий, структур выклинивания и др.

8.3.1. Конседиментационные депрессии

Примеры конседиментационных депрессий встречаются в Керченском железорудном бассейне (Эльтинская, Камышбурунская и другие мульды; рис. 8.18). Морские платформенные осадочные

Рис. 8.18. Схематическая геологическая карта южной части Керченского бассейна (по М. Скобникову).

1 — пески пересыпей, кос, террас; 2 — глины песчанитые и пески; 3 — бурые железняки; 4 — ракушечники глинистые, известняки; 5 — известняки детритусовые и мшанковые; 6 — известковые глины; 7—11 — глины: 7 — трепеловидные, 8 — зеленовато-серые и оливково-зеленые, 9 — слоистые с прослоями мергелей, 10 — с мергелями, известняками детритусовыми и строматолитовыми, 11 — майкопские



месторождения оолитовых руд встречаются здесь в крупных тектонических брахисинклинальных структурах, а также в ложнотектонических структурах — компенсационных прогибах в зоне развития грязевого вулканизма («вдавленных синклиналях»). Эти конседиментационные структуры определяют морфологию, распределение мощности и даже латеральную зональность рудных тел месторождений. Рудные залежи имеют пластовую форму, их мощность достигает максимума (25—40 м) в центральных частях мульд, быстро уменьшается на крыльях до 0,5 м и до полной выклинки на соседних поднятиях (рис. 8.19). В направлении от бортов мульд к их центральным частям закономерно изменяется состав руд. В краевых частях, где глубина моря была невелика и режим осадконакопления был оксидным, преобладают бурые железняки (содержат трехвалентное железо). В центральных зонах, где на больших глубинах сохранялись восстановительные условия, руды представлены железистыми хлоритами (содержат двухвалентное железо).

С крупной тектоно-экзогенной депрессией связана крупнейшая в мире группа месторождений золота Витватерсранд в ЮАР. Она приурочена к обширному синклинорному прогибу северо-восточного простирания протяженностью 350 км при ширине 25—50 км (рис. 8.20). Палеофациальные и палеотектонические реконструкции позволили Д. Преториусу сделать вывод, что сис-

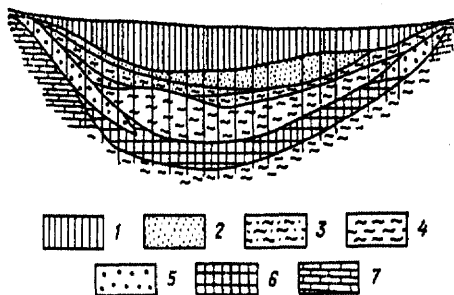


Рис. 8.19. Геологический разрез конседиментационной депрессии (мульды) на Керченском месторождении (по Ю. Ю. Юрку и др.). 1 — лессовидные суглинки; 2 — пески и алевролиты; 3 — глины песчаные; 4 — глины; 5 — икражные, обломочные и обломочно-оолитовые руды; 6 — табачные оолитовые руды; 7 — известняки

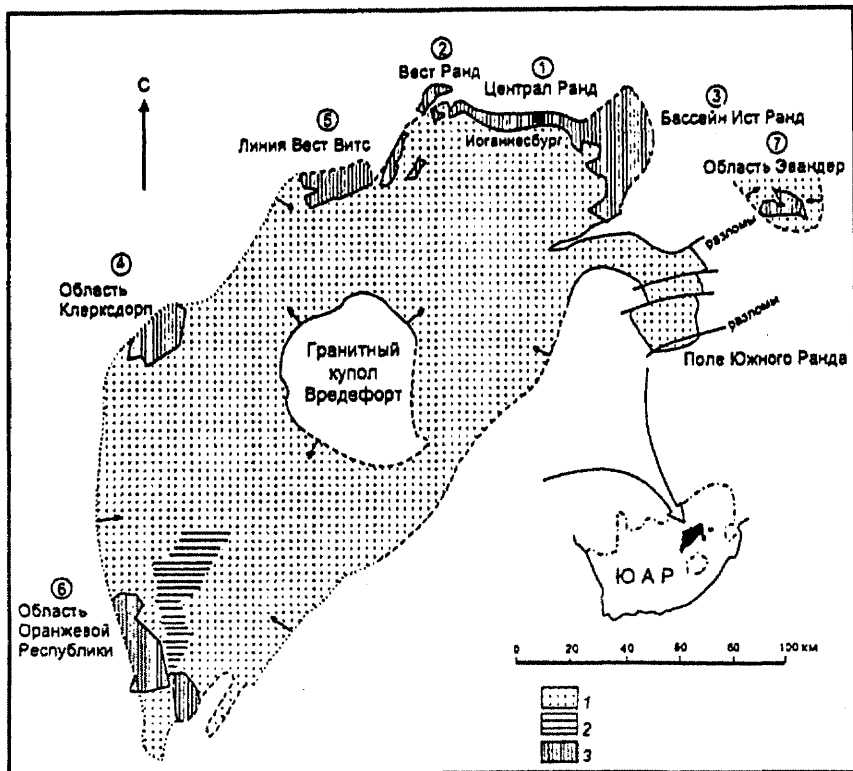


Рис. 8.20. Бассейн Витватерсранд и его окрестности (по М.М. Константинову и др.). 1 — группа Центрального Ранда; 2 — группа Западного Ранда; 3 — территория горной добычи

тема Витватерсранд накапливалась во внутрикратонной межгорной впадине, ограниченной на севере разломом. По мнению А.Д. Щеглова (1994), Витватерсранд связан с рифтогенной структурой, тогда как В.Е. Хаиним (1971) прогиб рассматривается как межгорный, выполненный орогенной молассой. В настоящее время считается установленным тектонический характер впадины. Ее

подвижность со временем возрастала, а размеры сокращались. В развитии впадины выделены шесть импульсов прогибания, которые фиксируются значительными угловыми несогласиями горизонтов осадочных пород. Прогиб осложнен серией куполов, в ядрах которых выходят граниты, а по периферии последовательно фиксируются все составляющие рудоносной свиты Витватерсранд общей мощностью около 8 км. Свита сложена кварцитами, гравелитами, глинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами, более крутое залегание которых в бортах прогиба сменяется на более пологое в центральных его частях. Золотоносные горизонты представляют собой пласты конгломератов мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров с кварцевой галькой и плотным кварцевым цементом, содержащим золото (рис. 8.21). Слои, включающие пласты золотоносных конгломератов, образовывались в пределах равнины. Дискуссионным остается вопрос, была ли эта поверхность дном внутреннего моря или мелководного озера, морским побережьем, низкой дельтой или предгорной равниной. Питающая бассейн система рек отличалась высокой энергией потока. Она проникала во впадину через узкий каньон, пересекающий краевую зону разломов, и отлагала обломочный материал в виде веерообразной дельты. По мнению М.М. Константинова и других (2000), такие выдержанные слои, как Майн-Риф-Лидер, могли образовываться путем выноса огромного количества обломочного материала целой системой рек и затем сортировки его в результате наступления моря. В пределах рудоносных горизонтов золото концентрируется у основания или в верхней части и связывается с более крупной галькой, что указывает на более сильную деятельность течения. В целом скопления золота, или богатые струи, совпадают с полосами более крупнообломочных конгломератов и, как можно судить по ориентировке гальки, с направлением транспортировки материала. Между струями в рудном горизонте размер галек уменьшается и появляются участки кварцитов. Богатые струи расположены вне видимой связи со структурами, сбросами и являются, по существу, древними россыпями. Исследование таких палеорусел показывает, что в ряде случаев положение их осевых частей определялось разломами в основании депрессии.

Примером месторождений, связанных с контролируруемыми разломами конседиментационными впадинами, является, например, крупное месторождение свинца и цинка Ред-Дог на Аляске. Современная структура месторождения сформировалась в послерудный этап и определяется серией крупных надвигов, образование которых завершилось в раннем мелу. Месторождение залегает

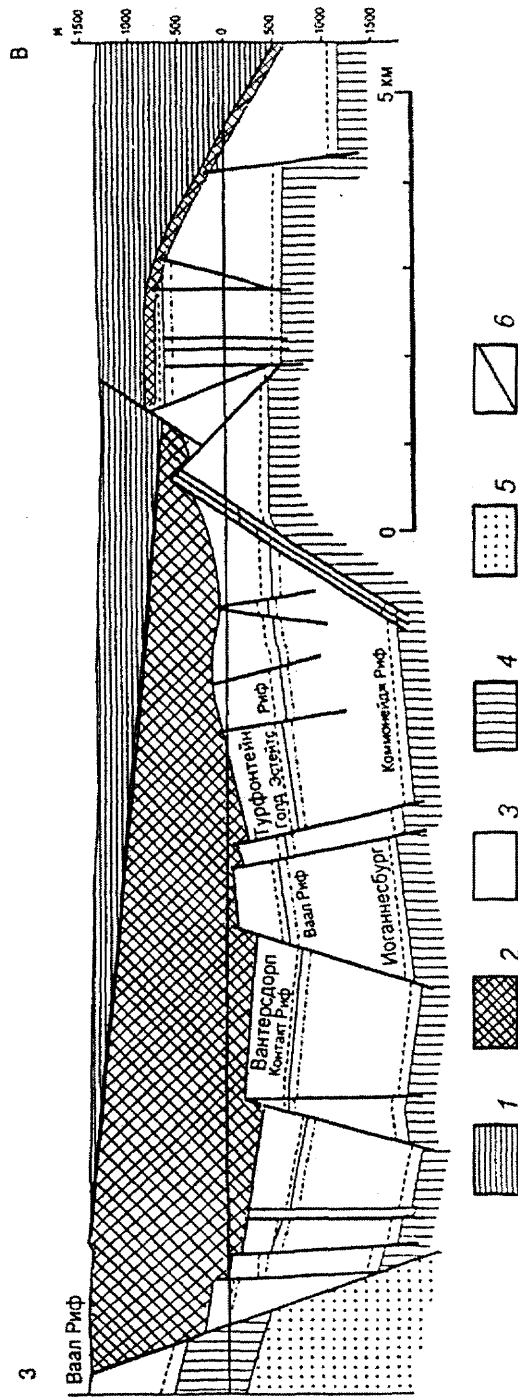
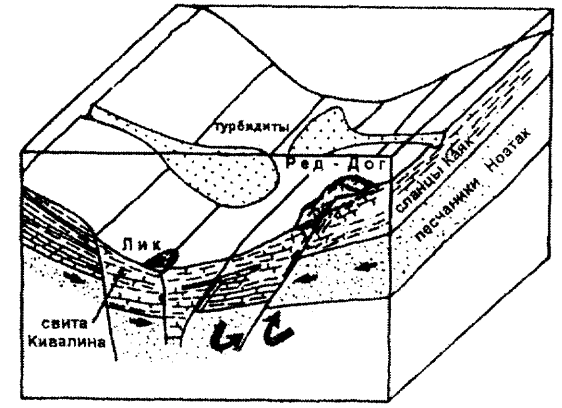


Рис. 8.21. Геологический разрез через золоторудное поле Клерксдорп (по М. М. Константинову и др.).
 1 — группа Чуниспурт (доломиты); 2 — кварцевая формация Блек-Риф;
 3 — супергруппа Йоганнесбург, Турфонтейн, Венгердорп; 4 — супергруппа Джепперстаун;
 5 — супергруппа Совермент; 6 — разломы

Рис. 8.22. Реконструкционная блок-диаграмма участка миссисипского (позднепалеозойского) бассейна на момент образования месторождений Ред-Дог и Лик (по Д. Муру и др.).

Север находится слева от блок-диаграммы; размер блока по горизонтали составляет несколько десятков километров, а по вертикали — несколько сотен метров



в осадочных отложениях каменноугольного возраста, накопившихся в крупном осадочном прогибе шириной свыше 560 км. Резкие изменения фаций и мощностей осадочных пород в его пределах указывают на существование здесь в период рудообразования серии горстов и грабенов, ограниченных крутопадающими разломами. Реконструкции структуры месторождения на момент рудообразования показывают, что оно связано с конседиментационной грабенообразной впадиной высокого порядка (рис. 8.22). Впадина была выполнена черными сланцами, песчанистыми известняками, турбидитами (развиты в осевой части депрессии) и кремнистыми сланцами, суммарная мощность которых в поперечном разрезе депрессии изменяется от 45 до 212 м. Рудные тела месторождений Ред-Дог и Лик образовывались непосредственно над ограничивавшими ее зонами конседиментационных разломов, предположительно служивших рудоподводящими структурами.

Крупное комплексное (Cu-U-Au) стратифицированное месторождение Олимпик-Дам в Австралии приурочено к одноименному грабену, который простирается в северо-западном направлении более чем на 7 км при ширине свыше 4 км (рис. 8.23). Его рудные тела вытянуты вдоль длинной оси грабена. Последний не выражен на поверхности и погребен 350-метровой толщиной осадков. В продольном разрезе он несколько изогнут вокруг оси северо-восточного простирания. Выполняющие эту конседиментационную впадину осадочные породы (полимиктовые брекчии формаций Олимпик-Дам и Гринфилд) достигают мощности 1000 м и более и залегают полого (15–20°). Они накапливались в высокоэнергетических условиях в засушливой субаэральной обстановке и представляют собой отложения грязевых потоков, лахаровые брекчии, оползневые брекчии, образовывавшиеся при разрушении крутых склонов конседиментационного грабена. Вблизи ограничивающих

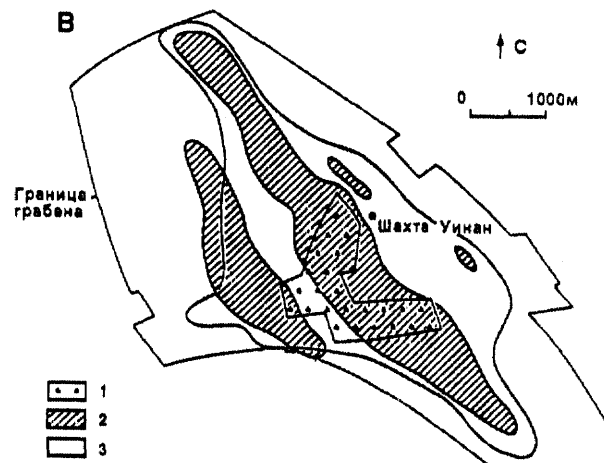
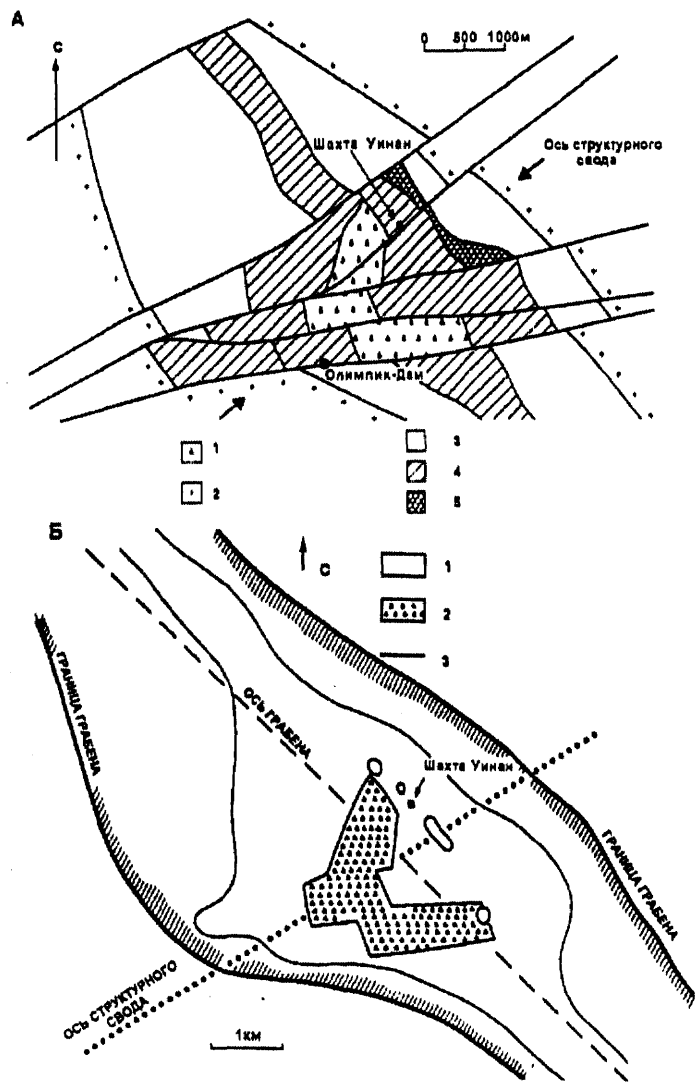


Рис. 8.23. Схематический геологический план месторождения Олимпик-Дам на горизонте -450 м (А) (по Д. Робертсу и Г. Хадсону).

1 — формация Гринфилд; 2 — щелочные граниты; 3—4 — формация Олимпик-Дам; 3 — Верхняя гранитная брекчия, 4 — свиты Брукс-Уинан-Блэк-Гематит; 5 — зона, обогащенная сидеритом.

План, показывающий основные структурные элементы грабена Олимпик-Дам (Б) (по Д. Робертсу и Г. Хадсону). 1 — долериты; 2 — формация Гринфилд; 3 — контуры области распространения свит Брукс, Уинан и Блэк-Гематит.

Схема распределения сульфидной минерализации различных типов (В) (по Д. Робертсу и Г. Хадсону). 1 — формация Гринфилд; 2—3 — области развития минерализации: 2 — наложенной халькозин-борнитовой, 3 — стратифицированной халькопирит-борнит-пиритовой

грабен крутопадающих разломов наблюдаются более крутые углы падения этих пород, смена направления их падения на обратное, развиты конседиментационные оползневые брекчии и появляются локальные приподнятые блоки. В центральных частях грабена, в толще выполняющих его пород устанавливаются более мелкие сдвиговые нарушения, параллельные его оси. Они смещают наиболее древние из выполняющих его отложений, но не затрагивают более верхние пачки осадочного разреза, что служит признаком конседиментационности разломов. Строение грабена осложняется

также системой разломов северо-восточного простирания, для которых были характерны правосторонние, а позднее — левосторонние сдвиговые перемещения блоков. Минерализация меди, урана, серебра, золота и редких земель встречается практически по всей толще пород, выполняющих депрессию. Основная масса руд сосредоточена в брекчиях формации Олимпик-Дам и нижней свите вышележащей формации Гринфилд.

В конседиментационных депрессиях происходило образование также исключительно важных и крупных стратиформных месторождений свинца, цинка и меди в терригенных и карбонатных породах (Муфулира в Центральной Африке, Удокан в Восточном Забайкалье, Джекказган в Казахстане, Любин в Польше, Салливан в Канаде и др.). Структуры некоторых из таких месторождений являются полигенными, поскольку окончательно формируются в результате преобразования первичных тектоно-экзогенных структур под воздействием более поздних тектонических и метаморфических процессов, сопровождаемых переотложением рудного вещества. Однако первичное накопление его на таких

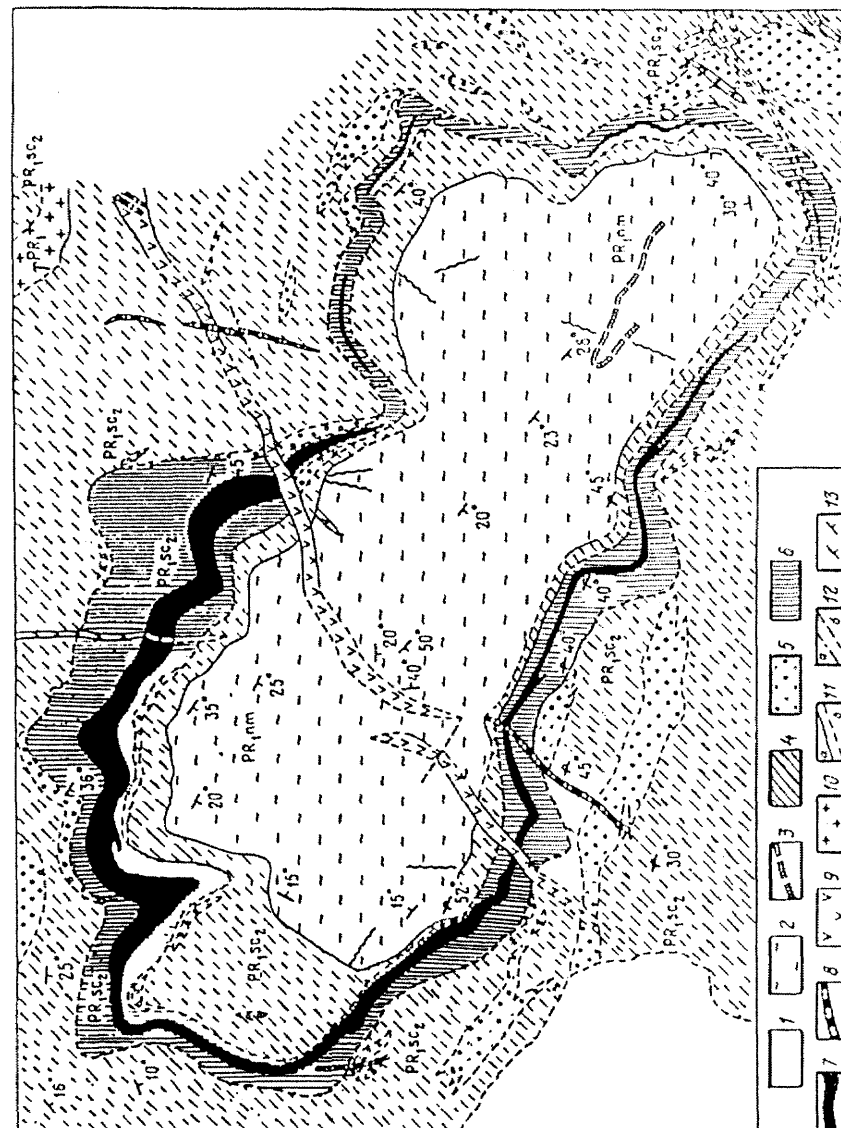
Рис. 8.24. Литолого-фациальная схема Удоканского месторождения (по Ф.П. Кренделеву и др.).

1 — четвертичные отложения; литолого-генетические типы нижнепротерозойских отложений: 2—5 — отложения мелководного бассейна: 2 — тонкослоистые алевритоглинистые осадки мелководной фации часто осушающейся прибрежной части бассейна с большим количеством знаков ряби, течений и трещин высыхания, 3 — меденосные тонкослоистые алевритоглинистые осадки мелководной фации прибрежной части бассейна, 4 — мелкозернистые песчаные осадки подводной фации дельты с неясной косой слоистостью, 5 — хорошо отсортированные песчаные осадки фации прибрежной зоны волнений с прослойками зерен естественного тяжелого шлиха; 6—7 — осадки надводной дельты: 6 — сравнительно слабо отсортированные косослоистые песчаные осадки русловых фаций с линзами песчано-глинистых осадков пойменно-озерных (?) фаций со знаками течения и трещинами высыхания, 7 — меденосные отложения надводной дельты, аналогичные 6; 8—9 — дайки: 8 — гранит-аплитов, кварцевых порфиров, 9 — габбро-диабазов; 10 — граниты порфиroidные биотитовые; 11 — геологические границы достоверные (а) и предполагаемые (б); 12 — зоны тектонических нарушений достоверные (а) и предполагаемые (б); 13 — элементы залегания пород

месторождения протекало в условиях конседиментационных впадин, а последующие процессы преобразования структуры и преотложения рудного вещества могли быть слабо проявлены.

Анализ условий образования таких месторождений показывает, что они возникали либо в центральных, либо в краевых частях конседиментационных впадин, некоторые из которых контролировались разломами. Обычной локальной структурной особенностью месторождений является пространственная связь оруденения с участками выклинивания или уменьшения мощности пластов рудовмещающих или подрудных пород около поднятий палеорельефа.

Удоканское месторождение медистых песчаников в Восточном Забайкалье, по мнению В.И. Казанского (1988), залегает в пределах изолированной эпикратонной впадины, которая выполнена породами удоканской серии протерозоя общей мощностью 6—10 км (рис. 8.24). В современной структуре отложения этой серии образуют ряд дугообразных синклинальных складок. Однако структурой, контролировавшей это осадочное (осадочно-диагенетическое) месторождение, являлась конседиментационная впадина, и процессы рудонакопления протекали в условиях солонатоводного озера или мелководного морского бассейна, хотя границы бассейна седиментации неясны. Медистые песчаники представляют собой типичные дельтовые отложения и приурочены к зоне замещения грубозернистых отложений мелкозернистыми. Рудные тела имеют пластовый характер и сохраняют свое стратиграфическое положение на площади в десятки квадратных километров, участвуя в строении складчатых структур согласно с вмещающими породами. Мощность рудного горизонта коррелируется с мощностью рудовмещающей сакуканской свиты, а умень-



шение мощностей с севера на юг со стороны Алданского шита совпадает с направлением сноса обломочного материала, установленным по углам наклона косых слойков, валиков ряби, следов течения и другим признакам. В размещении типов руд месторождения намечается зональность по латерали и в разрезе меденосной толщи: борнит-халькозиновые руды приурочены к дельтовым, а пирит-халькопиритовые — к более глубоководным фациям.

8.3.2. Конседиментационные поднятия

Конседиментационные поднятия играют особенно важную роль на стратифицированных месторождениях свинца и цинка в штате Миссури, районе Любин в Польше и др.

В рудном районе юго-восточного Миссури размещение месторождений контролируется конседиментационным куполом Сен-Франсуа, который достигает 75 км в поперечнике и осложняет восточный склон антеклизы Озарк (рис. 8.25). Купол представляет собой крупный выступ докембрийского фундамента и сложен кислыми вулканогенными породами и гранитами докембрийского возраста. В течение палеозойского времени он влиял на распределение фаций и мощностей нижнепалеозойских прибрежно-морских осадочных образований: вблизи поднятия уменьшаются мощности палеозойских пород, наблюдаются крупные стратиграфические несогласия, отдельные пачки и горизонты выпадают из стратиграфического разреза, между выступами фундамента накапливаются базальные конгломераты и песчаники (продукты размыва пород купола), тогда как в верхних частях склонов поднятий нарастают водорослевые рифы. Осадочная или осадочно-диагенетическая свинцово-цинковая минерализация локализована в доломитах кембрия—ордовика, а структурами, определившими размещение рудных тел, являются бары и рифы, зоны выклинивания, поверхности локального несогласия и др.

В Верхне-Силезском бассейне в Польше свинцово-цинковые месторождения контролируются Мышковско-Краковским поднятием, ограничивавшим триасовый Силезский прогиб с севера и северо-востока. Поднятие сложено сильно дислоцированными докембрийскими и ниже-среднепалеозойскими

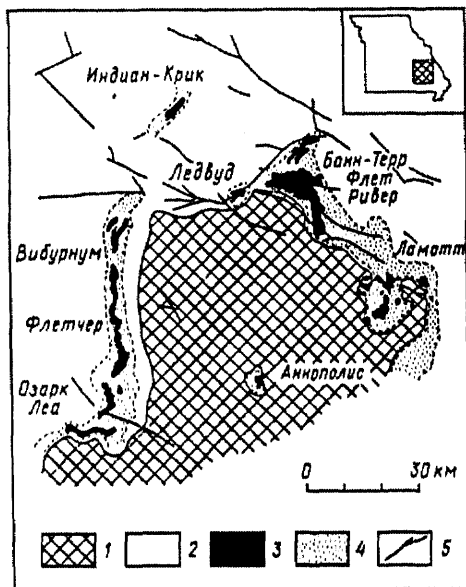
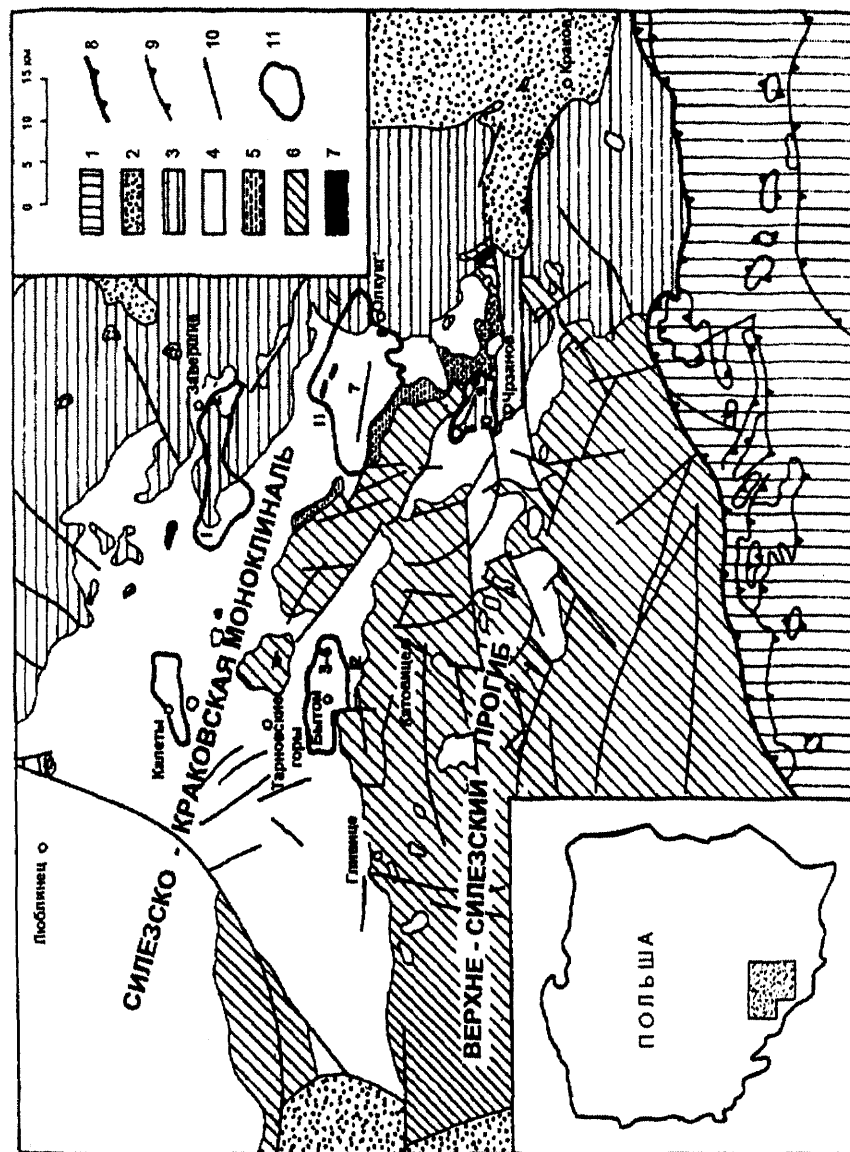


Рис. 8.25. Схема размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений юго-восточного Миссури, США, на склонах конседиментационного поднятия Сен-Франсуа (по Г. Кисварджани).

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

Рис. 8.26. Схематическая геологическая карта Верхне-Силезского рудного района (по М. Сасс-Гушткевич и др.).

Палеозойские и мезозойские породы: 1 — меловые, 2 — юрские, 3 — триасовые, 4 — пермские, 5 — каменноугольные, 6 — девонские; 7 — флинтские навалы со стороны Карпат; 8 — навалы; 9 — прочие разломы; 10 — площади распространения свинцово-цинкового оруденения. Цифрами показаны крупнейшие месторождения района: 1 — Виктор-Эмануил, 2 — Завершице, 3—6 — Марчлевски, Оржел-Биалы, Новы-Двор, Варынский; 7 — Болеслав, 8 — Олкуш, 9 — Тржебонка, 10 — Матыла, 11 — Чешлю, 12 — Чо-розов



ми вулканогенными и интрузивными породами. Трансгрессивное залегание на этих образованиях 200-метровой толщи рудовмещающих мелководных карбонатных пород триаса отражает особенности дотриасового рельефа поверхности. Карбонатные породы девона как более устойчивые к процессам эрозии слагали поднятия рельефа, сформировавшегося к моменту накопления рудоносных триасовых отложений, и были выражены островами. Примечательно, что роль раннедиагенетических доломитов, непосредственно вмещающих рудные месторождения, возрастает вблизи таких поднятий дна палеобассейна. Доломиты слагают грубопластообразные тела большой площади, но сравнительно малой мощности, имеют метасоматические и секущие контакты с окружающими их известняками и образовались в результате их изменения. Предполагается, что нагретые рудоносные растворы проникали в толщу карбонатных отложений триаса вдоль северной границы Силезского бассейна и затем распространялись на юг и юго-запад (рис. 8.26). Они вызвали доломитизацию некоторой части триасовых известняков вблизи поднятий, широкомасштабное послойное замещение благоприятных (наиболее проницаемых, пористых и трещиноватых) прослоев доломитов сульфидными рудами, сформировали карстовые структуры, которые были выполнены брекчиями обрушения с гидротермальным рудным цементом. Таким образом, конкретные рудные тела на месторождениях бассейна контролируются главным образом пластовыми и карстовыми структурами.

Глава 9

ВНУТРИРУДНЫЕ И ПОСЛЕРУДНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

9.1. ВНУТРИРУДНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

К внутрирудным относятся подвижки, проявляющиеся в ходе процесса минералообразования и отделяющие одну его стадию от другой. Изучение таких внутрирудных структур и движений по ним приобретает особенно важное значение, если оруденение связано не с первой, а с одной из последующих стадий минералообразования. В этом случае продукты разных стадий обособляются в качестве рудных тел, отличающихся от жил других стадий не только по составу минерального выполнения, но и по морфологии и ориентировке в пространстве. Жилы разных стадий могут локализоваться в пределах одной трещинной структуры, испытывавшей последовательное приоткрывание в разные стадии ми-

нералообразования. Однако они могут выполнять и разные трещинные структуры и пересекать друг друга. В этом случае в штучках, стенках горных выработок или обнажениях выполняются наблюдения за взаимоотношениями жил различных составов, что является ключом к пониманию последовательности их образования.

Направления перемещений по внутрирудным трещинам устанавливаются теми же методами, что и для дорудных трещин, т.е. по бороздам скольжения на стенках внутрирудных трещин, по перемещению слоев, контактов даек или жил более ранних генераций. Выяснение направления движений по внутрирудным структурам позволяет предсказывать положение самых мощных или наиболее богатых участков рудных тел (рудных столбов).

Внутрирудные структуры важны для локализации различных типов руд в пределах рудного тела. Очень часто размещение продуктивных минеральных ассоциаций и (или) различных концентраций ценных компонентов в пределах рудных тел оказывается неравномерным. Среди рядовых или убогих руд могут встречаться обогащенные участки, которые называют рудными столбами.

В.М. Крейтер (1956) под рудным столбом понимал участок любой формы, где развиты промышленные руды или руды более высокого качества. Рудные столбы представляют собой частный случай проявления зональности рудных тел по их падению и простирацию. Если первоначально это понятие применялось только для характеристики внутреннего строения жильных гидротермальных месторождений благородных металлов, то в настоящее время рудные столбы выделяют на месторождениях различного генезиса (осадочных, гидротермальных, магматических и др.) и разных типов сырья (черных, благородных и цветных металлов, радиоактивных элементов, флюорита и других полезных ископаемых). Наиболее важную роль они играют на месторождениях редких, благородных и радиоактивных элементов.

При образовании рудных столбов важная роль принадлежит внутрирудным подвижкам по трещинам или разломам, а во многих случаях (на полигенных и полихронных месторождениях) — и образованию зон расщепления, складчатых структур, метаморфизму и другим процессам, которые могли вызывать переотложение первичных руд (например, осадочных или гидротермально-осадочных) в ходе более позднего гидротермального этапа.

Рудные столбы могут иметь трубообразную, линзовидную, гнездообразную или неправильную форму. Вертикальные или крутозалегающие рудные столбы называются еще рудными трубами, или трубообразными рудными столбами. Пологие рудные столбы иногда называют рудными залежами. Размеры рудных столбов изменяются от 10 до 100 м и более по простирацию, десятки—сотни метров (до 1000—1500 м) по падению. Залегание рудных

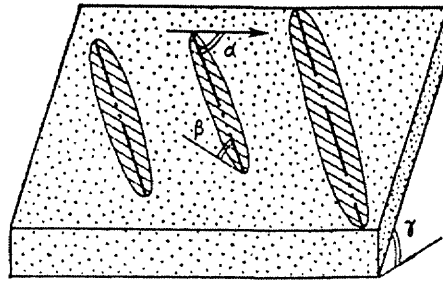
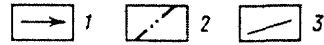


Рис. 9.1. Элементы залегания рудных столбов (по Г.Ф. Яковлеву). 1 — простирание рудной жилы; 2 — ось рудного столба; 3 — проекция оси на горизонтальную плоскость; α — склонение (угол склонения) рудного столба, β — скатывание, или ныряние (угол скатывания) рудного столба, γ — угол падения рудной жилы



столбов характеризуется несколькими элементами (рис. 9.1). Направление вытянутости рудного столба в плоскости жилы называется его осью. Угол между осью рудного столба и направлением простирания включающего его рудного тела, измеряемый в плоскости рудного тела, называется склонением рудного столба. Для трубообразных рудных столбов склонение может определяться по их границам. Под нырянием, или скатыванием рудного столба понимают угол, образованный осью столба и ее проекцией на горизонтальную плоскость. Этот угол может устанавливаться по положению рудного столба на нескольких погоризонтных планах.

В.И. Смирновым (1976) выделяются две основные группы рудных столбов: морфологические и концентрационные. Последние характеризуются богатыми рудами, но не выражены увеличением мощности рудных тел. В этом случае наиболее богатые руды могут быть связаны с маломощными участками, а бедные — с раздувами мощности жил. Такие столбы типичны для месторождений радиоактивных элементов, редких и благородных металлов (например, золоторудное месторождение Наталка), при их образовании основную роль играют физико-химические условия, т.е. температура, давление, концентрация компонентов в растворе, динамика потока флюидов и т.д.

Морфологические рудные столбы образованы раздувами жилы, к которым могут быть приурочены максимумы содержаний (самые богатые руды). Наиболее типичны они для гидротермальных месторождений золота, олова и других металлов. Причины, вызывающие образование таких раздувов, могут быть различны: наличие участков повышенного брекчирования, сопряжение основного нарушения с оперяющими его трещинами, неравномерное приоткрывание криволинейной рудоносной трещины при внутрирудных подвижках и т.д. Таким образом, главными факторами, вызывающими появление таких рудных столбов, являются структурные и отчасти литологические. Поэтому основное внимание уделим именно таким рудным столбам, а также структурным и литологическим факторам, контролирующим их образование.

В.М. Крейтером (1956) впервые были выделены и охарактеризованы 14 типов морфологических рудных столбов, связанных с деталями структур (табл. 9.1). Они могут быть подразделены на четыре группы.

Таблица 9.1

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

Структурное положение рудных ловушек	Примеры
Участки приоткрывания при относительном движении боков трещин	Степняк (Казахстан), Андреевское (Хакассия)
Участки пересечения трещин	Явленское (Вост. Забайкалье), Кансай (Ср. Азия)
Участки сопряжения трещин	Благodatское, Смирновское, Акатуевское (Вост. Забайкалье)
Участки внутриминерализационных открытых швов	Дарасунское (Вост. Забайкалье)
Участки отделения оперяющих трещин от главного канала	Казаргинское (Вост. Забайкалье)
Участки раскрытия старых трещин или межпластовых контактов вблизи плоскостей движения	Квайса (Кавказ), Берикуль (Зап. Сибирь)
Участки «расширения» трещин при переходе в более хрупкие породы	Ононское (Забайкалье)
Участки экранирования трещинами, сбросами и непроницаемыми породами	Хайдаркан (Ср. Азия)
Участки разветвления трещин	Восточный Коунрад (Казахстан)
Участки приоткрывания в складках волочения	Бричмулла (Ср. Азия)
Участки перехода каналов в зоны дробления	Осиновский шток (Вост.Забайкалье)
Участки куполовидных осложнений в шарнирных и крыльевых зонах	Кадамжай (Ср. Азия)
Участки пересечения трещинами благоприятных пород	Западное Казаргинское (Вост. Забайкалье)
Участки пересечения трещинами контактов пород, различных по физическим свойствам	Чикой (Забайкалье)

К первой группе относятся многочисленные рудные столбы открытых полостей, которые частично связаны с особенностями строения самих трещин (типы 1, 4, 6, 11), а частично — с полосами приоткрывания, возникающими в шарнирах складок про-

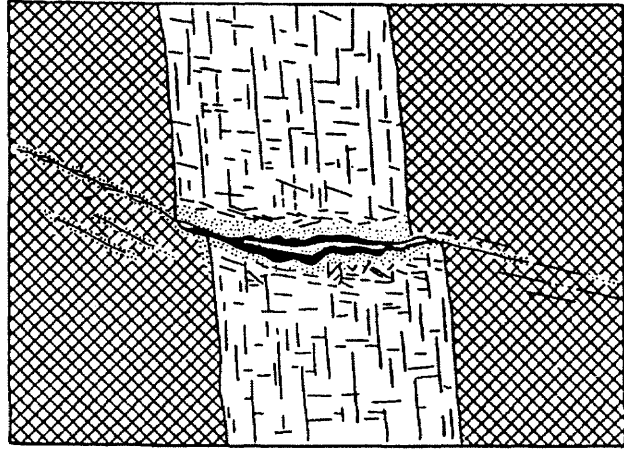


Рис. 9.2. Рудный столб в полости приоткрытия при сбросе на месторождении Крипл-Крик, США (по Г. Рикарду). 1 — гранит; 2 — фонолит; 3 — рудная жила

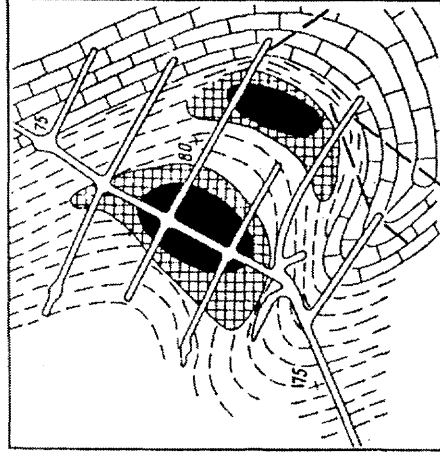


Рис. 9.3. Рудные столбы, приуроченные к крутошарнирным складкам; геологический план второго горизонта свинцово-цинкового месторождения Коксу в Казахстане (по А.К. Калюлову и П.К. Жукову). 1 — известняки; 2 — кварцевые песчаники, алевролиты, сланцы; 3 — разрывные нарушения; 4 — рудные тела; 5 — рудные столбы; 6 — горные выработки

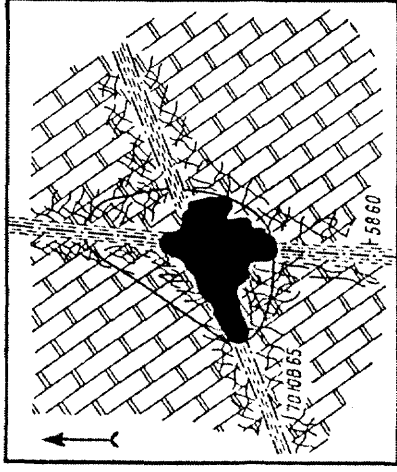


Рис. 9.4. Рудный столб на пересечении трещин на Екатерино-Благodatском свинцово-цинковом месторождении в Восточном Забайкалье (по К.Ф. Кузнецову).

1 — белые мраморовидные известняки; 2 — трещиноватые известняки; 3 — разрыв рудного тела, образовавшийся на участке пересечения серии рудоносных трещин с пластами известняков; 4 — предполагаемые контуры рудного тела; 5 — тектоническая глина трещины; 6 — трещины скола

дольного изгиба со скольжением (тип 12) или дополнительных складок волочения (тип 10). Таким образом, в одних случаях приоткрывание происходит при вертикальных (взбросовых, сбросовых), горизонтальных (сдвиговых) или диагональных перемещениях по криволинейным трещинам скола (рис. 9.2), а в других случаях — при складкообразовании (особенно при образовании крутошарнирных складок; рис. 9.3). Участки изгиба рудовмещающих разрывов определяют позицию части рудных столбов Зодского золоторудного месторождения в Армении, которые приурочены к северо-восточным изгибам жил. Изгибы плоскости рудовмещающего разлома, замки антиклиналей, участки положительных ундуляций шарниров антиклиналей, которые обеспечивали локальные условия растяжения, являются типичными структурными ловушками на золоторудном месторождении Бендигго, где они контролируют размещение рудных столбов.

Ко второй группе относятся рудные столбы, располагающиеся в местах разветвления трещин (тип 9), на сопряжении или пересечении основной рудоносной трещины побочными трещинами (типы 2, 3, 5). Рудные столбы этой группы встречаются, например, на полиметаллических месторождениях Восточного Забайкалья (рис. 9.4). На Зодском золоторудном месторождении структурная позиция многих рудных столбов определяется участками сопряжения продольных и поперечных разрывов с диагонально ориентированными разрывами и апофизами.

К третьей группе (тип 8) отнесены рудные столбы, образующиеся под экранами полупроницаемых пород (например, глинистых сланцев) или глиники трения, выполняющей трещину скола (рис. 9.5 а, б, в), даек или силлов магматических пород. Таким образом, структурный фактор при образовании таких рудных столбов играл подчиненную роль по отношению к литологическому.

К четвертой группе относятся рудные столбы (типы 7, 13, 14), которые возникают на пересечении рудоносных трещин с горизонтами благоприятных пород: песчаников, известняков, углистых слан-

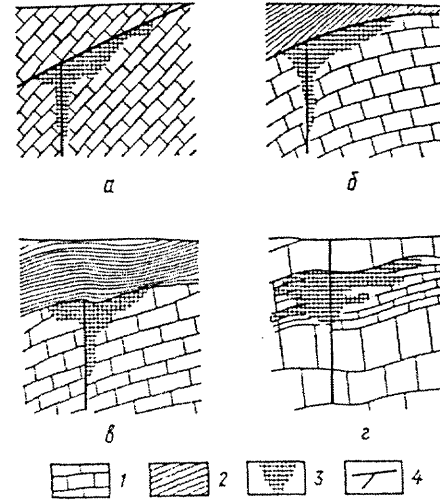


Рис. 9.5. Типы рудных капканов на ртутном месторождении Хайдаркан в Средней Азии (по В.И. Смирнову). 1 — известняки грубо- и тонкослоистые; 2 — сланцы; 3 — руда; 4 — трещины

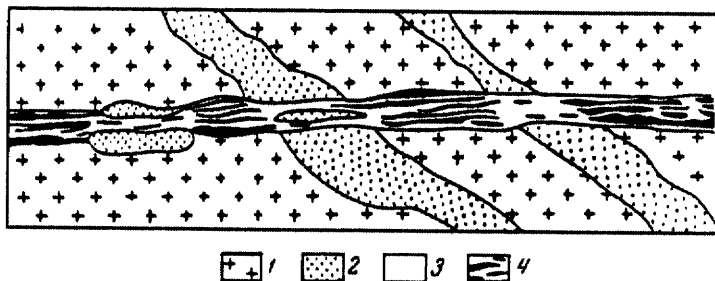


Рис. 9.6. Схема размещения рудных столбов на месторождении Бьютт, США (по Д. Уиду).

1 — роговообманковый гранит; 2 — аплит; 3 — кварц; 4 — медная руда

цев и др. (рис. 9.5 г; 9.6). К этой же группе относятся рудные столбы на пересечении разновозрастных жил разных составов на полигенных и полихронных месторождениях. Очевидно, что, как и в предыдущем случае, при образовании рудных столбов этой группы основное значение играл литологический фактор.

9.2. ПОСЛЕРУДНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Под послерудными понимаются такие нарушения, которые пересекают и так или иначе деформируют рудные тела. Послерудные движения приводят к расчленению уже сформировавшихся рудных тел и смещению отдельных их частей относительно друг друга. Такие структуры необходимо изучать при поисках смещенных по разрывным нарушениям частей рудных тел в процессе разведки, которая в этом случае существенно усложняется. В качестве признаков послерудных движений обычно рассматриваются зеркала скольжения по руде, резкие изменения мощности рудных тел, резкие утыкания их в зону нарушения, особенно при наличии в ней глинки трения или зеркал скольжения, наличие обломков руды в тектонических брекчиях в зоне нарушения и др.

Главный же вопрос о направлении послерудных подвижек при изучении разрывных структур решается на основе следующих методов: 1) установлением перемещения по трещинам рудных тел, пластов, даек и других структурных элементов; 2) наблюдениями за изгибами (задираньями) жил около такого послерудного нарушения; 3) наблюдениями за ориентировкой неминерализованных (послерудных) трещин оперения главного нарушения; 4) изучением борозд скольжения по руде; 5) с помощью микроструктурного анализа; 6) по обломкам руды, которые в зоне нарушения встречаются только в промежутке между смещенными частями рудного тела; 7) с помощью тектонофизического анализа послерудных трещинных структур на основе массовых замеров трещиноватости в зоне нарушения.

На гидротермальных месторождениях к послерудным относятся нарушения, возникшие после отложения самых молодых минеральных образований и прекращения циркуляции гидротермальных растворов. С другой стороны, на магматических и пегматитовых месторождениях к послерудным следует относить нарушения, смешивающие магматические и пегматитовые рудные тела, хотя с такими нарушениями могут быть связаны проявления более поздней гидротермальной минерализации.

После своего образования рудные тела могут быть смяты в складки, расчленены зонами разломов на отдельные блоки, рассланцованы, подвержены тектоническому разлнзнованию с образованием структур будинажа и т.д. Наибольшее значение такие послерудные деформации приобретают в строении осадочных, гидротермально-осадочных месторождений, образующихся на активных континентальных окраинах. Послерудные деформации эндогенных месторождений чаще бывают выражены нарушениями их сплошности зонами сбросов, надвигов, сдвигов и других разломов.

Послерудные деформации не могли повлиять на размещение месторождений или рудных тел в их пределах, однако их учет необходим при разведке месторождений (например, при отыскании перемещенных по разломам частей рудных тел) и их эксплуатации (они осложняют отработку некоторых блоков руды). Необходимость такого учета диктуется тем, что даже при небольшой амплитуде смещения частей рудной жилы по разлому она может оказаться за пределами разведочной горной выработки и ее поиски потребуют дополнительных затрат. Нарушения могут оказать значительное влияние на процессы окисления первичных руд и другие их преобразования.

Складки. В складки, обычно сопровождающиеся соскладчатыми разрывами, сминаются рудные тела осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений черных и цветных металлов, а также неметаллического сырья. Послерудные складчатые деформации оказываются наиболее интенсивными на месторождениях, возникших на активных континентальных окраинах, и наименее интенсивными — на платформенных месторождениях. В.И. Смирнов (1976) отмечал, что эндогенные месторождения полезных ископаемых в подвижных областях чаще образуются после складчатости, и для них послерудные складки существенного значения не имеют.

Примером месторождений, где интенсивно проявлены послерудные складчатые деформации, является очень крупное пирит-марганцевое месторождение Хвалетице, расположенное в пределах Чешского массива в Чехии (рис. 9.7). Оно имеет вулканогенно-осадочное происхождение, залегает среди осадочных пород протерозоя (графитовых, аспидных сланцев, граувакков, спилитов и спилитовых подушечных лав, яшм и др.). Месторождение, как считается, образовалось в результате выноса на поверхность дна

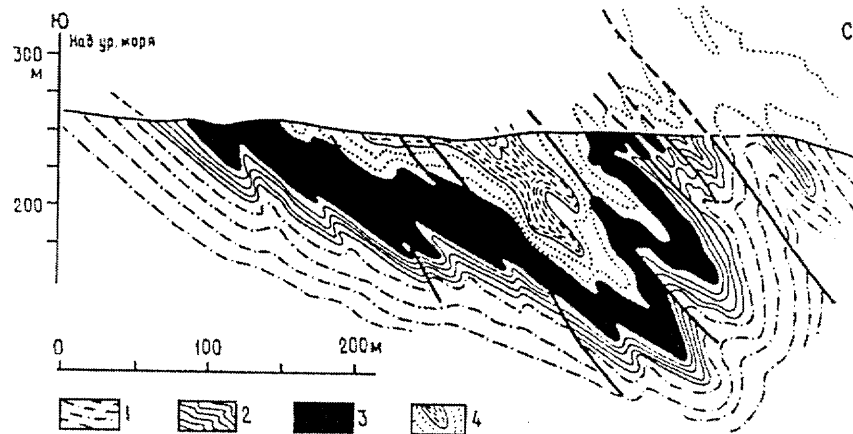


Рис. 9.7. Схематический геологический разрез пирит-марганцевого месторождения Хвалетице в Железных горах, Чехия (по Л. Свободе и др.).

1 — протерозойские сланцы и граувакки; 2 — графитовые сланцы, иногда содержащие пирит (подрудные); 3 — залежи пирит-марганцевых руд; 4 — графитовые сланцы с горизонтами кремнистых сланцев

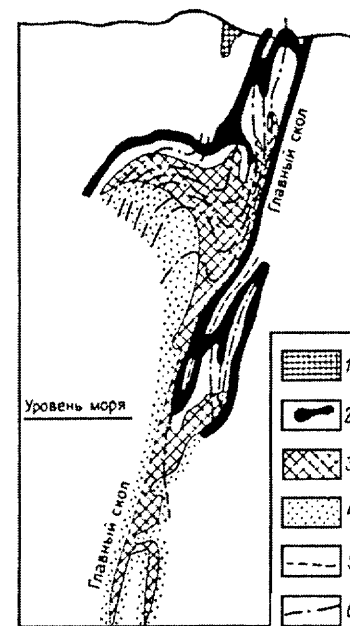
протерозойского моря большого количества железа и марганца в процессе гидротермальной деятельности, которая сопровождала базальтовый вулканизм. После завершения процессов рудообразования рудное тело было смято в складку, опрокинутую на юго-запад, шарнир которой погружается под углом 15° на юго-восток. Складка нарушена многочисленными продольными и поперечными сбросами.

Еще более сложной послерудной складчатой структурой обладает крупнейшее свинцово-цинковое месторождение Брокен-Хилл в Австралии (рис. 9.8). Его рудные тела залегают на контакте вулканогенных и осадочных пород. Руды вулканогенно-осадочного генезиса отлагались в пределах узких линейных зон при затухании вулканических процессов. Современная складчатая структура месторождения сформировалась в три этапа. Два первых протекали в условиях высоких ступеней прогрессивного метаморфизма, а третий — при регрессивном. На первом этапе деформаций возникли изоклинальные складки. На втором этапе произошел повторный изгиб слоев протерозойских пород, уже смятых в складки, с образованием антиформ и синформ. В результате послерудных деформаций и метаморфизма вмещающие породы были превращены в гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма. Изменилась первоначальная пластовая форма рудных тел: в замках складок наблюдается увеличение их мощности, что придает им седловидную форму.

Разломы. Вопрос о послерудном характере разрывных нарушений решается по ряду признаков, из которых наиболее важны их соотношения с рудными телами или зонами гидротермальных из-

Рис. 9.8. Схематический геологический разрез месторождения Брокен-Хилл, Австралия (по И. Джонсону и Дж. Клигеру).

1 — верхний горизонт цинковых тел; 2 — среднее рудное тело; 3 — нижнее рудное тело; 4 — вкрапленное оруденение; 5, 6 — оси второго порядка; 5 — синклиналей, 6 — антиклиналей



менений вмещающих пород. Признаками послерудных движений по разлому являются явное пересечение, смещение и брекчирование рудных тел, отсутствие вдоль разлома минералов, слагающих руды. Послерудные нарушения могут также вызывать загибы рудных тел, образование штрихов, борозд, зеркал скольжения в руде. Послерудный возраст дизъюнктивного нарушения определяется однозначно, если по нему смещаются толщи пород, заведомо более молодых, чем рудные тела.

Амплитуды перемещения блоков рудных тел по зонам послерудных разломов могут достигать нескольких десятков—первых сотен метров (рис. 9.9). Такие нарушения сопровождаются тектонической глиной трения, мощность которой изменяется от первых миллиметров до 10—30 см. Намного чаще, чем крупноамплитудные разломы, встречаются послерудные трещинные структуры, амплитуда перемещений рудных тел по которым не превышает первых метров.

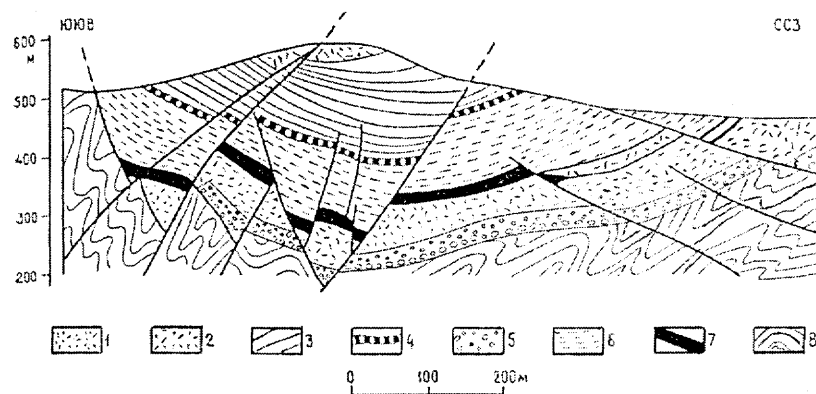


Рис. 9.9. Геологический разрез месторождения оолитовых железных руд Крушна-Гора в Чехии (по З. Поубе и Я. Илавскому).

1—7 — породы ордовика: 1 — сланцы, 2 — диабазы, амигдалоиды, туфы, 3 — кварциты, 4 — пелосидериты, 5 — песчаники и конгломераты, 6 — песчаники и сланцы, 7 — гематитовые руды; 8 — протерозойские сланцы

ЧАСТЬ III

СПЕЦИАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время при исследовании структур рудных полей и месторождений применяется множество разнообразных методов, как традиционных для структурной геологии, так и специфических для изучения структур рудных объектов.

Необходимо помнить, что основными методами изучения структур рудных полей и месторождений являются картировочные. Важнейшее из них — геологическое картирование различных масштабов, в задачи которого входят: 1) выявление структурно-геологической позиции рудного поля или месторождения; 2) выяснение геологической структуры рудного поля, месторождения и истории их развития; 3) изучение закономерностей размещения рудных тел в пределах месторождений. Только на этой основе становятся возможными применение специальных методов исследования и правильная интерпретация их результатов. К картировочным методам изучения рудных полей и месторождений кроме детального геологического картирования относятся также геофизические, минералого-геохимические, фотогеологические методы, морфоструктурный анализ, структурно-петрологический анализ интрузивных комплексов, палеофациальный анализ осадочных толщ, палеовулканический анализ и др.

Важнейшим требованием, предъявляемым к структурным исследованиям рудных объектов, является их комплексность. Только комплексный структурный анализ рудных полей и месторождений позволяет дать научно обоснованный локальный прогноз, необходимый для обнаружения новых месторождений или скрытых рудных тел. Комплекс методов структурных работ формируется в соответствии с конкретной геологической обстановкой, а также исходя из поставленных задач. Наряду с перечисленными картировочными методами, он может включать такие специальные методы структурных исследований, как анализ трещинной тектоники, петрофизические, тектонофизические и структурно-петрофизические исследования, микроструктурный анализ и т.д.

Основы перечисленных картировочных методов исследования рассматриваются в других специальных курсах. В настоящем же разделе основное внимание уделим специальным методам структурных исследований.

Глава 10

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТРЕЩИННОЙ ТЕКТОНИКИ

Вопросы трещинной тектоники и методов ее изучения рассматривались А.В. Пэком (1936), В.М. Крейтером (1947), Ф.И. Вольфсоном (1954), А.Е. Михайловым (1956), Г.Д. Ажгиреем (1966), М.В. Гзовским (1975), В.А. Невским (1979), Л.И. Лукиным (1986) и многими другими исследователями.

Мелкие трещины в той или иной степени присутствуют во всех горных породах. Наиболее широко распространены трещины четырех типов: 1) тектонические, 2) обусловленные механической активностью внедряющегося магматического расплава, 3) термической контракции и 4) литогенетические.

Тектонические трещины образуются в различных геологических обстановках. Они включают трещины отрыва и скалывания, демонстрируют закономерную ориентировку относительно элементов складок, общего простирания складчатых структур, крупных разрывных нарушений (сдвигов, надвигов и др.). Такие трещинные структуры фиксируют общее напряженное состояние данного участка в определенный момент времени.

Трещины, обусловленные механической активностью магмы, возникают при формировании кольцевых магматических комплексов, кольцевых разломов. Они широко распространены в интрузивах, вулканах центрального типа, кальдерах, где представлены кольцевыми, полукольцевыми, дуговидными, цилиндрическими, коническими, радиальными системами. Эти трещинные структуры могут быть легко выявлены, если тела магматических пород не претерпели существенных более поздних деформаций, в противном же случае их нелегко отличить от тектонических.

Трещины термической контракции возникают в процессе кристаллизации магматических расплавов и остывания образующейся магматической породы. К ним относятся трещины отслоения в интрузивах вблизи их кровли, трещины отдельности различных типов (параллелепipedальной, матрацевидной, столбчатой и др.).

Литогенетические трещины образуются при диагенетическом преобразовании осадков. Они представляют собой трещины отрыва, ориентированные перпендикулярно границам пласта, и образуют призматические отдельности.

Анализ трещинной тектоники рудных полей и месторождений производится параллельно с общим изучением их структуры и геологической истории развития. При этом прежде всего выявляются генетические типы трещин, их системы, количественные соотношения между ними и последовательность образования.

Закономерное расположение трещин иногда заметно с первого взгляда, и в таком случае задачей геолога является выяснение их генезиса и роли в рудокализации. Однако чаще закономерности распространения и ориентировки мелких трещин не являются очевидными и могут быть выявлены только на основе статистического измерения их элементов залегания с последующей обработкой полученных данных.

10.1. СТАТИСТИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОРИЕНТИРОВКИ МЕЛКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Изучение закономерностей распределения мелких трещин основано на массовых замерах их элементов залегания. Измерения следует проводить на небольших участках (естественные обнажения, уступы карьеров, стенки, кровля горных выработок и др.), выбирая места, доступные с двух сторон, что обеспечит попадание в замеры трещин всех ориентировок. Необходимо выполнять наблюдения в пределах одного пласта или в аналогичных по составу и структуре породах, что исключит влияние литологических особенностей пород, и, следовательно, различий их физико-механических свойств, на результаты наблюдений. Участки наблюдений должны располагаться на удалении от крупных разломов, чтобы избежать влияния последних на результаты исследований, если, конечно, эти разломы сами не являются предметом изучения. При изучении трещиноватости в складчатых толщах наблюдения надо проводить в разных крыльях складок и в их приосевых частях.

В процессе выполнения замеров для каждой трещины записываются азимут и угол падения, причем число наблюдений в каждой точке должно достигать 100—150. Кроме элементов залегания, следует также отмечать, к какому типу относится данная трещина (скол или отрыв), наличие и ориентировку зеркал и борозд скольжения, глинки трения, а в минерализованных трещинах еще и мощность жил или прожилков, их состав и текстуры, возрастные взаимоотношения с трещинами иных направлений и выполнения.

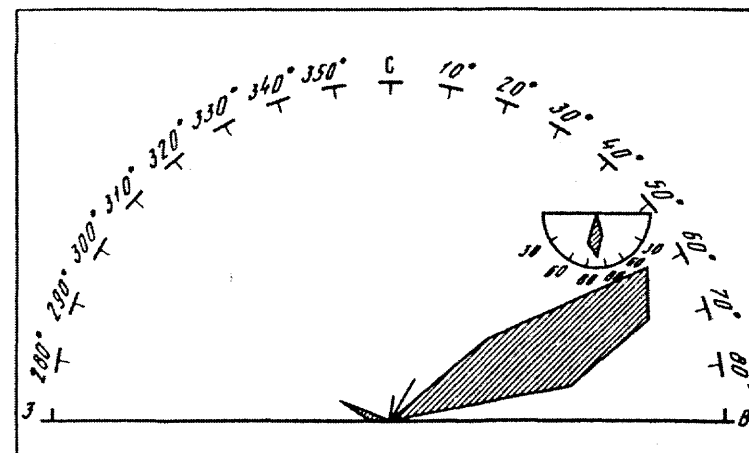


Рис. 10.1. Диаграмма простираний крутопадающих даек кварцевых сиенит-порфиоров (по Л.И. Лукину).

Максимум соответствует азимуту около 60° (13 замеров из 44). Преобладают дайки с вертикальным падением

Обработка статистических данных по замерам трещин сводится к построению разнообразных диаграмм. Для данной точки наблюдений они строятся отдельно для трещин скалывания и отрыва, трещин, различающихся по составу минерального выполнения. Наиболее простым способом представления результатов являются розы-диаграммы трещин. Они наглядны, но отражают только азимуты простирания или падения трещин или даек, жил, прожилков, выполняющих эти трещины (рис. 10.1). Для нанесения данных измерения азимуты простирания трещин вычерчивают полуокружность, опирающуюся на горизонтальный диаметр. На ней через 5° отмечают деления по часовой стрелке, начиная от 270° (левый конец диаметра) через 0 до 90° (правый конец диаметра). Затем проводят радиусы, соединяющие эти деления с центром полуокружности, и на них в выбранном масштабе откладывают отрезки, длина которых соответствует числу трещин данного направления. Крайние точки, полученные на каждом радиусе, соединяют отрезками прямых. У вершин наиболее выраженных лучей (максимумов ориентировки) могут быть помещены диаграммы, отражающие направления и углы падения трещин этого направления.

Значительно чаще для отражения залегания мелких трещин прибегают к построению круговых диаграмм ориентировок с помощью сеток Вульфа (стереографическая проекция) или Шмидта (равноплощадная проекция) (рис. 10.2). Принцип нанесения на диаграмму положения плоскостного элемента структуры (например, трещины) показан на рис. 10.3. Ориентировка каждой тре-

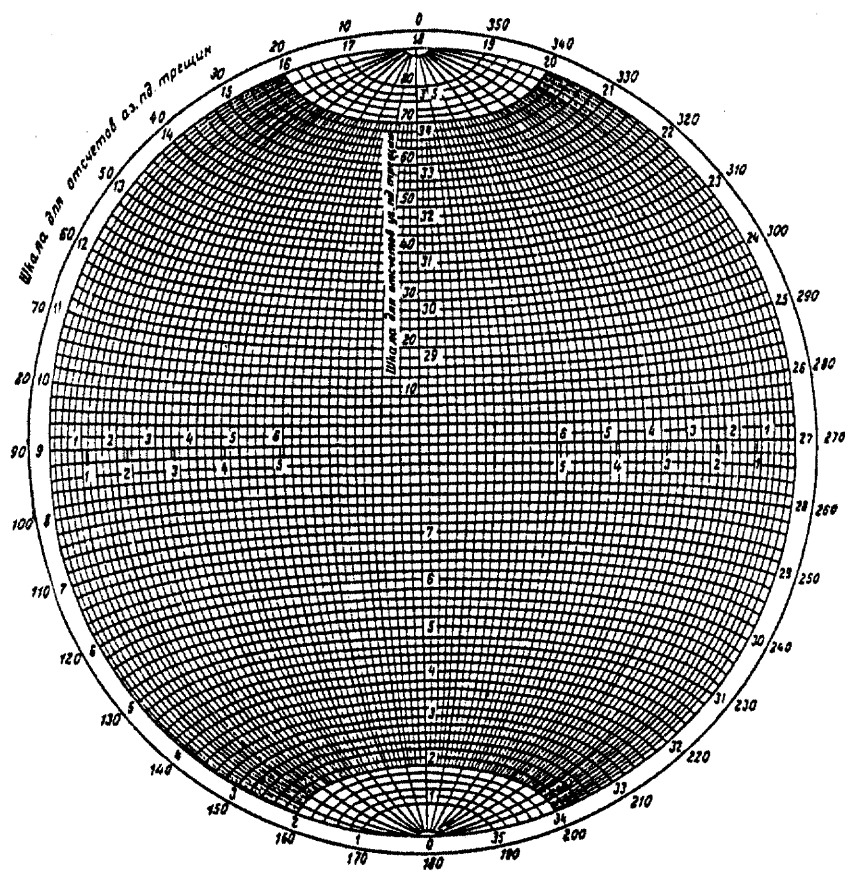


Рис. 10.2. Равноплощадная сетка В. Шмидта

шины на диаграмме определяется положением на ней точки пересечения нормали к ее плоскости с верхней полусферой.

Диаграмма строится на восковке, где отмечен центр будущей диаграммы, ее внешний круг (диаметром 10 или 20 см) и метка С (север) на северном конце ее вертикального диаметра. Точка на этой диаграмме является проекцией полюса плоскостного элемента, а проекция пересечения его с поверхностью полусферы отображается дугой большого круга. Положение их на диаграмме по заданным значениям азимута и угла падения трещины определяется следующим образом.

Восковку накладывают на сетку Шмидта (Вульфа), на наружной шкале которой (шкале азимутов падения) имеются деления, отцифрованные против часовой стрелки начиная от северного конца вертикального диаметра. Вращением восковки совмещают метку С со значением азимута падения трещины на наружной

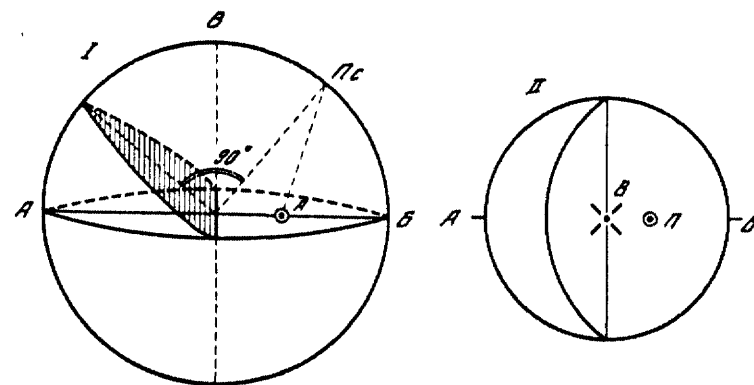


Рис. 10.3. Нанесение на круговую диаграмму плоскостного элемента геологической структуры (по Л.И. Лукину).

I — положение плоскостного элемента структуры на верхней полусфере (заштриховано). P_c — точка пересечения нормали (перпендикуляра) к плоскости с поверхностью полусферы; А — проекция этой точки на основание верхней полусферы; II — положение точки А на круговой диаграмме

шкале сетки. По северному концу вертикального диаметра сетки от центра круга к его периферии отсчитывают угол падения трещины и ставят точку, отвечающую проекции точки пересечения нормали к плоскости трещины с верхней полусферой на плоскость диаграммы. Если теперь восковку с нанесенной на нее точкой повернуть так, чтобы эта точка пришла на горизонтальный диаметр сетки, то, отсчитав по нему от этой точки 90° , можно провести дугу большого круга, которая и представляет собой линию пересечения трещины с поверхностью верхней полусферы.

Нанесение проекций пересечения с верхней полусферой нормалей к плоскостям трещин покрывает поле диаграммы многочисленными точками. Для выявления возможных закономерностей их расположения, т.е. наличия систем трещин, требуется обработка точечных диаграмм. Она сводится к определению в процентах количества точек, приходящихся на 1% площади диаграммы, от их общего количества. Если используется сетка Шмидта радиусом 10 см, то 1% ее площади отвечает площади кружка радиусом 1 см. Для подсчета восковку с точечной диаграммой накладывается на миллиметровку с поднятыми интервалами через 1 см (рис. 10.4). Палетка с прорезанным круглым окном радиуса 1 см перемещается по диаграмме так, чтобы каждый раз ее центр совпал с одним из узлов сантиметровых делений. Подсчитывается количество точек, попадающих в это окно, и в его центр вписывается соответствующая цифра. Для подсчета точек, лежащих на периферии диаграммы, используется линейка с прорезанными на ее

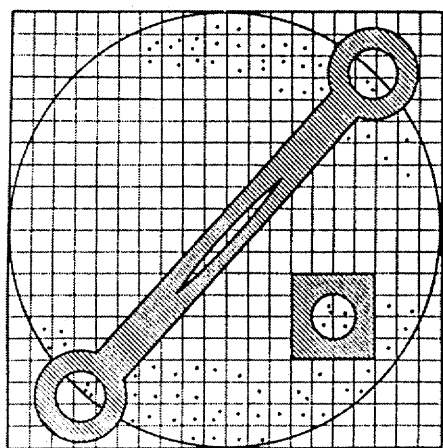


Рис. 10.4. Способ подсчета количества точек на единицу площади диаграммы, нанесенных с помощью сетки Шмидта (равноплощадная проекция). Палетка для центральных частей (квадратная) и для периферии диаграммы

концах окнами радиусом 1 см, центры которых находятся на расстоянии, равном диаметру сетки (10 или 20 см). Количество точек, покрываемых обоими окнами, суммируется и соответствующая цифра вписывается в центры обоих окошек. В результате таких подсчетов вся диаграмма покрывается цифрами, указывающими абсолютное количество точек, приходящихся на 1% площади диаграммы.

Чтобы получающиеся диаграммы ориентировок, построенные для разных трещин или разных точек наблюдения, можно было сравнивать между собой, абсолютные значения, уже имеющиеся на восковке, заменяют на значения относительно общего количества точек на диаграмме. Полученные цифровые данные наносятся на чистую восковку вместо цифр, показывающих абсолютное количество точек. Дальнейшая обработка диаграмм сводится к проведению изолиний, выделяющих поля с различной плотностью точек, например изолинии 0,5, 1, 2% и т.д. При этом надо следить, чтобы на противоположных сторонах диаграммы по диаметру сбились концы одинаковых изолиний. Поля различной плотности точек при окончательном оформлении диаграмм могут быть выделены, например, различной штриховкой (рис. 10.5).

Если плоскостные элементы (трещины) в своем размещении подчиняются какой-то закономерности, например образуют систе-

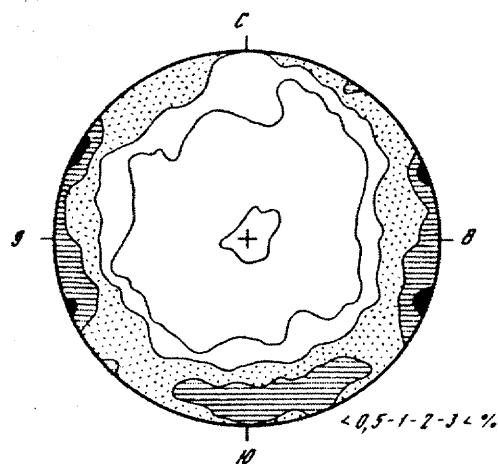


Рис. 10.5. Диаграмма ориентировки 300 трещин (по Л.И. Лукину). Изолинии проведены через 0,5—1—2—3%

мы, то на диаграммах появляются максимумы ориентировки, которые должны быть проинтерпретированы с учетом полевых данных. Для сравнения положения максимумов точек следует определить их центры тяжести. Обычно это делается на глаз по форме оконтуренного уже максимума (форма максимума не искажается, если используется равноплощадная проекция, и соответственно предпочтительнее использовать сетку Шмидта).

10.2. УДЕЛЬНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ

Понятие удельной трещиноватости введено А.В. Королевым для обозначения количества видимых микроскопически трещин, приходящихся на линейный метр поверхности горной породы. Эта величина зависит от физико-механических свойств горных пород и колеблется в зависимости от них и степени их деформированности от долей единицы до 100 и более.

При оценке величины удельной трещиноватости наблюдения проводятся вкрест простирания основной массы трещин. Если в породах наблюдается несколько систем разноориентированных трещин, то лучше удельную трещиноватость измерять в трех направлениях и брать среднее арифметическое значение. Чтобы получить более точную характеристику сложнотрещиноватой породы, удельную трещиноватость определяют отдельно для каждой системы трещин. В полученные значения вводятся поправки на углы между простиранием трещин и направлением стенки обнажения (или горной выработки) по формуле

$$D_{и} = D_{з} / \sin \alpha,$$

где $D_{и}$ — истинная удельная трещиноватость, т.е. количество трещин данной системы на 1 м плоскости, перпендикулярной их простиранию; $D_{з}$ — замеренное количество трещин на 1 м обнажения; α — угол между простиранием трещин и плоскостью стенки обнажения. Суммирование полученных таким образом результатов по всем системам трещин дает обобщающую характеристику удельной трещиноватости горных пород в данной точке наблюдений. При выполнении замеров отмечают мощности трещин, особенности их морфологии, минеральный состав выполнения.

Кроме удельной трещиноватости А.В. Королев и П.А. Шехтман предложили определять еще и частоту трещин. Она характеризует количество трещин данной системы (по элементам залегания), приходящееся на 1 м вкрест простирания и перпендикулярно среднему падению. Сопоставление результатов измерения частоты трещин с данными опробования на штокверковых месторождениях позволяет выяснить основное простирание рудоносных трещин.

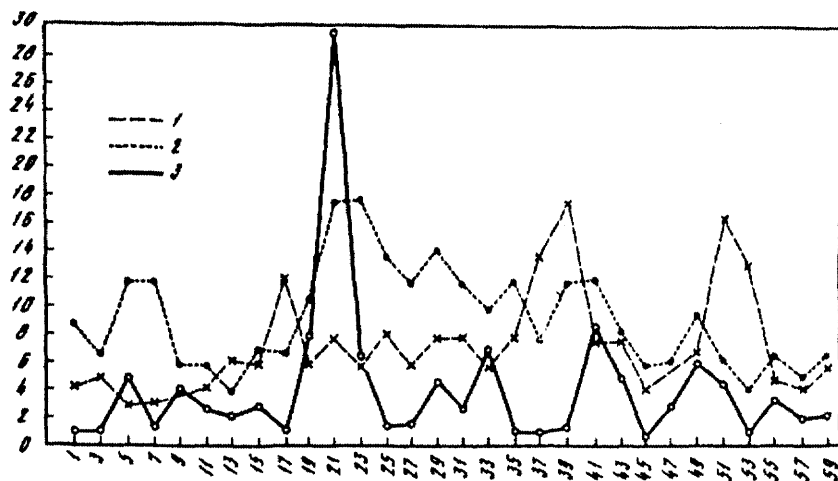


Рис. 10.6. Зависимость содержаний металла от направления крутопадающих рудоносных трещин в штоковерке (по Л.И. Лукину).

1 — трещины близмеридионального простирания; 2 — трещины близширотного простирания; 3 — содержание металла. Цифры на оси абсцисс — номера проб, характеризующих двухметровые интервалы; по оси ординат — количество трещин и содержания металла (в условных единицах)

В пределах штоковерков часто выделяются одно или два направления более или менее крупных разрывов, тогда как основная масса оруденения связана с сопряженными с ними более тонкими жилами и прожилками, образующими густую сеть. В таких случаях со значительной долей вероятности можно определить основное направление вытянутости штоковерковой зоны. Однако если штоковерк представлен массой мелких трещин, зачастую не несущих видимой минерализации, преобладающее их направление (и направление вытянутости штоковерковой зоны) можно выявить только статистически. Решение такой задачи способствует правильному выбору расположения сети разведочных выработок.

Для этого сначала визуально определяются преобладающие системы трещин. Затем в процессе бороздового опробования стенок горных выработок в интервалах взятия проб отдельно замеряется количество трещин, приближающихся по простиранию к той или другой системе. Сопоставление результатов замеров с данными опробования может показать возможное направление тонкопрожилковой рудной зоны (рис. 10.6).

По предложению А.В. Королева при изучении мелкой трещиноватости стали определять еще и удельное растяжение, или пустотность. Этот показатель характеризует степень разгрузки породы от всестороннего давления в определенный момент формирования месторождения и определяет наличие и мощность того

или иного выполнения трещин. Удельное растяжение определяется как выраженное в процентах отношение приоткрывания ко всему объему породы, содержащей трещины. Для этого измеряют количество и величину приоткрытых (и обычно выполненных) трещин в данном объеме породы. Практически это достигается путем подсчета суммарной ширины трещин в сантиметрах на определенном интервале с последующим подсчетом процента их по площади на 1 м длины измеренного пространства.

Глава 11

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ОРИЕНТИРОВОК МИНЕРАЛОВ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

11.1. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Микроструктурный анализ — это тонкий и довольно трудоемкий метод изучения ориентированных структур горных пород и руд. Он является вспомогательным при исследованиях структур рудных полей и месторождений и основан на выявлении закономерностей ориентировок различных минералов в горных породах и рудах и интерпретации этих преимущественных ориентировок с точки зрения условий и причин их возникновения.

Основы этого метода были заложены Б. Зандером (1930) и получили развитие в работах отечественных ученых (Елисеев, 1967; Лукин и др., 1965; Пэк, 1977).

Успешное применение микроструктурного анализа возможно только на базе детального геологического картирования выбранных структур. Необходимо также, чтобы слагающие их породы содержали в достаточном количестве крупные зерна кварца, кальцита, слюды, пироксенов, амфиболов, полевых шпатов, нефелина или барита. Преимущественные ориентировки трех первых минералов из этого списка чаще всего и становятся объектом исследования, поскольку определение ориентировок двусосных и рудных минералов чрезвычайно сложно и трудоемко.

Как правило, материалом для микроструктурного анализа становятся разновидности гнейсов, кристаллических сланцев, гранитоидов, подвергшихся метаморфизму карбонатных пород, а также жильное выполнение рудоносных трещин, гидротермально измененные породы и метасоматические руды. Важным объек-

том микроструктурного анализа становятся метаморфические тектониты — породы, которые образовывались в глубинных зонах коры при совместном проявлении процессов метаморфизма и складкообразования.

Микроструктурный анализ может помочь там, где необходимо выяснить природу складок, сланцеватости, а также при расшифровке внутреннего строения интрузивных тел, характера перемещений по крупным разрывам, динамометаморфической зональности рудных полей и при решении других задач.

В каждом из этих случаев может возникнуть определенная упорядоченность ориентировок тех или иных минералов. Вообще же надо иметь в виду, что статистически однородное, хаотическое расположение в пространстве кристаллографических направлений минералов (спайности, оптических осей, удлинения) встречается достаточно редко. Необходимо выяснить, существуют ли (и если да, то какие) преимущественные ориентировки пород или рудообразующих минералов в пределах нашей структуры (массива, складки, зоны разлома и т.д.) и дать им геологическую (структурную) интерпретацию.

Закономерная ориентировка минералов в горных породах может возникать из-за разных причин: отложения минералов из неподвижной или движущейся среды, закономерностей роста кристаллов минералов и, наконец, в результате деформаций породы под действием тектонических напряжений.

Ориентировка в процессе отложения типична для минералов, имеющих пластинчатую, чешуйчатую, игольчатую или удлиненно-призматическую форму кристаллов минералов. Если они отлагаются из неподвижной среды, то эти минералы располагаются так, что наибольшие плоскости ограничения оказываются параллельны поверхности дна. При отложении из движущейся среды (магматического расплава или водного потока) минералы ориентируются соответственно направлению ее движения. При этом возникают ориентировки минералов магматических или осадочных горных пород по форме их кристаллов.

Ориентировка роста проявляется при кристаллизации некоторого минерала из раствора на стенках трещины или пустоты, а также при перекристаллизации и метасоматическом изменении горных пород. Хорошим примером таких явлений являются преимущественные ориентировки оптических осей кристаллов в гребенчатых кварцевых, серпентинитовых и других жилах, пегматитовых жилах и др.

Тектоническая ориентировка минералов горных пород является результатом их деформаций. При этом происходит дифференциальное движение отдельных зерен по отношению друг к другу,

а сами зерна испытывают деформацию по некоторым плоскостям скольжения или двойникования, т.е. по определенным плоскостям кристаллической решетки. Таким образом, кристаллы как бы стремятся приобрести упорядоченную ориентировку, которая оказывается энергетически наиболее выгодной в данных условиях деформации. Такие ориентировки чаще всего выявляются в породах, смятых в складки, а также вблизи зон разломов.

Практически в породах могут быть выявлены преимущественные ориентировки, являющиеся результатом нескольких различных причин. Предположим, некоторые осадочные породы обладали специфической ориентировкой слюды, кварца или других минералов, возникшей при их отложении из водной среды, и подверглись затем деформациям в условиях одностороннего сжатия. В таком случае в породах могут быть выявлены не только ориентировки минералов, отвечающие условиям их перекристаллизации при динамометаморфизме, но и реликты первоначальных ориентировок, соответствовавших условиям осадконакопления.

При анализе движений, приводящих к возникновению в породах преимущественных ориентировок минералов, а также при сопоставлении получаемых данных с элементами макроструктуры (например, складки) в микроструктурном анализе используется прямоугольная система координат. Ее ось a соответствует линии движения, плоскость ac — плоскости деформации, а перпендикуляр к ней считается осью b (рис. 11.1). В микроструктурном анализе принято обозначать всякую плоскость, которая проявляется в структуре или текстуре породы (слоистость, текстуры течения, сланцеватость и др.), как «плоскость S».

Технически микроструктурный анализ сводится к статистическому измерению положения определенных кристаллографических или оптических элементов в большом числе зерен некоторого минерала в ориентированных шлифах. Они изготавливаются из ориентированных образцов, отбираемых в поле. При

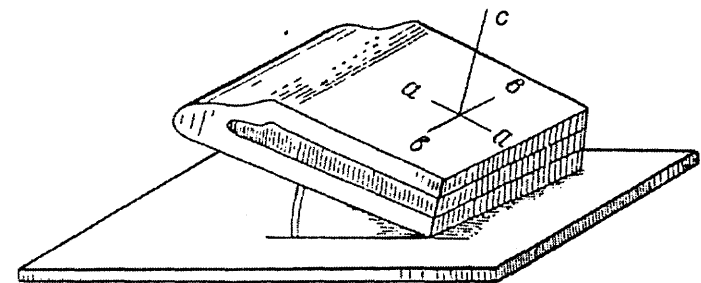


Рис. 11.1. Соотношение осей координат, принятых в микроструктурном анализе (на примере складок):
 a — линия движения, ac — плоскость деформации, b — перпендикуляр к плоскости ac

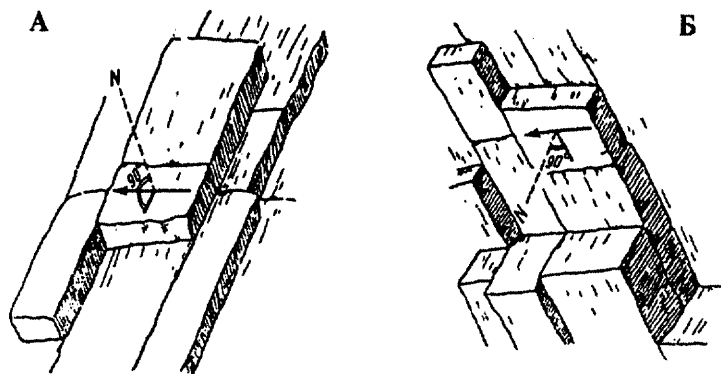


Рис. 11.2. Взятие ориентированного образца (по Л.И. Лукину):

А — нормаль (N) к плоскости, по которой ориентирован образец, направлена вверх;
Б — нормаль ориентирована вниз

этом строго фиксируется положение этих образцов в пространстве. Для этого на любую, желательную плоскую, поверхность образца наносится линия ее простирания, а затем штрихом отмечается направление ее падения (рис. 11.2). Все построения выполняются с использованием горного компаса. Замеряются и фиксируются в полевом дневнике или прямо на образце азимут простирания и угол падения выбранной плоскости. Следует также отмечать, лежачий или висячий бок образца представляет эта поверхность.

Затем образец отбивается, подписывается и отправляется на распиливание. Из каждого образца выпиливается несколько пластинок, которые затем послужат заготовками для изготовления шлифов. Во время этих операций важно проследить, чтобы плоскости получаемых в конце концов шлифов можно было ориентировать относительно первоначального образца, а следовательно, и в пространстве на местности.

При распиливании образца плоскость будущей пластинки лучше всего сразу выбирать в зависимости от визуально наблюдаемых в породе особенностей внутреннего строения, например вкрест слоистости, сланцеватости в гнейсах или кристаллических сланцах и т.д. Поскольку точность измерения ориентировок оптических или кристаллографических элементов зависит в известной степени от их ориентировки по отношению к плоскости шлифа, лучше сразу выпиливать пластинки и изготавливать 2—3 шлифа, ориентированных в нескольких взаимно перпендикулярных плоскостях. Плоскости пластинок, обращенные к образцу, после специальной подготовки на шлифовальном станке наклеиваются на предметное стекло. На противоположные плоскости наносятся элементы залегания пластинок в пространстве, которые перед

началом шлифовки наклеенного кусочка (его толщина должна быть доведена до 0,03 мм) переносятся на предметное стекло.

Полученные шлифы исследуются на универсальном четырех- или пятиосном столике Федорова. С его помощью наиболее часто определяют ориентировку оптических осей зерен кварца, кальцита, слюд, плоскостей спайности в кальците и слюдах, плоскостей двойникования в кальците. Техника микроструктурного анализа подробно описана в работах А.В. Пэка, Х. Ферберна, Н.А. Елисеева, Л.И. Лукина и др.

После того как ориентировки оптических или кристаллографических элементов замерены в достаточно большом количестве (100—200) зерен, результаты измерений наносятся на восковку, наложенную на сетку Шмидта или Вульфа. Получающиеся точечные диаграммы обрабатываются затем путем проведения изолиний, подобно тому как это делается при построении диаграмм трещиноватости. В конечном счете на диаграммах проявляются все существующие в породах преимущественные ориентировки слагающих их минералов. Последние затем должны быть проанализированы, и на основе сопоставления с элементами строения участка, где были отобраны образцы, будет получена структурно-геологическая интерпретация.

11.2. АНАЛИЗ ДИАГРАММ ОРИЕНТИРОВОК ОПТИЧЕСКИХ ОСЕЙ КВАРЦА

В недеформированных породах осадочного происхождения ориентировка оптических осей кварца изучается для выяснения, например, палеогеографических условий накопления осадков, и в частности, для определения направления сноса частиц водными потоками, положения береговой линии и других задач.

В осадочных породах, не подвергшихся существенным деформациям, проекции оптических осей на круговых диаграммах могут образовывать один или несколько сближенных максимумов или формировать пояс максимумов. Первый тип диаграмм отвечает формированию осадков из водных потоков, направление и скорость течения которых испытывали незначительное изменение во времени. Если направления водных потоков менялись часто и резко, возникают пояса максимумов, плоскости которых совпадают с направлением напластования или ориентируются под косыми углами к ней. Но в обоих случаях наибольшие максимумы указывают направление сноса частиц.

Предпочтительная ориентировка оптических осей кварца иногда является результатом нарастания кварцевых кристаллов на стенках трещин или пустот перпендикулярно их поверхности с возникновением гребенчатых жил. На соответствующих диаграммах уста-

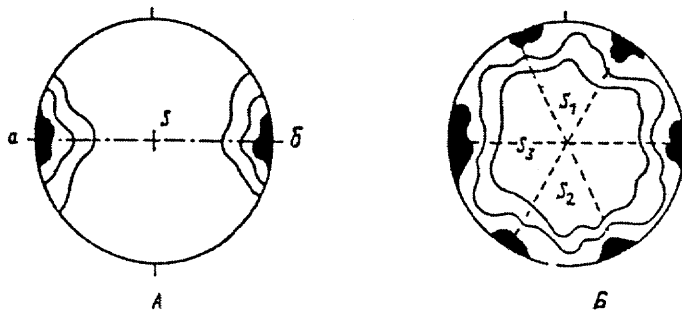


Рис. 11.3. Тектониты:

А—S-тектонит с одним максимумом; Б—В-тектонит с тремя максимумами

навливается четкая зависимость положения максимумов от ориентировок трещин (жил). Определенная расплывчатость максимумов при этом объясняется некоторой веерообразностью в расположении зерен. Преимущественная ориентировка оптических осей кварца возникает не только при выполнении пустого пространства, но и при метасоматозе.

Кварц довольно легко приобретает преимущественную ориентировку в результате тектонических воздействий на него. Известны два основных вида тектонической ориентировки и отвечающих им тектонитов. Для S-тектонитов характерны диаграммы ориентировок с одним или несколькими четкими изолированными максимумами (рис. 11.3). В В-тектонитах обычно имеется несколько максимумов, которые, однако, располагаются в пределах единого пояса. Иногда выделяются еще R-тектониты, для которых типично относительно равномерное распределение точек в пределах пояса.

Такое подразделение тектонитов, конечно, носит формально геометрический характер и дает только морфологическую характеристику узора на диаграммах ориентировок.

Микроструктурный анализ может быть использован для решения некоторых специфических структурных задач. В ряде работ было показано, что исследование ориентировок оптических осей кварца и нормалей к пластинкам слюды (рис. 11.4, 11.5) оказывается полезным при выяснении генетического типа складок (складки продольного изгиба со скольжением, складки течения и скальвания и т.д.). Это важно, поскольку роль складчатых структур разных типов в локализации оруденения может быть различной.

В ряде случаев возникает необходимость выяснения природы контактов интрузивных тел, например тектонический или интрузивный. В этих случаях полезным оказывается сравнение рисунков на диаграммах ориентировок минералов вблизи контакта и

Рис. 11.4. Ориентировки нормалей к пластинкам слюды (А) и оптических осей кварца (Б) в пределах складки продольного изгиба со скольжением

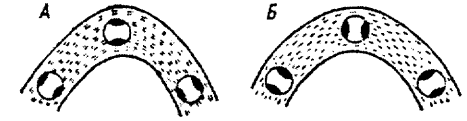
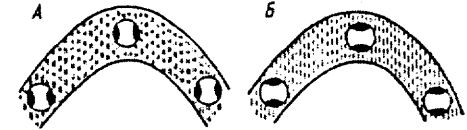


Рис. 11.5. Ориентировки нормалей к пластинкам слюды (А) и оптических осей кварца (Б) в складках скальвания



на удалении от него. Если характер рисунков меняется с удалением от контакта к центру интрузивного тела, например со сменной S-тектонита, отвечающего контактной зоне, В-тектонитом, то скорее всего имеет место тектонический контакт (рис. 11.6).

Микроструктурный метод позволяет также выяснять генезис рудоносных трещин, устанавливать характер и направления дорудных и внутрирудных перемещений по этим трещинным структурам, а также изучать характер послерудных деформаций.

Для выяснения природы рудовмещающих трещинных структур изучают ориентированные шлифы, отобранные из вмещающих рудное тело пород. Если в непосредственном контакте с рудным телом ориентировки минералов во вмещающей породе отличаются от тех же ориентировок на удалении от контакта (трещины), то по ней происходили перемещения и она, следовательно, относится к сколам. Обычно в стенках таких трещин развиваются В-тектониты, ось *b* которых лежит в плоскости трещины, или возникают S-тектониты, в которых с плоскостью тре-

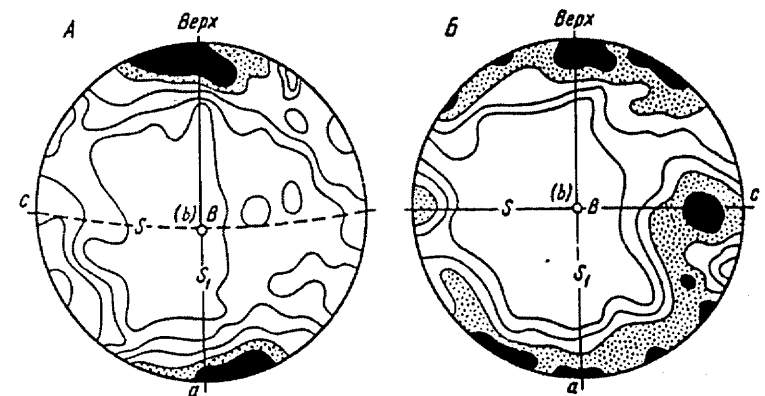


Рис. 11.6. Ориентировка оптических осей кварца в гранодиоритах в зоне тектонического контакта:

А — в непосредственной близости от него; Б — на удалении от контакта (по А.В. Пэку)

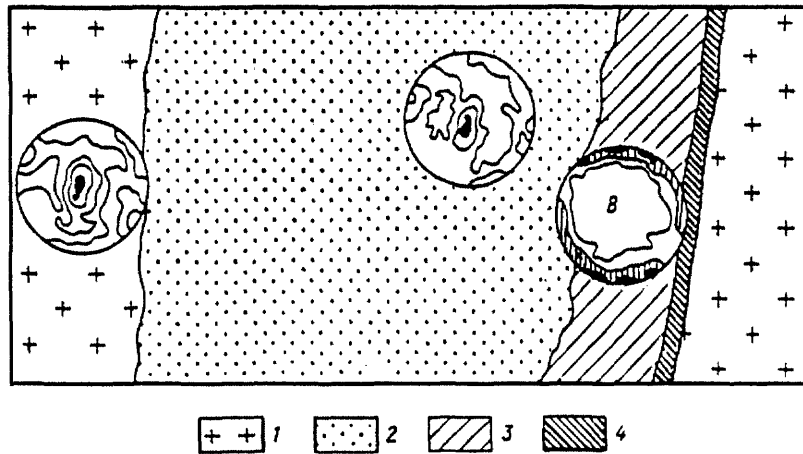


Рис. 11.7. Ориентировка минералов в рудной жиле (по Е.П. Солюшкину). На разрезе показаны диаграммы ориентировок оптических осей кварца в гранитах (слева) и кварцевой жиле (в центре), а также ориентировок плоскостей спайности в кальците (справа). Условные обозначения: 1 — гранит, 2 — кварц, 3 — кальцит, 4 — хлорит и кварц

шины совпадает линия движения *a*. Наконец, если никаких изменений в узоре на микроструктурных диаграммах с удалением от контакта (трещины) не происходит, рудное тело скорее всего выполняет трещину отрыва.

В литературе описаны случаи определения характера внутрирудных движений методами микроструктурного анализа. На рис. 11.7 приведены микроструктурные диаграммы, позволившие выяснить структурную историю формирования одного из жильных месторождений. В составе его рудных тел наиболее древние кварцевые жилы пересекаются жилами кальцита, в свою очередь рассекающиеся кварцево-хлоритовыми прожилками.

Изучение ориентировок оптических осей кварца во вмещающих гранитах показало, что предрудные подвижки по трещинам, выполненным сейчас рудными жилами, были сдвиговыми (на микроструктурной диаграмме устанавливается отчетливый максимум, отвечающий горизонтальному положению линии скольжения). Аналогичный же рисунок был установлен и на диаграмме ориентировок оптических осей кварца из жилы. Таким образом, после формирования кварцевой жилы также имели место сдвиговые перемещения.

В более поздней кальцитовой жиле были определены ориентировки плоскостей спайности в зернах кальцита. Оказалось, что они отвечают В-тектониту, ось *b* которого параллельна простиранию контакта кальцитовой жилы, что возможно связано со

взбросовыми движениями по трещине в позднерудный этап. Таким образом, с использованием микроструктурного анализа удастся восстановить всю историю формирования рудовмещающих структур месторождения.

11.3. ИЗУЧЕНИЕ МИКРОДЕФОРМАЦИОННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЛАВНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Исследование микродеформаций в кристаллах породообразующих минералов (наиболее часто в кристаллах кварца) является современным приложением микроструктурного анализа, технически выполняемым с использованием тех же самых приемов и столика Федорова.

Наиболее распространенными микродеформационными особенностями кристаллов кварца горных пород, возникающими на стадии пластической деформации кварца, являются деформационные пластинки (ламели) и волнистое погасание. Последнее может иметь различное происхождение (фазовые превращения $\beta \rightarrow \alpha$ -кварца, термическое расширение, пластический излом, дислокации по одной из призм), поэтому его использование при структурных исследованиях требует обоснования его механического происхождения.

Явление неоднородного, волнистого погасания зерен кварца хорошо знакомо геологам, занимающимся микроскопическим изучением горных пород и руд в прозрачных шлифах. Во многих случаях оно, как и сопровождающие его деформационные ламели, катаклаз, мозаичное распадение зерен кварца, представляет собой проявление микродеформаций, возникающих в кристаллической структуре кварца в процессе динамометаморфизма горных пород. Количественный анализ этих микродеформаций позволяет давать оценку *P-T*-условий и восстанавливать тектонофизические условия формирования структур рудных полей и месторождений, выявлять зональность развития динамометаморфических преобразований горных пород, например в зонах смятия, устанавливать положение крупных разрывных нарушений и решать другие важные структурные задачи.

Известно, что волнистое погасание зерен кварца зачастую является результатом пластической деформации его кристаллической решетки и развивается главным образом в зонах медленно и длительно действовавших напряжений. Из-за внутренних неоднородностей и сил трения, возникающих на контактах зерен, эта деформация всегда оказывается неравномерной, и в результате отдельные блоки кварцевого кристалла оказываются слегка сдвинутыми относительно друг друга. При этом ориентировка основных кристаллографических элементов в разных блоках не совпадает,

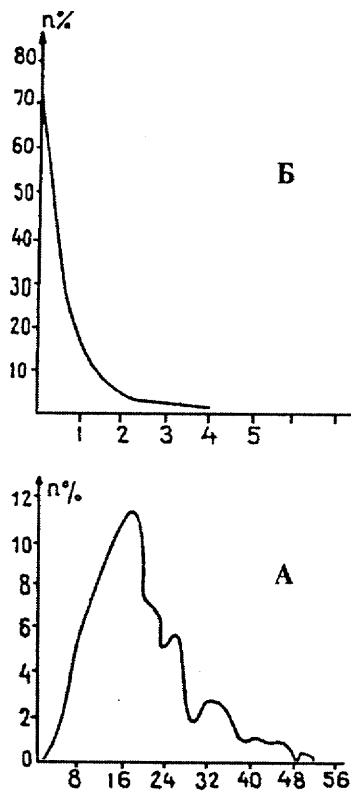


Рис. 11.8. Гистограммы распределения значений величины контрастности погасания кварца для различных участков Иртышской зоны смятия:

А — центральная зона, Б — краевая зона

в частности, оптические оси кварца в разных блоках зерна, до деформации строго параллельные, оказываются развернутыми на некоторый угол. Оптически эти микродеформации и выражаются в появлении волнистого погасания.

Количественный анализ микродеформаций, о которых идет речь, прост и может осуществляться с использованием столика Федорова. Он сводится к статистическому изучению углов между оптическими осями кварца в двух наиболее сильно развернутых относительно друг друга блоках каждого встреченного кристалла кварца в горной породе (рис. 11.8). Такие пары замеров затем выносятся на круговую диаграмму по сетке Шмидта, и по ней

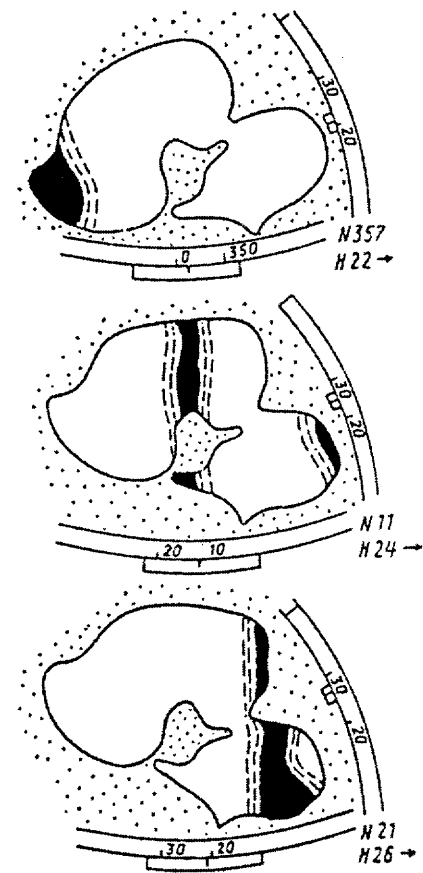
определяются углы между оптическими осями. После изучения большого числа зерен (обычно 200—250) строится гистограмма распределения углов, которая по сути дела отражает контрастность волнистого погасания кварцевых зерен, являющуюся в свою очередь функцией степени динамометаморфических преобразований горных пород. Получающуюся характеристическую кривую используют в качестве объективной оценки интенсивности динамометаморфизма. Такая методика исследования микродеформаций кварца может быть успешно применена для изучения геологического строения рудных полей и месторождений в зонах смятия, когда важно определить характер контакта пород (интрузивный или тектонический), установить положение крупных разломов, разделяющих тектонические блоки (рис. 11.9).

Волнистое погасание почти повсеместно сопровождается развитием деформационных ламелей (пластинок), которые являются результатом внутризернового пластического течения. Деформационные ламели представляют собой узкие (2 мкм) близко расположенные плоскостные микроструктуры, встречающиеся в виде парал-

Рис. 11.9. Выбор наиболее контрастно гаснущих блоков кварцевого зерна для определения угла между оптическими осями кварца в них

лельных систем. В плоскополяризованном свете они оказываются несколько более светлыми, чем вмещающая их матрица, и ограничиваются неясными темными областями, имеют резко отрицательный рельеф (это устанавливается по смещению линии Бекке). При скрещенных николях различие в положении погасания между матрицей и деформационными пластинками составляет 1—3°, и последние ориентируются, как правило, нормально к зонам волнистого погасания кварца. Определение ориентировки плоскостей деформационных пластинок выполняется в ориентированных шлифах на федоровском столике, так же как это делается для любых плоскостных элементов (двойниковых швов, спайности и др.).

Динамическое значение деформационных ламелей впервые подчеркнуто Ф. Тернером, который предположил, что двойники в кальците и деформационные пластинки в кварце образуются пластическим течением и ориентируются в плоскостях высоких сдвиговых напряжений. Экспериментально установлено, что ламели ориентируются под углом около 45° к оси сжатия, а следовательно, лежат в плоскостях наиболее высоких сдвиговых напряжений. В кристаллических породах (например, кварцитах) они возникают прежде всего в кристаллах, оптические оси которых образуют углы 30—60° с осью сжатия. Таким образом, деформационные пластинки, вероятно, образуются трансляционным скольжением параллельно или почти параллельно плоскости (0001) кристалла кварца и являются следами активных плоскостей скольжения, плотность которых достигает $(0,5—1,3) \cdot 10^5$ на 1 см.



Глава 12

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОТЕКТОНИ- ЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Совокупность напряжений, возникающих и действующих в земной коре в связи с развитием определенного элемента ее структуры, может быть названа тектоническим полем напряжений. Геологические методы позволяют исследовать те поля, которые существовали в прошлом. Достигается это путем соответствующей интерпретации складок и других деформаций, а также разрывных структур.

Реконструкция полей напряжений, отвечающих разным этапам становления рудоносных структур, является неотъемлемой частью структурных исследований на рудных полях и месторождениях. Их изучение позволяет: 1) наметить основные этапы структурообразования в пределах конкретного участка земной коры; 2) определить место процессов рудообразования в истории формирования современной структуры месторождения или рудного поля; 3) прогнозировать еще не выявленные потенциально рудоносные структуры, появление которых было возможно при установленных полях напряжений.

При изучении поля напряжений сначала следует установить характеристики напряжений во многих отдельных точках в течение определенного времени, а затем выявлять закономерности изменения напряжений от точки к точке и эволюцию их во времени.

Систематическое изучение полей палеотектонических напряжений начато работами М.В. Гзовского, не утратившими своего значения и поныне. Некоторые методы реконструкции палеотектонических полей напряжений были упомянуты в гл. 3 (анализ пластических деформаций и хрупких разрывов). Ниже будут рассмотрены наиболее доступные методы реконструкции полей напряжений, использующие статистические данные об ориентировке систем трещин тектонического происхождения, а также показаны возможности использования для тех же целей микродеформационных особенностей пороодообразующих минералов.

12.1. АНАЛИЗ ОРИЕНТИРОВОК РАЗРЫВОВ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Как было показано в гл. 3, анализ тектонических разрывов также дает возможность выяснить ориентировку осей напряжений. Прежде всего необходимо выяснить механический тип раз-

рыва (отрыв или скол). Если это невозможно, то разрыв не может быть использован для изучения напряжений, которые обусловили его образование.

Отличительной чертой трещин скола является перемещение по ним блоков пород в связи с наличием на плоскостях трещин скальывающих напряжений. Обычно поверхности трещин более или менее ровные и притертые, на них устанавливаются борозды скольжения, вытянутые по направлению движения блоков. Трещины характеризуются большой протяженностью и прямолинейностью, а часто и наличием глинки трения.

Трещины отрыва имеют неровные, «рваные» ограничения без признаков притирания. Они не выдержаны по простиранию и падению, короткие, искривленные и демонстрируют значительное зияние. По таким трещинам не происходит значительных перемещений блоков пород в боковом направлении (стенки их просто раздвигаются), поэтому глинка трения здесь отсутствует.

Ранее уже говорилось, что плоскости отрывов перпендикулярны направлению наибольших растягивающих (наименьших сжимающих) напряжений. Сколы развиваются по двум сопряженным направлениям. Поэтому в полевых условиях геолог должен установить возможность группировки различных систем поверхностей скальвания в сопряженные пары. Сопряженность трещин скальвания различных ориентировок может устанавливаться по их слиянию, взаимному пересечению, противоположности направлений смещения, постоянству угла между ними при общем изменении их ориентировки, аналогичной распространенности и связи со структурой района, аналогичному и одновозрастному минеральному заполнению.

Восстановление поля напряжений по паре сопряженных сколовых нарушений. Для восстановления ориентировок главных нормальных напряжений по сопряженным сколовым нарушениям важно иметь в виду следующее.

1. Ориентировка осей промежуточных главных нормальных напряжений (σ_2) определяется пересечением пары сопряженных сколов.

2. Острый угол между сопряженными сколами равен 2α , а биссектрисой этого угла является ось алгебраически минимальных главных нормальных напряжений, т.е. ось σ_3 .

3. Направление скольжения определяется по пересечению плоскости разлома и плоскости осей алгебраически максимального (σ_1) и минимального (σ_3) главных нормальных напряжений.

4. Направление скольжения по разлому должно быть таким, чтобы клин, заключенный в острый двугранный угол между плоскостями сколов, вдавигался в направлении σ_3 .

5. Угол внутреннего трения связан с углом α уравнением

$$\pm\theta = 45^\circ + \Phi/2, \text{ или } \Phi_1 = 90^\circ - 2\alpha.$$

Используя эти простые правила, можно охарактеризовать поле напряжений, существовавшее на момент заложения разломов, а также пролить свет на некоторые важные физические свойства горных пород.

Предположим, нами установлены ориентировки двух разрывных структур, для которых установлена их сколовая природа и доказана сопряженность. Залегание сместителей разрывов: 1) азимут падения 66° , угол падения 50° ; 2) азимут падения 222° , угол падения 76° .

Для восстановления поля напряжений, в котором были образованы разломы, рекомендуется следующая последовательность действий.

1. Используя либо поперечную равноугольную азимутальную проекцию сферы (сетка Вульфа), либо азимутальную поперечную равновеликую (равноплощадную) проекцию Ламберта (сетка Шмидта), наносят оба разлома на стереографическую сетку. При этом используются обычные приемы нанесения на диаграммы плоскостных элементов, причем плоскости обоих разломов показываются в виде дуг больших кругов (рис. 12.1), точка пересечения которых определяет направление промежуточных главных нормальных напряжений (ось σ_2 эллипсоида напряжений).

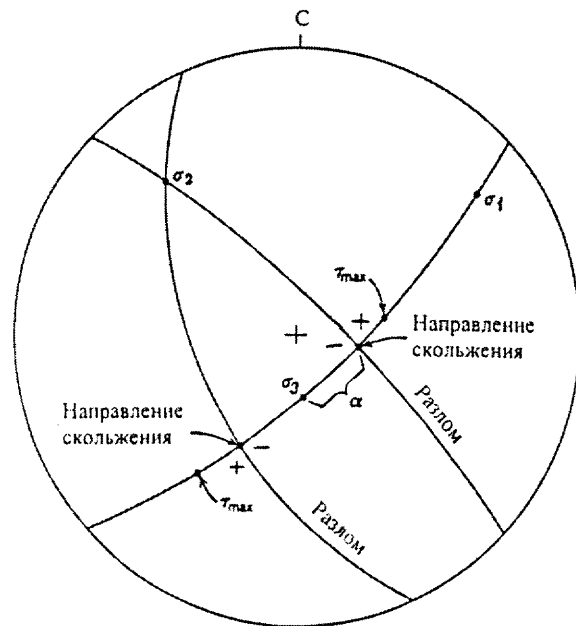


Рис. 12.1. Определение ориентировок осей главных нормальных напряжений по сопряженным разломам сколового типа

2. Используя это направление как полюс, строим дугу большого круга, отвечающую плоскости осей алгебраически наибольших и наименьших главных нормальных напряжений (σ_1 и σ_3). Точки пересечения плоскости с плоскостями разломов фиксируют здесь направления скольжения.

3. Отрезок дуги большого круга, заключенный между этими точками, отвечает одному из двух двугранных углов, образованных при пересечении плоскостей разрывов. Если угол между плоскостями разрывов острый, то, разделив его пополам, получаем положение оси алгебраически минимальных главных нормальных напряжений (ось σ_3). Отсчитав от нее 90° по той же дуге большого круга, можно определить положение оси алгебраически максимальных главных нормальных напряжений (ось σ_1). Угол скалывания (α) отсчитывается по дуге большого круга как угол между направлением скольжения в одной из плоскостей разрывов и осью σ_3 .

После того, как положение осей главных нормальных напряжений на диаграмме установлено, остается определить их ориентировки по правилам, существующим для линейных элементов. Для этого точка, отвечающая проекции на плоскость диаграммы той или иной оси, вращением восковки вокруг центра диаграммы выводится на нижний конец вертикального диаметра сетки. При этом метка С на восковке установится против значения азимута падения оси (считывается по круговой шкале сетки). Угол падения может быть отсчитан по нижнему концу вертикального диаметра, начиная от периферии к центру диаграммы.

Для выбранного нами примера ориентировки осей главных нормальных напряжений будут следующими: σ_1 — аз. пд. 234° , уг. пд. 13° ; σ_2 — аз. пд. 137° , уг. пд. 21° ; σ_3 — аз. пд. 6° , уг. пд. 68° .

Конечно же, чем меньше данных имеется в распоряжении, тем меньше определенности будет в заключениях об ориентировках главных нормальных напряжений. Однако их восстановление все же остается возможным.

Восстановление поля напряжений по ориентировке сколового нарушения и направлению скольжения в его плоскости. Предположим, имеется левый сдвиг со следующей ориентировкой плоскости сместителя: аз. пд. 120° , уг. пд. 70° . Известно, что вектор перемещений в плоскости разрыва (устанавливается по бороздам скольжения) погружается на юг, образуя угол 15° с линией простирания сместителя. Приведенных данных достаточно для восстановления поля напряжений.

1. Наносим дугу большого круга, отвечающую разлому (т.е. след разлома на верхней полусфере), и точкой отмечаем на ней положение вектора скольжения (рис. 12.2). Отсчитав 90° по этой

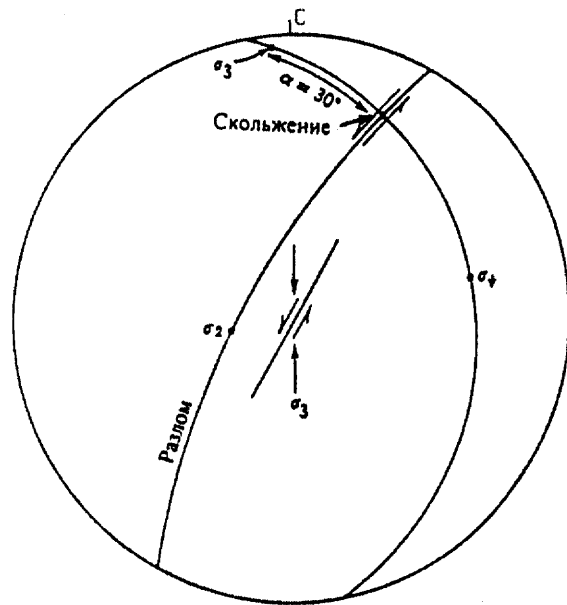


Рис. 12.2. Восстановление ориентировки осей главных нормальных напряжений по ориентировке разлома и заданному направлению смещения по нему

дуге от линии скольжения, определяем положение оси σ_2 . Последняя представляет собой полюс плоскости осей σ_3 и σ_1 , поэтому можно легко нанести дугу большого круга, отвечающую этой плоскости.

2. Если никакой дополнительной информации нет, лучше всего принять угол внутреннего трения $\Phi_i = 30^\circ$. Тогда и угол скалывания $\alpha = 30^\circ$ (это особый случай, когда $\Phi_i = \alpha = 30^\circ$, но обычно они принимают разные значения). Чтобы определить положение оси σ_3 , откладываем по дуге, отвечающей плоскости осей σ_3 и σ_1 , угол $\alpha = 30^\circ$ от линии скольжения. Важно отложить его в правильном направлении, которое определяется с учетом направления перемещений по исходному сколу. Представим, что плоскость сместителя вертикальна, а вектор скольжения горизонтален. При такой ориентировке ось сжатия, очевидно, должна ориентироваться в направлении север—юг. Таким образом, ясно, что точка, отвечающая ориентировке σ_3 , должна располагаться на северной стороне от следа разлома.

3. Отсчитываем 90° от оси σ_3 по дуге большого круга (следа плоскости осей σ_1 и σ_3), чтобы определить положение оси σ_1 .

Применительно к данному примеру ориентировки осей главных нормальных напряжений составят: σ_1 — аз. пд. 178° , уг. пд. 2° ; σ_2 — аз. пд. 83° , уг. пд. 65° ; σ_3 — аз. пд. 268° , уг. пд. 25° .

Конечно, если принять другую оценку угла скола α , то получим иные ориентировки главных нормальных напряжений, хотя вряд ли ошибка будет значительной. Кроме того, нужно убедиться,

что амплитуда сдвига достаточно мала, что разлом заложился как скол и на его ориентировку не влияли какие-либо существовавшие до него ослабленные зоны.

Восстановление поля напряжений по ориентировке сколового нарушения и оперяющих его трещин отрыва. Иногда разломы сопровождаются трещинами растяжения (отрывами), выполненными кальцитовыми или кварцевыми жилами (рис. 12.3, А).

Предположим, что основное сколовое нарушение имеет ориентировку: аз. пд. 100° , уг. пд. 25° . Рядом с ним встречены субгоризонтальные кварцевые жилы с ориентировкой: аз. пд. 250° , уг. пд. 10° . Имеющихся данных достаточно для определения ориентировок главных нормальных напряжений, угла внутреннего трения и направления перемещения по разлому.

1. Наносим на диаграмму в виде дуги большого круга выполненную жилую трещину отрыва (рис. 12.3, Б). Полюс ее плоскости отвечает положению оси максимальных главных нормальных напряжений σ_1 (ось наибольшего растяжения, или наименьшего сжатия).

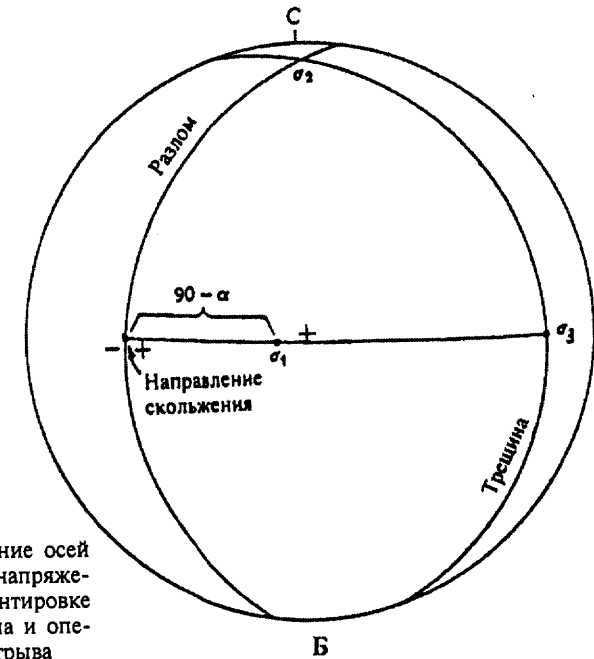
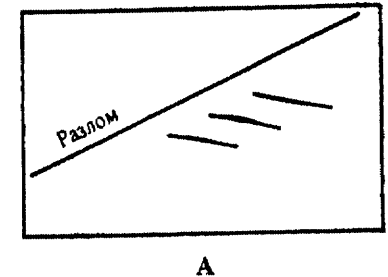


Рис. 12.3. Восстановление осей главных нормальных напряжений по заданной ориентировке разлома сколового типа и оперяющих трещин отрыва

2. Наносим в виде дуги большого круга плоскость основного разлома. Точка пересечения двух нанесенных дуг отвечает положению оси σ_2 эллипсоида напряжений (трещины скола и отрыва пересекаются по оси σ_2).

3. Используя ось σ_2 как полюс, наносим дугу большого круга, отвечающую плоскости осей σ_1 и σ_3 . Она пересечет плоскость разлома в точке, отвечающей вектору скольжения в плоскости его сместителя, а плоскость жилы — в точке, соответствующей положению оси σ_3 . По этой же дуге отсчитываем и угол α между осью σ_3 и линией скольжения.

Применительно к данному численному примеру получаем следующие ориентировки осей главных нормальных напряжений: σ_1 — аз. пд. 71° , уг. пд. 80° ; σ_2 — аз. пд. 184° , уг. пд. 2° ; σ_3 — аз. пд. 273° , уг. пд. 10° . Угол внутреннего трения равен 20° , а движения по разлому, очевидно, носили надвиговый характер.

Графический метод восстановления ориентировки осей главных нормальных напряжений по трещинам. По сути, этот метод похож на метод анализа тектонических разрывов. Однако в данном случае на стереографической сетке сначала фиксируется большое число элементов залегания отдельных сопряженных поверхностей скалывания, по которым затем строятся точечные диаграммы трещиноватости для определенного этапа деформаций, и на них обычным путем выявляются максимумы. В дальнейшем проводятся дуги больших кругов, соответствующие центрам максимумов, и выполняются все необходимые для реконструкции полей напряжений построения, как это было описано выше.

12.2. ДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИКРОСТРУКТУРНЫХ ОРИЕНТИРОВОК

Углубленное изучение закономерных ориентировок кристаллов кварца, деформированных в ходе экспериментов или в естественных условиях, в последнее время позволило перейти к динамической оценке ориентировок. А.И. Казаковым (1987) на основе термодинамики и физики деформаций разработаны принципы интерпретации известных узоров ориентировок, определены стадии деформации кварцевых кристаллов, Р—Т-поля действия движений по различным плоскостям, выявлена роль воды при деформациях кварца и установлено, что ориентировка кварца в значительной степени зависит от его упругих свойств.

С точки зрения динамической интерпретации ориентировок важное значение имеет вывод о том, что на стадии упругой деформации кварца оптические оси концентрируются на диаграммах в пределах поясов, отвечающих дугам малых кругов, ориентируясь под углами от 0 до 90° к оси сжатия. В пределах поясов оптические оси могут быть распределены равномерно, образовывать несколько максимумов разной плотности (рис. 12.4) и участки

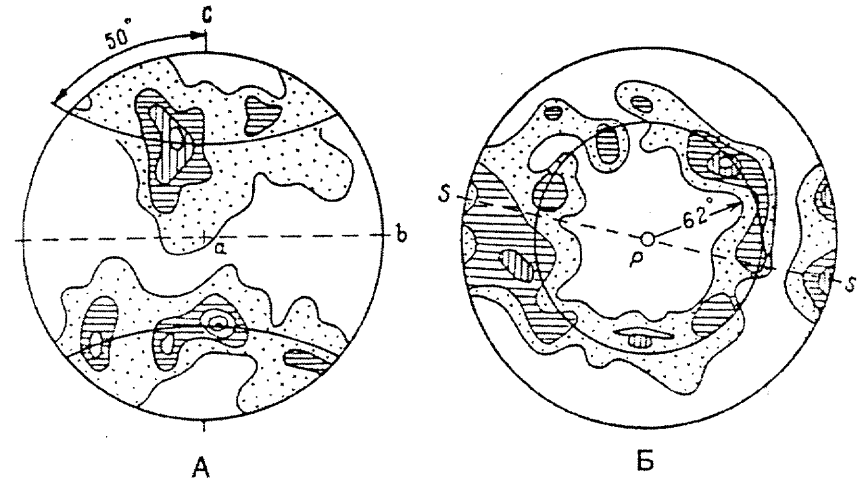


Рис. 12.4. Ориентировка оптических осей кварца в условиях сжатия (А) и растяжения (Б). Показаны дуги малого круга и их угловые радиусы (по А.И. Казакову)

очень низких концентраций или даже сосредоточиваться в одном максимуме. Угол, отражающий радиус малого круга, по которому концентрируются оптические оси кварца, уменьшается от 90° при низких температурах до 0° при температурах около 800°C , а затем постепенно увеличивается до 50° при 1100°C .

При очень сильных деформациях, в стадию суперпластического течения формирование деформационных структур, согласно экспериментальным данным, происходит в три этапа. Вначале оптические оси вновь образованных кристаллов кварца концентрируются в поясе, перпендикулярном плоскости ab , так что ось сжатия располагается в плоскости пояса (рис. 12.5, 1, А). На средней стадии развития деформационной структуры пояс разбивается на две ветви, в пределах которых максимальная концентрация расположена под углом 20° к плоскости ab (рис. 12.5, 1, Б). На заключительной стадии возникает сильный максимум ориентировок под углом 70° к направлению сжатия (рис. 12.5, 1, В).

Узоры на диаграммах, отражающих ориентировку кварца в природных тектонитах течения, оказываются чрезвычайно разнообразны (дуги больших кругов, перпендикулярных к плоскости сланцеватости; максимумы под углами около 70° к оси сжатия; дуги малых кругов вокруг оси c ; пояса, косо ориентированные относительно сланцеватости; максимумы, совпадающие с линейностью и структурной осью b (рис. 12.5, 2)). В целом же следует очень осторожно подходить к трактовке ориентировок кварца в тектонитах течения, всякий раз увязывая получающиеся узоры с данными о структуре изучаемого участка (ориентировка элементов складок, рассланцевания, линейности и др.).

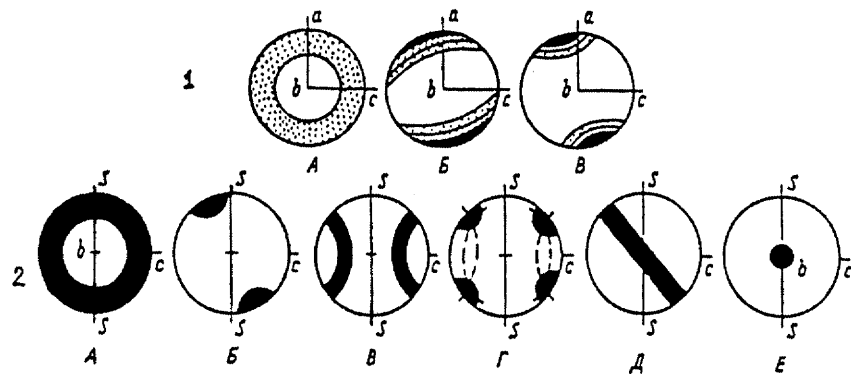


Рис. 12.5. Ориентировка кварца в кварцевых тектонитах течения. 1 — по экспериментальным данным (по Н.С. Делицину); 2 — в природных кварцевых милонитах и в ленточных мономинеральных текстурах (А, Б, В, Г — ориентировки, зависящие от упругих свойств кварца; Д, Е — ориентировки, связанные с перекристаллизацией при дислокационном скольжении); ss — плоскость сланцеватости; a, b, c — структурные оси (по А.Н. Казакову)

Для восстановления ориентировок осей главных нормальных напряжений, существовавших на момент деформаций, могут быть использованы микроструктуры, образованные в результате пластической деформации кварцевых кристаллов, и преимущественные ориентировки этих кристаллов как результат пластического течения и синтектонической перекристаллизации. Палеотектонические поля напряжений могут быть восстановлены тремя различными способами (рис. 12.6). Все они требуют отбора в поле ориентированных образцов и изготовления ориентированных шлифов в соответствии с общими требованиями микроструктурного анализа.

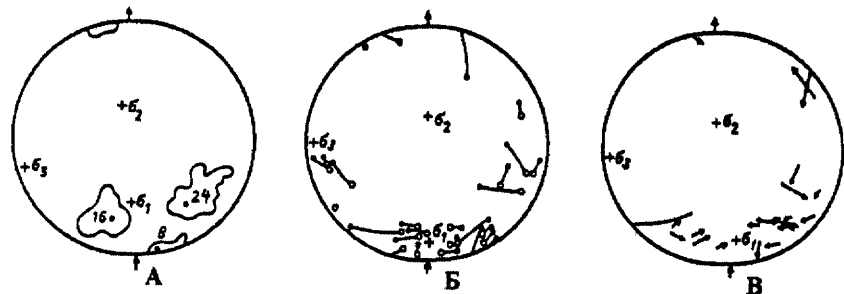


Рис. 12.6. Восстановление осей главных нормальных напряжений методами сопряженных ламелей (А), переориентировки оптических осей (Б) и методом стрелок (В).

Оси: σ_1 — растяжения, σ_2 — промежуточных напряжений, σ_3 — сжатия (по ориентированному шлифу туфопесчаника Габриэлевского месторождения). Стрелками на пределах диаграмм показано направление юг—север

Способ сопряженных ламелей. Уже говорилось, что ориентировка деформационных структур в кварцевых зернах должна быть связана с ориентировкой осей главных нормальных напряжений, ответственных за деформацию агрегата. Изучение преимущественных ориентировок полюсов деформационных ламелей в породе показало, что последние образуют либо два максимума, отстоящих друг от друга примерно на 90° , либо два пояса, включающие максимумы. Предполагается, что деформационные ламели образованы в плоскостях высоких сдвиговых напряжений и могут быть использованы для восстановления осей главных нормальных напряжений. В результате экспериментов установлено, что в породах, имевших первоначально беспорядочную ориентировку кристаллов кварца и подвергшихся сжатию (при $\sigma_1 = \sigma_2$), полюса ламелей образуют в проекции небольшие круговые пояса, отстоящие от оси σ_3 на 45° . Аналогично пояса должны образовываться вокруг σ_1 при $\sigma_3 = \sigma_2$. В породах, подвергшихся более общему состоянию напряжения ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), наибольшие концентрации полюсов ламелей должны образовывать два максимума, наклоненные под углами около 45° к σ_3 и лежащие в плоскости σ_1 — σ_3 . Этот метод, однако, часто не дает возможности судить, какая из двух осей, лежащих в этой плоскости, соответствует сжатию, а какая — растяжению.

Способ переориентировки оптических осей. В пределах зерен кварца обычно есть более и менее деформированные участки, различающиеся густотой деформационных пластинок. Наличие волнистого погасания также указывает, что разворот кристаллической структуры кварца происходил неравномерно и был более значительным там, где деформационные пластинки более многочисленны. Замеряя на федоровском столике ориентировки оптических осей в более и менее деформированных участках, вынося их на круговую диаграмму и соединяя отрезками дуг больших кругов, можно получить еще одну диаграмму, полезную при реконструкции ориентировок осей главных нормальных напряжений. Следует иметь в виду, что оси кварца в более деформированных участках зерен (C_1 , залитые кружки на диаграмме) лежат ближе к σ_3 , чем оптические оси в слабодеформированных участках (C_0), а плоскости, включающие C_1 и C_0 в отдельных зернах, содержат σ_1 и σ_3 при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

Способ стрелок. Исследование относительных ориентировок полюсов деформационных ламелей и оптических осей вмещающей их части зерна (C_1) показывает, что плоскости, содержащие как полюс ламели, так и ось C_1 , включают σ_1 и σ_3 (при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Соответствующие замеры полюса деформационной ламели и оптической оси кварца наносятся на диаграмму и соединяются от-

резком дуги большого круга со стрелкой, ориентированной в направлении полюса ламели. По диаграммам, построенным таким способом, можно определить положение осей главных нормальных напряжений, причем стрелки на них указывают направление оси σ_1 .

Все описанные способы реконструкции осей главных нормальных напряжений применимы лишь к кристаллам кварца, содержащим ламели, ориентированные под $10\text{--}30^\circ$ к (0001), а такая ориентировка обычна для тектонитов.

Глава 13

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ РУДОВМЕЩАЮЩИХ ГОРНЫХ ПОРОД

В формировании промышленных месторождений полезных ископаемых ведущую роль играют структурные условия. Последние в значительной степени определяются физико-механическими свойствами рудовмещающих горных пород. Их изучение является составным элементом современных структурных исследований на рудных полях и месторождениях. Основы этого направления исследований, получившего название структурная петрофизика, были заложены Я.Н. Белевцевым (1961), А.В. Королевым и П.А. Шехтманом (1965), В.И. Старостиным (1979) и др.

Исследования физико-механических свойств горных пород дают количественные параметры физического состояния среды, в которой происходят процессы рудообразования. Известно, что различные горные породы в одних и тех же условиях деформируются по-разному. Одни из них под действием некоторых внешних сил сминаются в складки пластического течения, тогда как находящиеся рядом другие породы могут растрескиваться и будинироваться с нарушением сплошности слоев. Различное поведение в процессе деформирования отличающихся по физико-механическим свойствам горных пород приводит к развитию в них широкого спектра потенциально рудоподводящих или рудовмещающих структур. Появление таких структур и их размещение могут быть предсказаны на основе изучения физико-механических характеристик горных пород.

В литературе описаны многочисленные примеры различной роли неодинаковых по своим физико-механическим характерис-

тикам горных пород, в частности, в процессах гидротермального рудообразования. Исследование важнейших физико-механических свойств горных пород дает возможность оценивать степень их благоприятности для рудоотложения.

В зависимости от условий образования и последующей геологической жизни горные породы характеризуются определенным комплексом физических и механических свойств, отражающих их структуру, состав, а также характер эпигенетических преобразований и тектонических напряжений, которым они подверглись. Физико-механические свойства породы не остаются неизменными в течение всего времени с момента ее образования. Они эволюционируют под воздействием тех или иных факторов структурообразования, давая важный инструмент для расшифровки структурной истории рудных полей и месторождений, выявления возраста и генезиса руд и степени их метаморфического преобразования и др.

Далеко не все параметры физических и механических свойств горных пород, определяемые в лабораториях или непосредственно в полевых условиях, могут быть использованы при рассмотрении условий формирования горных пород, руд и месторождений. Для этих целей достаточно обоснованно могут применяться величины объемной массы, пористости и проницаемости, прочностных и упругих свойств, а также их изменения при повышенных температурах и давлениях.

13.1. ОБЪЕМНАЯ МАССА

Объемной массой называется отношение массы совершенно сухого образца горной породы или руды к его объему. Чаще всего для ее определения используются методы обмера и гидростатического взвешивания.

Первый метод применим, если образец имеет правильную форму (цилиндр, параллелепипед и др.) и его объем может быть с достаточной точностью рассчитан на основе обмера. Масса образца при этом определяется после предварительной выдержки его в сушильном шкафу в течение нескольких часов при температуре 105°C .

Однако обычно изучаемые образцы имеют неправильную форму. В этом случае используется метод гидростатического взвешивания. При этом масса образца определяется несколько раз: сначала в сухом виде, а затем дважды после длительного насыщения жидкостями (обычно водой). Первый раз насыщенный образец взвешивается на воздухе, а второй раз — в сосуде с той же жидкостью. Объемная масса затем рассчитывается по формуле:

$$V_{об} = \frac{P_{сух}}{P_{н. max} - P_{ж} - P_{пр}} (Qt - \lambda),$$

где $P_{сух}$ — масса сухого образца, г; $P_{н. max}$ — масса насыщенного образца, г; $P_{ж}$ — масса образца в жидкости, г; $P_{пр}$ — масса проволочки, используемой для взвешивания образца в жидкости, г; $(Qt - \lambda)$ — поправка на разницу температур и взвешивание на воздухе (при температурах 18–22° величина поправки составляет 0,997).

13.2. ПОРИСТОСТЬ, ПРОНИЦАЕМОСТЬ И ДИНАМИКА НАСЫЩЕНИЯ ПОРОД ЖИДКОСТЯМИ

Пористость — это совокупность пространства между твердой фазой абсолютно сухой породы. Пустоты (поры) в породах могут возникать как в процессе становления самой породы (например, межзерновые пространства), так и в процессе дальнейших ее преобразований (например, микротрещины).

Поры в составе породы обычно имеют форму неправильных многогранников, щелей, эллипсоидов, нитевидных каналов и др. Размеры пустот изменяются от $2 \cdot 10^{-4}$ мм и менее (ультрапористость) до 10^{-4} – 10^{-2} мм (микропористость) и выше (макропористость).

При характеристике пористости следует различать несколько ее видов. Общая (или абсолютная) пористость представляет собой совокупность всех пор в породе, как открытых, так и закрытых. Открытая пористость представляет только поры, которые могут быть заполнены, например, жидкостью. Наконец, эффективная пористость — это часть открытой пористости, по которой при заданных условиях может происходить активная циркуляция жидкостей или газов. Она представляет поры, сообщающиеся между собой и с поверхностью образца, и измеряется в процентах от общего объема образца. Традиционным и самым доступным способом ее определения является метод свободного водонасыщения, использующий, как правило, специально подготовленные плоскопараллельные пластинки, выпиливаемые из отобранных в поле образцов. Рекомендуемые размеры пластинок: толщина 1–1,5 см и площадь более 25 см². В течение нескольких часов пластинки выдерживаются в сушильном шкафу при температуре 105°С, а затем взвешиваются на аналитических весах. После этого они погружаются в специальную ванночку с жидкостью (водой или керосином) и вновь взвешиваются через фиксированные промежутки времени (от 5–10 мин до нескольких суток). Опыт показывает, что 70–80% открытых пор заполняются жидкостью в течение первых пяти суток. По истечении

этого срока образец взвешивается на воздухе и гидростатически в той же жидкости. После этого рассчитывается объемная масса образца и эффективная пористость. Последняя определяется по формуле

$$П_{эф} = \frac{P_{н} - P_{сух}}{P_{н} - (P_{ж} - P_{пр})} \times 100\%.$$

Известно, что две среды с одинаковой пористостью могут играть совершенно различную роль в процессах фильтрации гидротермальных растворов и метасоматоза. Например, некоторые разновидности глинистых пород, обладая довольно высокой пористостью, тем не менее оказываются непроницаемыми экранами на пути рудоносных гидротермальных растворов. Возможное поведение пород в процессе рудообразования определяется не столько величинами их пористости, сколько наличием в них крупных пор, способных пропускать жидкости или газы. Эти крупные поры характеризуют проницаемую эффективную пористость породы. Их наличие и количество определяет проницаемость горных пород.

Проницаемостью называется свойство горной породы как пористой среды пропускать жидкости, газы или их смеси благодаря перепаду давления. Количественно это свойство пород характеризуется коэффициентом проницаемости, для определения которого используются методы ртутной и водно-воздушной (более распространены) порометрии, описанные в специальной литературе.

В процессе многократных взвешиваний постепенно насыщающегося образца рассчитывается соответствующая величина весового насыщения m_i :

$$m_i = \frac{P_{ни} - P_{сух}}{P_{сух}} \times 100\%,$$

где $P_{ни}$ — масса насыщенного образца в некоторый момент времени i (г). Эти данные, характеризующие динамику насыщения пород, затем наносятся на графики «время—объемное насыщение» (рис. 13.1). Такие графики позволяют судить о фильтрационных свойствах образцов, выделяя породы, насыщающиеся в значительной степени уже в первые сутки и потому более благоприятные для гидротермального метасоматоза при рудообразовании. Их нужно отличать от пород, для насыщения которых необходимо 5–10 суток и которые могут играть роль литологических экранов в процессах гидротермального рудообразования.

Таким образом, при определении эффективной пористости и объемной массы горных пород методом свободного водонасыщения жидкостями можно получить дополнительную характеристи-

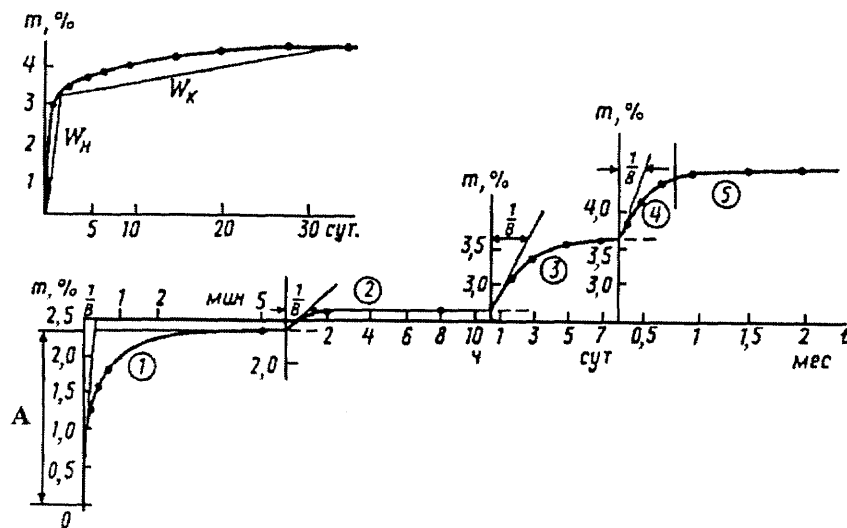


Рис. 13.1. Графики зависимости весового насыщения от времени.

Цифры в кружках обозначают этапы насыщения; m — весовое насыщение, %; t — время; A — условно-мгновенное насыщение; B — постоянная насыщения; W_k — конечная скорость насыщения; W_n — начальная скорость насыщения

ку динамики их насыщения, которая будет отражать фильтрационные свойства горных пород и структуру их порового пространства.

Эмпирически установлено, что 30–70% порового пространства почти всех разновидностей горных пород заполняется в первые 15–20 минут после начала насыщения образца. Этот этап характеризуется более высокой скоростью насыщения, чем все последующие этапы. Величина насыщения, измеренная в этот промежуток времени, получила название условно-мгновенного насыщения (A , %) и характеризует самые крупные поры, игравшие наиболее важную роль в процессах рудообразования и фильтрации гидротермальных растворов.

Для характеристики скорости насыщения образца, которая не зависит ни от длительности опыта, ни от эффективной пористости, а является независимой характеристикой физических свойств горных пород, используется постоянная насыщения (B , $ч^{-1}$), которая рассчитывается по формуле

$$B_i = \frac{1}{t_{i+1} - t_k} \ln \frac{(m_\infty - m_i)}{m_0},$$

где m_∞ — полное насыщение образца породы; m_0 — предельное насыщение образца в режиме экспоненциальной зависимости ($m_0 = m_\infty - A$); t_k — время окончания условно-мгновенного насы-

щения (обычно 0,1–0,2 ч); m_i — объемное насыщение образца в момент времени t .

Поскольку в процессе насыщения взвешивание частично насыщенного образца производится несколько раз, постоянная насыщения может быть рассчитана для нескольких моментов времени, однако надежной характеристикой свойств образца является среднее значение этого показателя:

$$B_{cp} = \frac{\sum_{i=k+1}^s B_i}{s - (k + 1)}.$$

Дополнительные сведения о динамике насыщения породы жидкостями могут быть получены путем расчета периода полунасыщения $T_{1/2}$, который показывает, за какое время, начиная с момента t_k , достигается насыщение образца, равное $0,5 m_0$:

$$T_{1/2} = \frac{0,693}{B_{cp}}.$$

Показатель B служит для установления групп пород, различающихся по динамике насыщения, и характеризует структуру порового пространства. Опыт показывает, что породы с низкими значениями A и B могли играть роль экранов для рудоносных растворов, в то время как породы с высокими значениями этих показателей чаще являются рудовмещающими. Таким образом, анализ пористости, проницаемости и динамики насыщения различных пород, слагающих некоторую рудовмещающую толщу, полезен для определения возможной роли этих образований в процессах формирования рудных тел.

13.3. ТВЕРДОСТЬ

Твердость — одна из самых универсальных характеристик горных пород. Она отражает как упругую, так и пластическую деформацию материала и зависит от упругих и прочностных свойств пород. Существуют две группы методов определения твердости: динамические (метод отскока, динамического вдавливания, метод качающегося маятника) и статические (статического вдавливания, испытания царапаньем и др.).

Твердость по методу отскока определяется на шлифованной поверхности образца, от которой отскакивает падающий на нее с некоторой высоты алмазный боек небольшого веса. Высота отскока бойка фиксируется по шкале прибора и служит мерой динамической твердости образца. Этот метод дает надежные результаты только для очень мелкозернистых пород, в которых под

боек одновременно попадает группа из нескольких минеральных зерен.

Для оценки пластичности пород используется метод повторных микроударов — при многократных ударах бойка в одну точку происходит контактное уплотнение породы, неодинаковое для пород с различными упруго-пластичными свойствами. При использовании этого метода на каждом из образцов выбирают по 10 точек, в каждую из которых наносят по 7–8 ударов бойком. Полученные данные о твердости статистически обрабатываются и используются для расчета коэффициента уплотнения по формуле

$$K_{\text{упл}} = (T_{\text{п}} - T_{\text{н}}) / T_{\text{н}},$$

где $K_{\text{упл}}$ — коэффициент уплотнения, $T_{\text{н}}$ — начальная твердость породы (определяется при первом ударе бойка), $T_{\text{п}}$ — предельная твердость породы.

Значительно шире распространены статические методы определения твердости вдавливанием. В используемых для этой цели приборах чаще всего производится вдавливание стального шарика в плоскую поверхность образца по методу, предложенному Бриннелем. Испытуемая поверхность располагается нормально по отношению к оси шпинделя (направлению вдавливания). На шарик подается заданная нагрузка, которая выдерживается в течение некоторого времени (10, 30, 60 с в зависимости от твердости образца и выбранной нагрузки), которая затем снимается (рис. 13.2).

Диаметр получившегося на поверхности образца отпечатка шарика измеряется с помощью специального микроскопа и вычисляется площадь поверхности отпечатка:

$$F = \pi \times D \times h,$$

где D — диаметр шарика, мм; h — высота сегмента (глубина вдавливания), мм.

С учетом зависимости величины h от диаметров шарика и его отпечатка площадь отпечатка d (мм) рассчитывается как

$$F = \frac{\pi D}{2} (D - \sqrt{D^2 - d^2}).$$

Число твердости по Бриннелю (НВ) определяется по формуле:

$$\text{НВ} = \frac{p}{F} = \frac{2p}{\pi D (D - \sqrt{D^2 - d^2})},$$

где p — приложенная нагрузка, МПа.

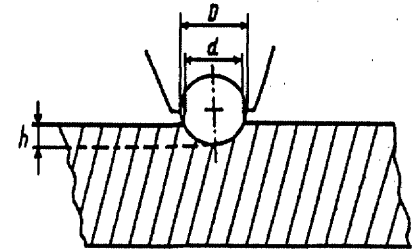


Рис. 13.2. Определение твердости вдавливанием сферы:

D — диаметр шарика, d — диаметр отпечатка, h — высота сегмента для расчета твердости (по Бриннелю)

Так же как и при динамическом вдавливании, этот метод позволяет оценить пластичность горных пород способом повторных вдавливаний. Эффект контактного упрочнения породы оценивается по постепенному повышению абсолютных величин твердости.

13.4. УПРУГОСТЬ

Упругость — это свойство тела восстанавливать свою форму, измененную внешними силами, после снятия этих сил. Упругость обуславливается внутренними силами (силами упругости), развивающимися в теле. Практически все тела в той или иной степени обладают этим свойством, однако близкими к идеально упругим оказываются лишь некоторые магматические и малопористые и плотные осадочные породы, а также большинство минералов. Экспериментально доказана зависимость упругих свойств пород от их минерального состава, структуры и текстуры, пористости, напряжений, температуры и времени.

Для характеристики упругих свойств горных пород наиболее часто используют модуль Юнга, модуль сдвига, коэффициент Пуассона и коэффициент всестороннего сжатия (см. гл. 4).

Упругие свойства пород и минералов определяются статическими и динамическими методами. В первом случае из образцов горных пород вырезаются призмы стандартного размера, которые подвергаются деформированию при заданных условиях (напряжениях). Возникающие удлинения или укорочения образцов измеряются и соотносятся с вызвавшими их напряжениями.

Динамические методы основаны на возбуждении в образцах горной породы волновых колебаний и измерении скорости прохождения упругих волн, которые зависят от модулей и коэффициентов упругости. Существует специальная аппаратура и методики измерения скоростей распространения в образце продольных волн сжатия (V_p), поперечных волн сдвига (V_s) и поверхностных волн Рэлея (V_R).

В изотропных породах связь между скоростями распространения волн и упругими характеристиками описывается формулами:

$$\mu = \frac{1 - 2\gamma^2}{2(1 - \gamma^2)}, \text{ где } \gamma = V_p/V_s;$$

$$G = V_s^2 \times V_{об}; \quad E = 2G(1 + \mu);$$

$$K_{сж} = \frac{E}{3(1 - 2\mu)}.$$

Упругие свойства горных пород, слагающих любое месторождение, как правило, оказываются весьма контрастными. Так, на месторождении Хандиза наиболее высокие значения модулей Юнга и сдвига наблюдаются у известняков и кремнистых известняков ($E = 8,02 \cdot 10^4$ МПа, $G = 3,29 \cdot 10^4$ МПа), несколько ниже они у песчаников, доломитов и микрокварцитов ($E = 7,69 \cdot 10^4$ МПа, $G = 2,73 \cdot 10^4$ МПа), а наиболее низкие параметры (на 30% ниже) свойственны туфам и туфобрекчиям кислого состава ($G = 2,29 \times 10^4$ МПа).

Породы, различающиеся по своим упругим характеристикам, по-разному участвуют в процессах структурообразования и реагируют на внешнее деформирующее воздействие. При определенных тектонических напряжениях неоднородность упругих свойств пород приводит к развитию послойных срывов на границах сред (например, глинистых сланцев с низкой и песчаников с высокой упругостью), различиям в интенсивности развивающейся в них трещиноватости и т.д.

13.5. ПРОЧНОСТЬ

Прочностью горной породы называют ту величину истинных внутренних напряжений (нормальных или касательных), которые приводят к разрушению породы или пластической их деформации.

В лабораторных условиях прочностные свойства горных пород обычно оценивают, определяя временное сопротивление одноосному сжатию (предел прочности на сжатие). Испытания проводятся на образцах цилиндрической формы, высота которых должна быть равна диаметру основания цилиндра, или на кубиках (размеры ребра куба или диаметра цилиндра заключаются в интервале 45—55 мм). Образцы помещаются между плитами гидравлических прессов различной мощности (50, 300 т). Нагрузка на них увеличивается с определенной скоростью (обычно 10—15 кг/см²·с) вплоть до полного разрушения образца. Прочность на одноосное сжатие затем определяется по формуле

$$R_{сж} = F_{\max}/S_0,$$

где F_{\max} — максимальная разрушающая сила, кг; S_0 — начальная площадь поперечного сечения образца, см².

Теоретическая прочность кристаллических тел, рассчитываемая по прочности молекулярных связей, должна составлять около 20% от величины модуля Юнга. Практически же для горных пород она изменяется в пределах 40—300 МПа, т.е. оказывается в десятки и сотни раз ниже, что объясняется наличием в реальных породах различных дефектов, отличающих их от идеальных кристаллических тел: микротрещин, внутренних дефектов в кристаллах и др.

Прочность пород на сжатие следует отличать от прочности их на растяжение (отрыв) и на срез (скалывание). Прочность горных пород на сжатие примерно в 30 раз больше прочности пород на растяжение и примерно в 10 раз больше прочности пород на срез. Именно поэтому при растягивающих усилиях в горных породах развиваются только трещины отрыва и для образования последних нужны сравнительно небольшие напряжения, тогда как при сжимающих усилиях образуются преимущественно трещины скалывания и в меньшей мере трещины отрыва. Экспериментально доказано, что прочность горных пород на скалывание составляет единицы процента модуля сдвига, а прочность на отрыв — десятые доли процента модуля упругости удлинения (модуля Юнга).

Определение прочности горных пород особенно важно при изучении рудовмещающих трещинных структур.

13.6. ПЛАСТИЧНОСТЬ

Пластичность — это свойство твердых тел, в том числе и горных пород, необратимо изменять свои размеры и форму под действием внешней нагрузки.

Экспериментально при высоких всесторонних давлениях и продолжительности экспериментов до 1,5 месяцев в горных породах были получены удлинения или укорочения до 25—30%.

Пластичность пород определяется сочетанием двух свойств: прочности и вязкости. По данным М.В. Гзовского, для различных типов горных пород вязкость зависит от интенсивности касательных напряжений (τ_1) и колеблется в интервале $(2 \cdot 10^{14} - 10^{22}) \cdot 10^{-0,0233 \tau_1}$. Вязкость породы зависит от ее минерального состава (она возрастает, например, при хлоритизации или серицитизации и снижается при окварцевании пород), структуры (например, величины минеральных зерен) и текстуры, влажности и температуры, величины напряжений и других факторов.

Чем выше прочность породы и ниже ее вязкость, тем большие пластические деформации могут развиваться в них. Оценивая способность тех или иных пород, участвующих в геологическом строении месторождения, деформироваться пластически, по-

лучают возможность, например, определять направление и пути миграции гидротермальных рудоносных растворов в зоны таких пластических деформаций.

13.7. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Перечень вопросов, при решении которых важную роль играют сведения о физических и механических свойствах горных пород, весьма обширен.

Комплекс физических и механических свойств характеризует условия образования горных пород и преобразования их в последующей геологической жизни. Эти свойства отражают состав горных пород, их структуру, а также характер эпигенетических преобразований и тектонических напряжений, которым эти породы подвергались.

Ю.А. Розановым подчеркивалась зависимость физико-механических свойств горных пород от характера и интенсивности их гидротермально-метасоматических изменений. На Чонкойском ртутном месторождении, например, им установлена приуроченность оруденения к лиственитам, образовавшимся по серпентинированным интрузивным (дуниты) и эффузивным породам основного состава. Слабо измененные разности этих пород характеризуются высокими значениями модуля упругости ($8,3 \cdot 10^4$ Па) и коэффициента Пуассона (0,35), что свидетельствует о достаточной их пластичности в обстановке высокого всестороннего сжатия, при наличии избыточного давления по одному из направлений. В то же время листвениты, также демонстрирующие высокие значения модуля упругости ($8,64 \cdot 10^4$ Па), являются значительно более хрупкими, поскольку коэффициент Пуассона этих пород очень мал (0,18). Следует считать установленным, что лиственитизация серпентинизированных пород приводит к значительному повышению модуля упругости (и модуля сдвига) и снижению коэффициента Пуассона. Таким образом, приуроченность прожилковой ртутной минерализации к лиственитам предопределена повышенной хрупкостью последних, приводящей к интенсивному растрескиванию этих пород. Приведенные данные позволяют оценивать зоны измененных пород как ослабленные участки, благоприятные для формирования трещинных структур и локализации прожилкового, а также вкрапленного метасоматического оруденения.

Аналогичным образом на месторождениях других типов установлено, что при альбитизации горных пород, вмещающих оруденение, общая пористость возрастает в 3—5 раз, а при процессах скарнирования — в 2—10 раз. Пористость увеличивается при серицитизации (см. рис. 4.1), березитизации, серпентинизации, лиственитизации пород, а также при фумарольно-сульфатной

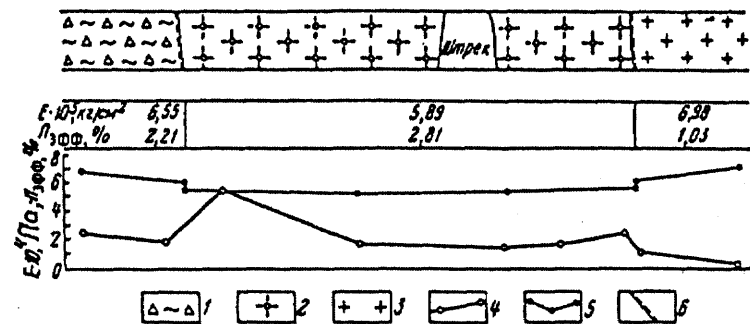


Рис. 13.3. Разрез через дайку гранит-порфиров с данными по физико-механическим свойствам пород (по Ю.А. Розанову).

Условные обозначения: 1 — вулканогенные породы (лавобрекчи), 2 — гранит-порфиры, 3 — гранодиориты, 4 — кривая изменения пористости, 5 — кривая изменения модуля упругости, 6 — разлом

деятельности. В то же время при скаполитизации, доломитизации, а иногда и при лиственитизации пористость может уменьшаться. Все эти изменения определяются процессами привноса—выноса тех или иных петрогенных компонентов горных пород, а также различиями в плотностях породообразующих и замещающих их вновь образованных минералов.

Пористость пород тесно связана с их упруго-прочностными характеристиками. Так, по данным Ю.А. Розанова, при альбитизации вмещающих пород параллельно с увеличением пористости модуль упругости снижается с 8 до $5 \cdot 10^4$ Па, при серпентинизации он также уменьшается, а при лиственитизации, березитизации и скарнировании, наоборот, возрастает при одновременном снижении коэффициента Пуассона. При окварцевании пород уменьшается как модуль упругости, так и коэффициент Пуассона (рис. 13.3).

Благоприятные для рудолокализации породы обычно характеризуются повышенной пустотностью, которая возникает при до-рудной гидротермальной их переработке (как это было показано выше), либо при тектонической подготовке пород (повышенная трещиноватость), либо при совместном проявлении обоих этих факторов.

Например, на одном из редкометалльных месторождений оруденение контролируется дайкой гранит-порфиров, располагающейся на тектоническом контакте гранодиоритового интрузива и вулканогенных пород. Оба контакта дайки нарушены разломами. Было установлено, что на месторождении гранодиориты характеризуются наиболее низкой эффективной пористостью (0,23—0,84%), которая возрастает (1,40—1,69%) лишь вблизи разлома, отделяющего эти породы от дайки. Хлоритизация, которой под-

верглись гранодиориты на отдельных участках вблизи разлома, приводит к дальнейшему повышению эффективной пористости (2,33—3,50%). Модуль упругости гранодиоритов обычно равен $(7,0—7,5) \cdot 10^4$ Па, но несколько снижается у разлома до $(6,40—6,50) \cdot 10^4$ Па.

Вулканогенные породы характеризуются эффективной пористостью 1,24—2,62%, которая при наложении процессов хлоритизации и серицитизации возрастает до 5,97—10,58%. Модуль упругости вулканогенных пород колеблется в пределах $(6,27—6,84) \cdot 10^4$ Па.

Гранит-порфиры имеют наиболее высокую эффективную пористость (0,70—3,40% в неизменных разностях, 4,40—7,85% в серицитизированных, березитизированных и каолинизированных разностях пород). Модуль упругости гранит-порфиров изменяется в пределах $(5,86—7,06) \cdot 10^4$ Па, но вблизи разломов снижается до $(5,40—5,57) \cdot 10^4$ Па.

Таким образом, установлено, что: 1) гранит-порфиры обладают наиболее высокими среди всех пород значениями эффективной пористости; 2) серицитизация и особенно березитизация, хлоритизация и каолинизация гранит-порфиров приводит к возрастанию их эффективной пористости, более значительному, чем при гидротермальных изменениях других типов пород; 3) среднее значение модуля упругости гранит-порфиров существенно ниже, чем у вмещающих вулканогенных пород и гранодиоритов, что обуславливает их хрупкие деформации (растрескивание) при значительно более низких напряжениях. Все это позволяет предполагать локализацию оруденения в гранит-порфирах, особенно вблизи их тектонических контактов с гранодиоритами и вулканогенными породами, и особенно там, где гранит-порфиры подверглись интенсивным гидротермальным изменениям различных типов. Действительно, рудные тела, имеющие форму вытянутых штокверков и крутопадающих или пологозалегающих линз, располагаются внутри дайки гранит-порфиров, в ее висячем и лежащем боках.

Формирование благоприятных для движения рудоносных растворов и рудоотложения структур в значительной степени зависит от физико-механических свойств пород. При этом прочностные и упругие свойства пород предопределяют характер структур и их положение в конкретных геологических позициях. Эти свойства позволяют определять возможное поведение тех или иных пород в процессе рудообразования, их реакцию на деформирование (т.е. роль в структурообразовании) и т.д.

Известно, что породы с различными физико-механическими свойствами, о которых судят по величинам модуля сдвига и модуля Юнга, коэффициента Пуассона и пористости, временного сопротивления сжатию, разрыву, сколу и другим параметрам, не

одинаково реагируют на деформирующие их усилия. Так называемые некомпетентные породы, наиболее ярко представленные глинистыми сланцами, при складчатых деформациях образуют мелкие складки малого радиуса кривизны. Наоборот, компетентные породы, в частности песчаники, известняки, доломиты и другие, способны образовывать широкие упругие своды большого радиуса кривизны.

Многими авторами, изучавшими ртутные месторождения Средней Азии, локализованные в карбонатных комплексах, отмечалось, что формирование месторождений происходило при решающем влиянии разрывной тектоники — крупных разломов, перемещения по которым приводили к возникновению зон межформационного расслоения.

Карбонатный в своей основе рудовмещающий разрез состоит из пачек доломитизированных известняков, которые различаются по степени доломитизации, а также текстурно-структурным характеристикам, что в конечном счете обуславливает и различия в физико-механических свойствах этих пород и величинах их пористости. Эти различия и определили положение оруденения в стратиграфическом разрезе. На большинстве месторождений в Южной Киргизии оно локализовано в крупнозернистых доломитах, модуль упругости которых изменяется в пределах $(6,95—7,95) \cdot 10^4$ Па, т.е. оказывается на 10—20% выше, чем у залегающих выше по разрезу, но безрудных мелкозернистых доломитов с $E = (6,63—6,81) \cdot 10^4$ Па. Крупнозернистые породы обладают также в 2—2,5 раза более низкими величинами коэффициента Пуассона (0,09—0,14). Такое сочетание их физических свойств определяет повышенную хрупкость этих пород. Тектонические деформации в них реализовывались в основном в виде разрывных деформаций, растрескивания. Таким образом, хрупкость способствует повышению пустотности, а в конечном счете рудоотложению.

Высокая пластичность мелкозернистых разностей в сочетании с более низкими значениями модуля упругости как фактор рудоотложения неблагоприятна и высокопластичные породы (тонко-слоистые мелкозернистые известняки, сланцы и др.) во многих случаях играли роль структурно-литологических экранов на пути движения гидротермальных растворов.

Существенно различаются по особенностям внутреннего строения разломы и крупные трещины в породах с различными физико-механическими свойствами. В этом отношении показательны толщи переслаивающихся вулканогенных пород различного состава. В них в пределах лав основного или среднего состава, демонстрирующих минимальную общую и эффективную пористость (от долей процента до первых процентов), высокие упруго-

пластические характеристики и достаточно высокую прочность, разломы имеют сосредоточенное строение. Напротив, там, где эти структуры пересекают эффузивы кислого и среднего состава с достаточно высокой пористостью (от нескольких процентов до 10% и более), высокой прочностью, относительно высокими значениями модуля Юнга и малыми величинами коэффициента Пуассона, они дают резкие раздувы по мощности с развитием серии параллельных и субпараллельных швов, окаймленных мощными полосами сгущения мелких трещин.

Таким образом, физическое состояние геологической среды, т.е. физико-механические характеристики среды рудообразования играют чрезвычайно важную роль при формировании месторождений полезных ископаемых, и особенно гидротермальных месторождений. Для некоторых их типов, в частности для низко- и среднетемпературных месторождений ртути, флюорита, урана и других полезных ископаемых, физико-механические свойства пород являются ведущим фактором, определяющим условия формирования месторождения, характер и положение благоприятных структур и, в конечном счете, локализацию промышленного оруденения.

Глава 14

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

14.1. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Основы структурно-петрофизического анализа заложены работами В.И. Старостина (1979, 1988, 1994). Структурно-петрофизический анализ использует взаимосвязь, существующую между упругими свойствами и структурой горных пород. Выявляемая по данным дирекционных измерений скоростей ультразвуковых волн на ориентированных образцах индикатрисса скоростей позволяет оценить упругую анизотропию исследуемого твердого тела. Форма индикатриссы и абсолютные значения упругих параметров являются функцией минерального состава, условий образования, а также характера и интенсивности метаморфогенных преобразований.

Взаимосвязь физических свойств и структуры лучше всего проявлена в кристаллах основных групп породообразующих минера-

лов. Анизотропия упругих свойств увеличивается с ростом анизотропии структуры кристаллов от ортосиликатов через цепочечные, ленточные, слоистые к каркасным силикатам.

В горных породах явления анизотропии упругих свойств в значительной мере зависят от степени упорядоченности в расположении основных породообразующих минералов, и для них характерны многие группы симметрии, давно установленные для кристаллов. Чаще всего в природе встречаются породы, принадлежащие к трем группам симметрии: изотропной, поперечно-изотропной (гексагональной) и ромбической.

Анализ результатов детальных петрографических, кристаллофизических, акустических и микроструктурных исследований природных объектов и экспериментальных данных по искусственным материалам позволили выделить четыре основных генетических типа анизотропии упругих свойств — напряженного состояния, петроструктурный, петроструктурно-деформационный и хрупко-деформационный. В реальных геологических условиях горные породы и руды с момента своего образования характеризуются определенными сингенетическими упругими свойствами. Они могут быть изотропными или обладать анизотропией. Наиболее часты поперечно-изотропная и ромбическая группы симметрии упругих свойств. Разработаны методики лабораторных и полевых исследований упругих характеристик. В отношении некоторых типов текстур и структур горных пород, являющихся причиной анизотропии упругих свойств, можно отметить следующее.

В осадочных породах часто наблюдаемая слоистость является причиной отчетливой анизотропии, когда упругие волны в плоскости пласта распространяются с равной скоростью во всех направлениях, а в перпендикулярном к напластованию направлении — со скоростями, значительно отличающимися. Кроме слоистости в осадочных породах наблюдаются другие структуры и текстуры, которые также вызывают определенную отчетливую анизотропию скоростей ультразвуковых волн.

В магматических породах явление анизотропии упругих волн обусловлено положением флюидальности, ориентированными системами порокапилляров, ориентировкой отдельных кристаллов, связанной с тектоническим полем напряжений, которое существовало в момент формирования магматических пород.

В метаморфических и метасоматических образованиях часто встречаются полосчатые текстуры, где чередуются полосы разного состава и зернистости. Скорости ультразвуковых волн в этом случае также резко различаются в зависимости от направления замера. Кроме того, в этих породах часто можно установить

реликтовые структуры, которые также порождают аномальные значения скоростей ультразвуковых волн.

Анизотропия напряженного состояния возникает в массиве горных пород под действием литостатического давления или тектонических сил, а в образцах горных пород появляется при экспериментах, моделирующих одностороннее или всестороннее давление. Л.И. Звягинцевым (1972) было показано, что наблюдаемая разница в анизотропии упругих волн, выявляемая в массиве и в образцах, позволяет судить об интенсивностях и направлениях существующего поля напряжений.

Петроструктурная анизотропия вызвана исключительно ориентировкой минералов, слагающих породы и руды. Выделяются прототектонические, седиментационные и метаморфические структуры. Первые отчетливо фиксируются на структурно-петрофизических диаграммах. На различных месторождениях и в различных породах устанавливается полное совпадение максимумов скоростей продольных ультразвуковых волн с максимумами концентрации оптических осей кварца в кислых породах или осей *a* оливина в ультраосновных породах, максимумов v_p с осями столбчатой отдельности и т.д.

Седиментационные структуры осадочных и вулканокластических пород характеризуются упорядоченным расположением минеральных частиц и агрегатов. Наиболее распространенные типы структур образованы сочетаниями линейных, линейно-плоскостных и плоскостных ориентировок, которые отчетливо проявляются на круговых структурно-петрофизических диаграммах. В песчаниках, алевролитах и аргиллитах сортировка частиц пород по размерам и составу приводит к образованию поясов повышенных значений v_p , а преимущественная ориентировка удлиненных зерен, связанная с направлением сноса материала, на диаграммах фиксируется линейными максимумами скоростей ультразвуковых волн. В карбонатных породах (известняках, доломитах) анизотропия продольных волн объясняется главным образом ориентировкой зерен карбонатов.

Петроструктурно-деформационная анизотропия упругих свойств наблюдается в горных породах и рудах, испытавших пластические деформации. Она связана исключительно с ориентировкой минералов, которая являлась равновесной с локальным полем напряжений, в котором происходили деформации. При этом минеральные зерна располагались таким образом, чтобы вектор, характеризующийся максимальными значениями модулей упругости, был ориентирован вдоль направления минимального сжатия. Соответственно с осью максимального сжатия будут совпадать те направления в зернах минералов, в которых величины модулей

упругости минимальны. Эта закономерность справедлива для любых минеральных агрегатов и объясняет их поведение в поле напряжений. Таким образом ориентируются анизотропные минералы. Значительную роль в переориентировке зерен минералов играли поровые и гидротермальные растворы, способствовавшие диспергированию твердой фазы и повышению пластичности пород и руд при динамотермальном метаморфизме.

Хрупко-деформационная анизотропия проявляется в твердых телах при тектонических воздействиях, приводящих к нарушению их сплошности (развитие расщеливания и микротрещиноватости, брекчирование). Эти процессы широко распространены в верхней части земной коры. Их развитию способствуют невысокие температуры, низкое литостатическое давление и большие скорости деформации. Этот тип деформаций не приводит к изменению пространственной ориентировки минеральных агрегатов.

Экспериментальные работы по изучению деформационных характеристик, а также физико-механических, в том числе и упругих, свойств горных пород в условиях высоких давлений (односторонних и всесторонних) и температур показали, что начиная с небольших величин всестороннего сжатия (100—400 МПа) в породах развивается процесс микроразрушения и пластической деформации. При этом в зернистых породах по границам зерен развивается катаклиз, а внутри их — пластическая деформация, выражающаяся в трансляционном двойниковании, скольжении в кристаллической структуре минералов. Одновременно протекает процесс поворота зерен, особенно в условиях преобладающего одностороннего давления. Отмеченные явления сопровождаются развитием микротрещиноватости, приводящей к приращению объема. Характерной особенностью горных пород, находившихся в условиях повышенных давлений и температур, являются необратимые изменения в структуре и физико-механических свойствах. Скорости продольных ультразвуковых волн после одноактного деформирования в образцах различных горных пород снижаются на 2—80%. Другая особенность деформируемых горных пород — возникновение ориентировок зерен слагающих их минералов, что приводит в итоге к появлению отчетливой анизотропии физико-механических свойств.

Упругие свойства, в частности скорости продольных ультразвуковых волн, в кристаллах минералов заметно различаются для разных кристаллографических направлений. В том случае, когда в породе существует упорядоченная ориентировка минералов, степень и направление ее можно установить не только на микроструктурных диаграммах, но и в значительно более четком виде на диаграммах скоростей ультразвуковых волн. Кроме того, на них отражены деформационные элементы (микротрещиноватость,

пластическое течение вещества, милонитизация). Интегральный эффект этих факторов и обуславливает анизотропию деформированной породы. По выявленному на диаграммах скоростей ультразвуковых волн структурному узору можно восстановить систему приложения сил и обусловленные ими направления движения при деформациях.

14.2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Существующая лабораторная импульсная ультразвуковая аппаратура предназначена для определения скоростей упругих волн методами профилирования и просвечивания на предварительно подготовленных образцах. Экспериментально измеряются продольные, поперечные и поверхностные ультразвуковые волны.

Чтобы произвести замеры скоростей упругих волн (поверхностных и продольных) в определенных направлениях, чаще всего используется способ профилей. Для этого в поле отбираются ориентированные блоки пород, которые затем в лаборатории разрезаются таким образом, чтобы в итоге получить три взаимно перпендикулярных плоскости. На этих плоскостях намечаются линии ультразвукового профилирования. Значительно реже применяется метод просвечивания на образцах, специально выполненных в форме кубов, ромбододекаэдров и т.д. Оба эти приема достаточно сложны и трудоемки, кроме того они не позволяют точно определить подлинную ориентировку анизотропии исследуемых пород, поскольку необходимо заранее определять кристаллофизические направления, в соответствии с которыми должны быть выбраны направления распила.

В связи с этим изучение дирекционных значений скоростей ультразвука в образцах горных пород и руд рекомендуется проводить с помощью теодолитных приставок к приборам ИПА Р5-10 и ИКЛ-6 (рис. 14.1), позволяющих замерять скорости продольных ультразвуковых волн на пластинках толщиной 0,5—6 см и диаметром 4—15 см. При эксперименте плоскопараллельная пластина породы или руды помещается на предметный столик, ориентируется и закрепляется на нем. Нижний датчик, помещенный под пластиной, генерирует импульсы ультразвуковых колебаний. Перемещая верхний из датчиков (подвижный приемник) на поверхности пластинки, получаем возможность замерять скорости продольных ультразвуковых волн в разных направлениях, используя сетку 15 × 15° (рис. 14.2).

Результаты измерений скоростей продольных ультразвуковых волн наносятся на равноплощадную проекцию (сетка Шмидта). В каждой точке наблюдений скорость продольных ультразвуковых волн рассчитывается по формуле

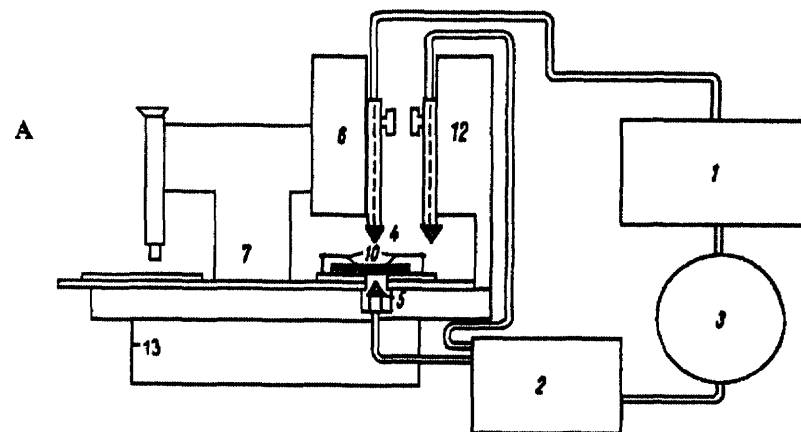


Рис. 14.1. Схема установки для определения скоростей продольных ультразвуковых волн в различных направлениях на ориентированных пластинках (по В.И. Старостину).

а — общая схема; б — столик горизонтального компаратора. 1—3 — ультразвуковой прибор типа ИКЛ-6: 1 — генератор, 2 — приемник, 3 — экран; 4 — излучатель; 5 — приемник; 6 — вертикальный компаратор;

7 — горизонтальный компаратор; 8 — градуированный столик; 9 — исследуемая пластинка; 10 — зажимы; 11 — направление движения столика; 12 — дополнительный вертикальный компаратор; 13 — рама теодолитной приставки

$$v_p = \frac{(h^2 + d^2)^{0,5}}{t_i + \Delta t},$$

где v_p — скорость продольной ультразвуковой волны, км/с; h — толщина пластинки в точке замера, мм; d — горизонтальное заложение, расстояние от центра пластинки до точки замера, мм; t_i — среднее из трех замеров времени первого вступления продольной ультразвуковой волны, мкс; Δt — время задержки импульса в аппаратуре, которое определяется по времени прохождения импульса при сомкнутых датчиках (без образца), мкс.

После нанесения на равноплощадную проекцию скоростей продольных волн проводятся изолинии. На следующей стадии исследований измеряются поперечные и поверхностные ультразвуковые волны, а также рассчитываются модули и коэффициенты упругости.

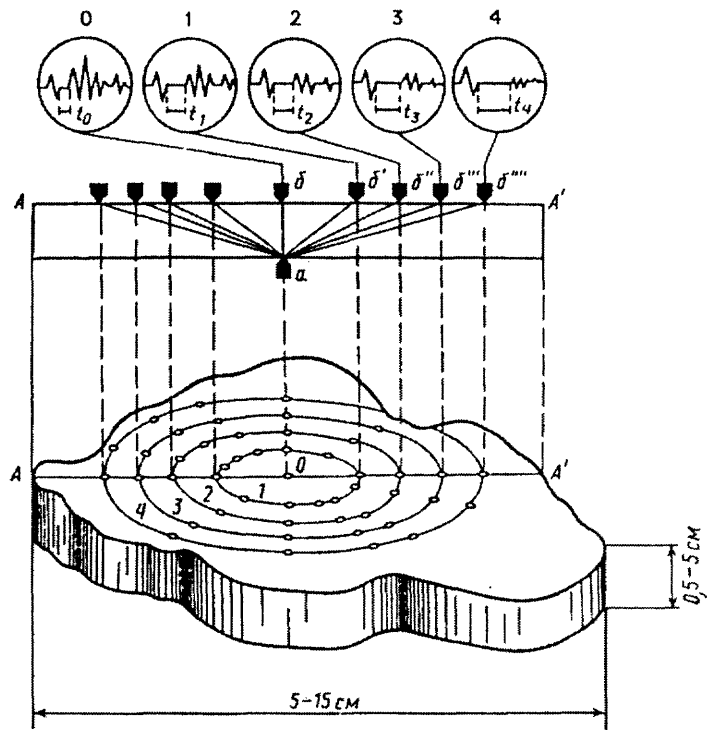


Рис. 14.2. Схема расположения датчиков при определении индикатриссы v_p на плоскопараллельных пластинках:

a — излучатель, $б$ — приемник; 0, 1, 2, 3, 4 и t_0, t_1, t_2, t_3, t_4 — различные положения приемника и соответствующие им времена первого вступления ультразвуковой волны; А—А' — линия профиля (по В.И. Старостину)

Определение пространственной ориентировки систем микротрещин

Упругая анизотропия горных пород и руд зачастую обусловлена сочетанием двух основных элементов внутренней структуры: 1) упорядоченным расположением отдельных кристаллов и зерен минералов; 2) ориентировкой микротрещиноватости и порокапилляров. Анизотропия упругих свойств, обусловленная микротрещиноватостью и пористостью, особенно контрастно проявляется при изучении ориентированных образцов в сухом состоянии. В этом случае скорость ультразвука при пересечении микротрещин и пор уменьшается тем заметнее, чем большее количество трещин встретилось на пути ультразвуковой волны и чем больший угол они образуют с направлением ее распространения. При последующем насыщении образца жидкостью и повторном ультразвуковом просвечивании выявленная ранее анизотропия скоростей сильно уменьшается и иногда даже исчезает, поскольку

поры и микротрещины заполнены жидкостью и их влияние на скорости ультразвуковых волн значительно ослаблено. Это свойство трещиноватых и пористых пород используется для выявления пространственной ориентировки систем микротрещин и порокапилляров.

Таким образом, на каждом образце скорости распространения ультразвуковой волны в некотором направлении измеряются дважды: в насыщенном жидкостью и сухом образце, и соответственно строятся две диаграммы (рис. 14.3). Затем по разности скоростей в насыщенном и сухом образце строятся разностные диаграммы, на которых анизотропия упругих волн обусловлена исключительно ориентировкой микротрещиноватости. На этой диаграмме максимумы приращений скоростей коррелируются с направлениями перпендикуляров к плоскостям систем микротрещин. В общем можно наметить три часто встречающихся случая: 1) ориентировка пор и микротрещин хаотическая; 2) имеются закономерно ориентированные системы плоскостей (S-ориентировка); 3) наблюдаются линейные системы пор (B- и R-ориентировки).

В первом случае на разностной диаграмме отсутствуют признаки ориентированной структуры. Во втором случае при наличии в образце систем субпараллельных микротрещин на разностной диаграмме получается типичный узор плоскостной структуры. Как правило, подобные узоры наиболее характерны для деформированных пород и имеют тектоническую природу (S-тектонит). Линейные ориентировки (третий случай) более типичны для магматических образований и характеризуют сингенетические поровые системы. На диаграммах приращений скоростей они выражены поясовыми узорами. Пояса характеризуются максимальными приращениями скоростей продольных ультразвуковых волн, ориенти-

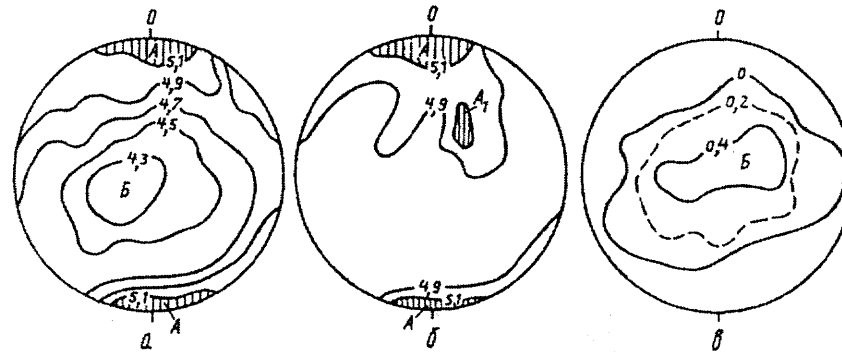


Рис. 14.3. Диаграммы скоростей продольных ультразвуковых волн для образца миндалекаменного порфирита (Риддер-Сокольно месторождение, Рудный Алтай). Изолинии проведены в км/с (по В.И. Старостину)

a — в абсолютно сухом состоянии; $б$ — в насыщенном жидкостью состоянии; $в$ — разностная диаграмма

рованными по перпендикулярам к осям линейных поровых каналов.

Методика структурно-петрофизического анализа предназначена прежде всего для углубленного изучения и выделения стадий и этапов формирования рудовмещающих структур и ее следует применять в комплексе с другими методами структурных исследований, рассмотренных в этом разделе.

Глава 15 РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ И РУДОВМЕЩАЮЩИЕ СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

До сих пор считается, что рудоносные структуры представляют собой обычные геологические структуры, в которые магматическими, гидротермальными, метаморфическими и иными процессами было привнесено рудное вещество, и что эти структуры являются пассивным вмещением руд. Однако в настоящее время все больше данных указывает на то, что рудоносные структуры не возникают задолго до отложения в них руд, а формируются почти одновременно или одновременно с последними и активно контролируют как перенос, так и отложение рудного вещества.

По условиям их формирования рудоносные структуры отличаются от обычных типов структур. В результате анализа эмпирических, экспериментальных и теоретических данных можно выделить следующие группы основных параметров, которые контролируют формирование любого структурного парагенезиса в земной коре: 1) характеристики напряженного состояния породы (девиатор напряжения, скорость деформирования, общие РТ-условия, тип, ранг и интенсивность поля напряжений, период существования тектонодинамических систем); 2) петрофизические свойства среды; 3) флюидный режим и динамические эффекты.

Характеристики напряженного состояния пород

Напряженное состояние пород характеризуется полным тензором напряжений и складывается из двух компонентов: шарового тензора, определяющего общие РТ-условия деформирования (РТ-метаморфизм, скалярная величина), и девиатора напряжения D_{ij} (векторная величина), контролирующего характер и масштабы деформаций (S-метаморфизм).

Скорость деформирования определяется величиной перемещения геологических тел в единицу времени и обусловлена количеством стрессовой энергии (девиатора напряжения), приложенной к единице объема пород в единицу времени.

Имеется линейная зависимость между напряжением и скоростью деформации. Д. Теркот и Дж. Шуберт (1985) сформулировали реологический степенной закон ползучести, согласно которому скорость деформации пропорциональна n -й степени напряжения:

$$V_{ij} \approx D_i^n.$$

Скорость деформации в Земле изменяется на 25 порядков, колеблясь от 10^{-6} с^{-1} до 10^{-20} с^{-1} . Это самый чувствительный параметр деформационных процессов. При деформации происходит укорочение или удлинение геологических тел (Файер, Тердигтс, Томпсон, 1981)

$$\epsilon = dl/l.$$

Если тело укорачивается на 10%, то $\epsilon = 1/10$ или 10^{-1} , и если это произошло за 1 с, то $\epsilon = 10^{-1} \text{ с}^{-1}$.

Скорость деформации определяется на основании данных землетрясений, движений по разломам, изостазии, сокращения коры в орогенических зонах, динамики перемещения океанических плит, импактных ударов, горных ударов, взрывов газа и т.д.

Величина девиаторного напряжения. Согласно А.В. Лукьянову и В.Т. Лукьяновой (1987), тензор напряжения в матричной форме имеет вид:

$$\sigma_{ij} = \begin{vmatrix} 2 & 0 & 0 \\ 0 & 4 & 0 \\ 0 & 4 & 3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 3 & 0 & 0 \\ 0 & 3 & 0 \\ 0 & 4 & 3 \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 4 & 0 \end{vmatrix} = P + D_{ij},$$

$$\sigma_{ij}(P) = \begin{vmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{vmatrix}.$$

Здесь P — шаровой тензор и D_{ij} — девиатор напряжения.

Шаровой тензор определяет РТ-условия формирования (скалярная величина), девиатор напряжения контролирует характер и масштабы деформаций. С ним связаны деформированные структуры и текстуры руд.

Под текстурами в тектонофизическом плане мы понимаем анизотропное упорядочение, ориентированное относительно внешней системы координат расположение в твердом теле образующих его составных частей.

По М.В. Гзовскому (1975), исследовавшему касательные напряжения в земной коре (сейсмические процессы за 50 лет и тектонические движения за 30 млн лет), их максимальные значения составляли на щитах 100 ± 50 кг/см² (10 МПа), а в альпийских орогенах — 1000 ± 500 кг/см² (100 МПа).

Оценки сдвиговых напряжений дают значения дифференциальных напряжений хрупкого разрушения:

- 1) $100—500$ кг/см² (70—50 МПа) в верхней части коры (0—40 км);
- 2) $200—300$ кг/см² (20—30 МПа) на глубинах 50 км;
- 3) менее 50 кг/см² (0,5 МПа) на глубинах 130 км (Марков, 1981; Перцев, 1981).

В разрезе земной коры К.Р. Ван Хайз, Ф. Бекке, У. Груберман условно установили вертикальную термодинамическую зональность, выделив эпи-, мезо- и катазоны. Конечно, это не полностью соответствует глубинным уровням. В мобильных поясах зона с высокими термобарическими значениями приближена к поверхности, а на платформах развита на больших глубинах в подошве континентальной коры.

По величине шарового компонента тензора напряжений в земной коре намечаются три уровня РТ-условий: низкий (эпизона), средний (мезозона) и высокий (катазона). В мобильных участках земной коры эти уровни выделяются по смене механизма деформации: в эпизоне — хрупкое разрушение, в мезозоне — вязкое кливажное течение и в катазоне — идеально вязкое течение. Граница эпизоны с мезозоной соответствует фронту кливажа, а граница мезозоны с катазоной — фронту кристаллизационной сланцеватости.

Эпизона охватывает приповерхностные участки земной коры, и в ее пределах преобладают низкие температуры (0—150°C) и давления (0 — $n \cdot 10$ МПа), а породы слабо метаморфизованы. Кроме пород эпизоны, здесь имеются и более глубинные образования.

Мезозона развита вплоть до подошвы земной коры и характеризуется разнообразием и контрастностью РТ-условий. В целом здесь $T = 100—400^\circ\text{C}$ и $P > 100$ МПа. Формируются цеолитовые и зеленосланцевые фации. Различают участки спокойной блоковой складчатости и линейные мобильные пояса. На первых господствуют средние значения температур и давлений, а на вторых эти параметры могут достигать экстремальных значений (400—600°C, 1000 МПа).

Катазона охватывает нижнюю часть земной коры и верхнюю мантию. В ее пределах преобладают высокие температуры (более 400°C) и давления (более 200 МПа, обычно 500—1500 МПа), развиваются амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма и ведущим способом деформирования является пластическое течение.

Петрофизические свойства среды

Основываясь на результатах структурно-петрофизического анализа, все многообразие природных комплексов целесообразно разделить на три типа: вязкопрочный, пластично-малопрочный и хрупкий, включающий два подтипа: хрупкомалопрочный и хрупкопрочный (табл. 15.1).

К пластично-малопрочному типу относятся разрезы, сложенные тонкослоистыми терригенно-карбонатными и туфо-алевролитовыми толщами тальковых и серпентиновых сланцев. Толщи этих пород отличаются резкой анизотропией физико-механических свойств, высокой принимаемостью в направлении расщеливания и линейности, повышенной пластичностью и способностью к кливажному типу тектонического течения. Указанные породы даже в условиях интенсивных скалывающих напряжений слабо подвержены секущей трещиноватости. В них возникают разномасштабные (от микроплойчатости до региональных линейных складчатых систем) пликативные формы. По оценкам М.В. Гзовского, серии этих пород на 4—6 порядков менее вязки, чем образования вязкопрочного типа.

К хрупкому типу отнесены главным образом породы кислого состава. Хрупкомалопрочный подтип слагают грубослоистые туфы и туффиты, а хрупкопрочный — гранитоиды, лавовые и субвулканические фации диорит-риолитового состава, массивные кварциты. Комплексы этих пород характеризуются грубой слоистостью, в них развиты складчатые формы, преобладает линзовидно-блоковый тип складчатости, повышены макро- и микротрещиноватость, широко распространены брекчиевые структуры.

К вязкопрочному типу относятся геологические разрезы, сложенные преимущественно породами основного состава (базальты, диабазы, андезито-базальтовые порфириты, габбро и др.), которые обладают, как правило, высокими плотностью, прочностью на сжатие, твердостью и вязкостью, повышенными значениями коэффициента Пуассона. Наиболее прочны и устойчивы к деформациям мелкозернистые разности.

Флюидный режим и динамические эффекты

Рудоносные структуры возникают в тектонически активных зонах (глубинные и коровые разломы) и центрах рудно-магматической активности, где сопряженно развиваются деформационные процессы, проявляются динамические эффекты и формируется термоградиентная система массопереноса флюидных компонентов (табл. 15.2).

Таблица 15.1
Основные петрофизические типы сред

Типы и подтипы среды	Плотность, г/см ³	Эффективная пористость, %	Постоянная насыщения, ч ⁻¹	Коэффициент Пуассона	Модуль Юнга Е _л , 10 ⁴ МПа	Температура Дебая, К
I. Пластичномалопрочный	1,5—2,8	0,5—5,0	0,001—0,15	0,3—0,45	3,0—7,0	50—250
IIa. Хрупкомалопрочный	1,5—2,4	10,0—20,0	0,10—0,20	0,15—0,20	3,0—4,0	50—150
IIб. Хрупкопрочный	до 2,8	0,5—3,0	0,10—0,15	0,15—0,20	8,0—10,0	до 350
III. Вязкопрочный	2,9—4,0	0,5—3,0	0,01—0,10	0,20—0,35	6,0—12,0	350—500

Продолжение табл. 15.1

Типы и подтипы среды	Твердость, кг/мм ²	Прочность на сжатие, МПа	Комплексный петрофизический коэффициент	Вязкость, Па·с	
				1	2
I. Пластичномалопрочный	50—200	50—150	0,0—0,5	$2 \cdot 10^{15} - 3 \cdot 10^{19}$	$3,3 \cdot 10^{16} - 4,4 \cdot 10^{17}$
IIa. Хрупкомалопрочный	70—100	40—100	3—5	$3 \cdot 10^{19} - 1 \cdot 10^{21}$	$2,1 \cdot 10^{18} - 1,5 \cdot 10^{19}$
IIб. Хрупкопрочный	300—350	200—250	0,5—1,0	$1 \cdot 10^{19} - 10^{21}$	$7 \cdot 10^{19} - 2 \cdot 10^{21}$
III. Вязкопрочный	250—450	150—300	0,0—(-5,0)	$3 \cdot 10^{21} - 1 \cdot 10^{23}$	$3,3 \cdot 10^{18} - 7,9 \cdot 10^{20}$

Примечания. 1 — вязкость природных комплексов $\mu \cdot 10^{-0,0233} \tau$, где τ — интенсивность касательных напряжений; 2 — вязкость пород для нагрузок 20—95% от $R_{сж}$ (по Д.Н. Осокиной, К.П. Шкурной и Г.Н. Фалалееву (1987)).

Таблица 15.2
Динамические эффекты, контролирующие локализацию руд

Эффект	Причины возникновения	Следствия рудообразующие и рудоконтролирующие
Сейсмо-электрический (1-го и 2-го рода)	Изменения электрического потенциала и силы тока при воздействии переменных механических напряжений	Электроосмос в насыщенной поровой среде, определяющий перемещение флюидов относительно скелета породы и активацию осаждения электрически активных элементов
Сейсмомангнитный	Изменения магнитной напряженности кристаллических сред под воздействием механических напряжений	Увеличение концентрации магнитовосприимчивых элементов и их осаждение на участках наибольших магнитных потенциалов; рост конкреций
Термоакустический	Многokратное увеличение температуропроводности среды в сейсмоакустическом поле	Быстрый перенос тепла через массивы горных пород на большие расстояния в моменты сейсмической активности
Хемоакустический	Увеличение рН под воздействием звуковых и ультразвуковых колебаний. Возникновение аномалий Eh и электрической поляризации в зонах аномально низких напряжений	Вследствие роста кислотности осаждение Th^{4+} , Al^{3+} , Mn^{3+} , Be^{2+} , Zr^{4+} , Mo^{4+} , Fe^{3+} , Nb^{5+} и др. Переход в раствор Fe^{3+} , Zn^{2+} , V^{4+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Cd^{2+} , Mn^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} и др. Активизация эпигенетического минералообразования при усилении окислительно-восстановительных процессов
Вибро (сейсмо)-миграционный	Трансформация знакопеременных сейсмоакустических колебаний матрицы горных пород в направленное движение флюида; активное перекачивание флюидов горной породой	Перекачивание горной породой подвижных сред в соответствии с перепадом гидравлических сопротивлений, в том числе в направлении больших статических давлений (первичная и вторичная миграции минерализованных растворов)

Массоперенос вещества — начало, объединяющее образование синтетонических метасоматитов и месторождений при участии и под воздействием динамических эффектов, проявляющихся в условиях неравномерного напряженного состояния горных пород. На ранних стадиях преобладают неравновесные процессы метасоматического преобразования вовлеченных в деформационный цикл пород, а на поздних — система приобретает равновесное состояние и начинают развиваться процессы перекристаллизации и укрупнения минералов, в результате чего происходит снятие стрессовых напряжений.

Условия напряженного состояния среды влияют на рН, Eh и ряд других параметров, определяющих геохимическую обстановку рудообразования и контролирующих растворимость, фильтрацию, сорбцию и другие процессы.

В случае увеличения напряжений на несколько десятков МПа величина избыточной энергии в пределах активных центров на контактных участках зерен достигает 10—13 ккал/моль, при этом резко возрастает выход высокотемпературных продуктов (без изменения температуры твердого тела).

Области уплотнения и сжатия в массивах пород отражают действие аккумуляции и трансформации механической энергии, служат своеобразными реакторами с повышенной геохимической активностью и интенсивным массопереносом вещества. Участки растяжения и разуплотнения — конечный пункт массопереноса, где в благоприятном пространстве среды образуются скопления тех или иных полезных ископаемых.

Длительность однородного режима деформирования

В процессе реального достаточно длительного функционирования любой тектоно-динамической системы можно выделить период, необходимый конкретной системе, заданной определенными величинами девиатора напряжений и скоростью деформирования, для приведения структуры массива горных пород и их текстурно-структурных характеристик в состояние, равновесное с воздействием полей напряжения. Продолжительность этого периода можно оценить из выражения (Пономарев, Романов, 1986)

$$T \approx T_d \cdot (L/l)^2 \gg T_p,$$
$$T_p = l/l = 0,63 T,$$

где T_d — время установления локального равновесия, l — размер локального объема, T_p — время релаксации напряжений, в течение которого напряжения убывают до $1/l$ своей исходной величины.

В природных системах возможны три варианта:

1. $P \ll \Delta p/T_p$, где P — скорость изменения внешних сил, Δp — полная величина их изменения в данном процессе. Система вполне успеет прийти в равновесие и сформировать равновесные с конкретными условиями структурные парагенезисы.

2. $P \gg \Delta p/T_p$. При этом будут иметь место частичные изменения; система будет неравновесная, широко сохраняются реликты прежних, более древних структур и текстур.

3. $P \gg \Delta p/T_p$. В таких условиях основная масса породы не будет существенно изменена. В ней возникнут только отдельные структурные элементы — слабая макро- и микротрещиноватость.

Одним из фундаментальных открытий последней четверти XX в. является установление тектонофизической расслоенности литосферы. В разрезе земной коры выделено три тектонофизических слоя, соответствующие трем рангам полей напряжения (П.Н. Николаев, 1992; Н.И. Николаев, 1986).

Первому слою соответствует самый верхний поверхностный третий ранг, характеризующий тектонофизическую обстановку в локальных (регионального уровня) геологических структурах. Он устанавливается по анализу трещиноватости, небольших разломов, данных петрофизики и микроструктурного анализа.

Выделяют два типа полей. Первый развит в областях сжатия: орогенных поднятиях, антиклинориях, системах горстов и др. На их долю приходится 95% поверхности континентов. Для поля характерна вертикальная ориентировка σ_1 , горизонтальная — σ_3 , а σ_2 — также горизонтальна и параллельна генеральному простиранию геологических структур (механизм продольного сжатия).

Второй тип характерен для областей растяжения, представлен полями напряжений сбросового и сбросо-сдвигового характера.

Сбросовое поле: σ_3 — вертикальна, σ_1 и σ_2 — горизонтальны, σ_1 перпендикулярна, а σ_2 параллельна простиранию структуры растяжения (рифт, грабен). Сбросо-сдвиговое поле: σ_1 и σ_3 — горизонтальны, σ_2 — вертикальна (Шерман, Днепровский, 1989).

Второй слой соответствует второму рангу и захватывает всю мезозону. Он выделяется по данным малоуглубинных землетрясений, структурного анализа глубинных магматических и метаморфических пород и изучения крупных внутрикоровых разломов. Для него характерен механизм поперечного изгибания с крутой ориентировкой сжимающих усилий и пологой — растягивающих; σ_2 — вдоль простирания структуры. Примерами являются протерозойские серии Печенги, ядра антиклинорий Кавказа, Тянь-Шаня и других областей.

Третий слой представлен наиболее глубинным и крупным первым рангом. В разрезе он охватывает нижние горизонты земной коры и часть верхней мантии. Исследуется по региональным линейным и широкофокусным землетрясениям. Здесь существуют поля напряжений сдвигового типа, отмечается пластическое течение, перемещающее значительные массы вещества.

Типизация рудоносных структурных парагенезисов в земной коре и тектонофизические условия их образования

Структурный парагенезис представляет собой совокупность складчатых и разрывных нарушений различных типов и масштабов, сформировавшихся в результате воздействия на породы и

руды одного и того же тектонического режима, существовавшего в течение определенного временного интервала.

Выделяют механические, исторические и региональные сочетания структурных форм. Особо следует отметить наличие в пределах мобильных поясов деформационно-химических парагенезисов, которые представляют собой закономерные сочетания структур растворения минералов и пород в концентраторах сжимающих напряжений и структур переотложения растворенного вещества в участках и зонах растяжения, т.е. формирование тектонических метасоматитов в условиях длительного термостатирования, при котором происходит перераспределение вещества и образование метаморфической полосчатости (Паталаха, 1981; Старостин, 1979; Белоусов, 1985; Расцветаев, 1987; Летников, Балышев, 1991; Талицкий, 1992).

Как правило, рудоносные структуры формируют разномасштабные латеральные и вертикальные ряды зональности. В первом приближении возникающие парагенезисы можно классифицировать по двум параметрам — скорости сдвиговых деформаций и значениям девиатора напряжения. Как будет показано ниже, остальные характеристики: длительность режима деформирования, ранг палеотектонических полей напряжения и общие РТ-условия деформирования (шаровой компонент тензора напряжений) — будут дополнять и развивать эту начальную систематику геологических структур.

В условиях земной коры условно величины девиатора напряжений можно разделить на три уровня: низкий (0—10 МПа), средний (10—100 МПа) и высокий (более 100 МПа). В этой же обстановке скорости сдвиговых деформаций изменяются более чем на 25 порядков и группируются в пять категорий: низкоскоростные, среднескоростные, повышенные скоростные, высокоскоростные и взрывные.

Из анализа имеющихся данных все многообразие структурных парагенезисов на основании изложенных выше принципов можно предварительно отнести к пяти сериям структурно-деформационных процессов (табл. 15.3): 1) пластического течения (низкоскоростных), 2) кливажного течения (среднескоростных), 3) дизъюнктивной тектоники (повышенноскоростных), 4) высокоскоростных и 5) взрывных.

Каждая серия существенно (по некоторым параметрам на несколько порядков, по другим в несколько раз) отличается от соседних, но между ними имеются и переходные типы. Кроме того, ниже рассматриваются не все возможные варианты структурных парагенезисов в земной коре, а только некоторые из них, существенно влиявшие на процессы рудообразования.

Таблица 15.3

Рудоконтролирующие и рудомещающие структурные парагенезисы в земной коре

Скорость деформирования, с ⁻¹	Петрофизические типы сред структурообразования	Общие РТ-условия деформирования, °С; Мпа		
		10—150; 0,1—10	100—300; 10—50	500—800; 100—800
I	2	3	4	5
	1	Масштабы деформирования на порядок меньше, чем в средах типа 2		
	2	Объемное разрушение вплоть до распыления; кратеры; кольцевые валы из обломочного материала, радиальные и концентрические системы трещин, быстро затухающие с глубиной		
V. Взрывная, 10 ¹ —10 ⁵	3	Разрушение пород намного меньше, чем в средах типа 2		
	1	Локальные купольные структуры, флюидные линзы	Купола и флюидные камеры в подошве пластичных пластов	
	2	Системы вертикальных трещин гидроарзрыва	Штокверки в верхней интрузивной и надинтрузивной зонах магматических тел кислого состава. Магистральные гидроарзрывы	
IV. Высокоскоростные	IVб. Гидравлическая тектоника 10 ⁻⁵ —10 ⁻¹	3	—	—

1		2	3	4	5
IV. Высокоскоростные	IVa. Литостатическая разгрузка, 10^{-8} — 10^{-3}	1	Локальные взбросы и надвиги	--	
		2	Горизонтальные трещины отрыва, наклонные сколовые системы, чешуйчатые надвиги, лепестковые трещинные структуры	Тела очаговых брекчий на границе поднятых и опущенных блоков орогенной области в упруго-перенапряженных породах	
		3	В отличие от сред типа 2 больше развиты будинажеподобные призматические структуры. Слабо проявлены горизонтальные трещины отрыва	Тела брекчий, но меньшие по размерам, чем в средах типа 2	
III. Повышенноскоростные, 10^{-10} — 10^{-8}		1	Структуры турбидитовых потоков, оползневые складки и разрывы, флексурные изгибы	Складчато-разрывные парагенезисы сдвиговых и вертикальных блоковых движений. Структурно-литологические экраны	
		2	Надвиги, взбросы, сдвиги, листрические разломы, трещиноватость	Типичный дизъюнктивный парагенезис: сдвиги, сбросы, эшелонированные системы отрывов; оперяющие и сопутствующие трещины	
		3	Редкая трещиноватость, отдельные коровые разломы	Протяженные сдвиговые зоны, блоковые структуры	

1		2	3	4	5
II. Среднескоростные, 10^{-14} — 10^{-10}		1	Флексурные изгибы над разломами кливажных зон; гидропластическое течение вещества	Триада: проникающий кливаж, линейные складки скалывания и вязкие разломы; кливажное течение, синтетектонические метасоматиты	
		2	Линейные системы трещиноватости. На границе с пластичными толщами — структурно-петрофизические экраны	Линзовидное композитное строение шовных зон; линейные штокверки; синтетектонические метасоматиты кварц-серицитового и кварц-хлоритового составов	
		3	Единичные разломы, односистемные редкие трещины	Будинирование вязких пород, возникают крупные плоские линзы, разобщенные кварц-серицитовыми и кварц-хлоритовыми сланцами	
I. Низкоскоростные, $<10^{-14}$		1	Складчатость гравитационного оползания, диапировый парагенезис (соляная тектоника), синседиментационная складчатость. Гидропластическое течение	Линейные складчатые системы (продольное сжатие); брахиформная складчатость (поперечное изгибание)	Гранитогнейсовые купола; полиэтапные зоны пластического течения; кристаллизационная сланцеватость; зоны бластомилонитов; синтетектонический метасоматоз
		2—3	Региональные системы трещиноватости		

Низкоскоростные структурные парагенезисы (зоны пластического течения) возникают в процессе низкоскоростных деформаций, составляющих 10^{-14} — 10^{-10} с⁻¹, длящихся, как правило, от нескольких миллионов до нескольких сотен миллионов лет в пределах всего разреза земной коры. Здесь господствуют высокие температуры (более 400°) и давления (более 200 МПа, обычно 500—1500 МПа), развиваются амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма типа РТ- и SP-стресс-метаморфизма, и ведущим механизмом деформирования является пластическое течение. Средние значения напряжений, контролировавших сдвиговые деформации, составляют 1—5 МПа.

По степени, условиям проявления деформационных процессов в зонах и областях с высокими значениями термодинамических параметров выделяют три типа преобразованных пород: 1) недеформированные метаморфические породы (амфиболиты, граниты, кристаллические породы и др.), 2) эти же породы, смятые в сложные складки, 3) бластомилониты, развитые в центральных частях зон активизации и зонах глубинных разломов, пересекающих консолидированные жесткие метаморфические и интрузивные комплексы. Роль каждого из трех отмеченных типов пород в локализации оруденения будет значительно отличаться.

В недеформированных метаморфических комплексах существенно не меняются морфология и элементный состав большинства типов металлических полезных ископаемых. Происходит только перекристаллизация с укрупнением размеров зерен в породах и рудах и иногда меняется минеральный состав. Обычно оксиды сменяются силикатами. Сульфиды не меняют минеральной формы в широком диапазоне температур и давлений.

В деформированных комплексах, в отличие от недеформированных, значительно меняется морфология и элементы залегания любых геологических тел, в том числе и рудных. Кроме того, в зависимости от величины девиатора напряжения будет происходить метаморфогенная дифференциация элементов в рудах и их миграция, формируется метаморфогенная геохимическая зональность. На дислоцированных и будинированных кочеданно-полиметаллических месторождениях, например внутри будин, остается цинк, на их периферийных частях — свинец, в межбудинном рассланцованном пространстве концентрируется медь (Старостин, 1988). Основной задачей структурного анализа при изучении этих комплексов является реставрация дометаморфогенных геологических структур, поскольку только этим путем можно выявить главные рудоконтролирующие факторы.

В зонах, сложенных бластомилонитами, и в примыкающих к ним породах локализуется разнообразное эндогенное оруденение.

Согласно исследованиям В.И. Казанского (1972) и Ф.А. Летникова, С.О. Бальшева (1991), изучавших проблему дислокационного метаморфизма, классификации милонитов и их роль в рудообразовании, в формировании этих пород особую роль играла флюидная система. Наиболее полная классификация бластомилонитов разработана Ф.А. Летниковым и включает два основных типа: среднетемпературные (400—560°С) и низкотемпературные (400°С), которые в свою очередь представлены двумя типами метасоматоза: Si-K-Na и Ca-Mg-Fe. Первый из них является первичным, а второй — вторичным. Милониты представляют собой синтетонические метасоматиты и образовались при давлении 6—8 кбар (ГПа). Установлено, что при наиболее высоких Р формировались высокотемпературные милониты, при меньших давлениях — низкотемпературные. K-Na-Si-метасоматоз способствовал переводу в подвижное состояние V, Cr, Sc, Co, Ni, Fe, Au, а Mg-Ca-Fe-метасоматоз — Rb, Sn, Pb, U, Th. Поскольку по вертикали и латерали милониты сменяются катаклазитами и зонами брекчирования, то интервал смены фаций тектонитов и является наиболее благоприятным для локализации оруденения.

Возраст милонитов и вмещающих метаморфических пород значительно различается. По данным Р. Ланцелота и др. (1983), лептиты гранулитового комплекса Иферас (Мали) имеют возраст 2120 ± 20 млн лет (уран-свинцовый метод по циркону), а развитые по ним зоны милонитов — 566 ± 8 млн лет (по тому же методу) и 535 ± 6 млн лет (аргоновый метод по калиевым полевым шпатам). Предполагают, что формирование милонитов продолжалось около 30 млн лет.

По данным Ф.А. Летникова и др. (1991), возраст милонитов в архее Шарыжалгай (Сибирь) составляет 350 млн лет (рубий-стронциевый метод), т.е. возрастной интервал достигает 1,5—2 млрд лет.

Таким образом, выделяют две группы тектонитов. Первая дренирует нижние горизонты коры и характеризуется активным переносом петрогенных, рудных и флюидных компонентов. Вторая объединяет незрелые тектониты, развита в верхней части коры в локальных тектонических зонах, в покровах, структурах меланжа и т.д. По ним происходит массоперенос из глубинных источников.

При формировании зрелых милонитов ведущими факторами являются градиент давления — движущая сила массопереноса — и структура порового пространства, его проницаемость. Последняя характеризует способность пород пропускать через себя флюидные компоненты под действием градиента давления и является мерой среднеквадратического диаметра пор. Важен градиент давления внутри образца и в окружающем его флюиде.

В телах, сложенных бластомилонитами, превалируют пластические деформации, а в окружающих породах — хрупкие, приводящие к возникновению катаклазитов. Когда преобразование вещества в тектонической зоне завершается, она еще длительное время служит флюидопроводником.

Ремобилизация и перенос рудного вещества в зонах пластического течения осуществлялись тремя способами: 1) собственно пластическим течением, 2) диффузией и 3) флюидным потоком. Рудоконтролирующая роль глубинных разломов заключается в формировании в них высокопроницаемых синтетектонических тел бластомилонитов, длительного существования равновесной системы и, как следствие, в приуроченности к ним высокотемпературных калиевых и калиево-натриевых метасоматитов с бериллиевым, ниобиевым, танталовым, урановым оруденением, некоторых редкометалльных пегматитов и других типов месторождений. Крупные рудоносные разломы в образованиях амфиболитовой и гранулитовой фаций характеризуются длительным унаследованным полигенным и полихронным развитием.

В умеренно термобарических областях (мезозона) формируются безрудные линейные (продольного сжатия) и брахиформные (поперечного изгибания) складчатые системы и связанные с ними синскладчатые вязкие разломы.

В верхних горизонтах земной коры в стабильных блоках образуются синседиментационные складки и разломы, широко проявляется механизм гидропластического течения, возникают структуры регионального гравитационного перемещения слоистых комплексов (надвиги, шарьяжи и т.д.). Вблизи зон конседиментационных разломов генерируются анизотропные поля напряжений, приводящие к появлению механохимических, термомеханических и других динамических эффектов. В узлах наибольшей активности на приповерхностных и поверхностных уровнях этих зон формируются стратиформные месторождения Pb, Zn, Cu и других элементов, выносимых флюидными потоками из глубинных горизонтов.

В эвапоритовых толщах проявляется соляная тектоника; формируются диапиры, но сопутствующие им гидротермальные месторождения, в частности свинец-цинковые и свинцово-серебряные месторождения в триасовых отложениях в Алжире, возникли при более быстром деформационном темпе. Роль петрофизических типов пород в этих условиях заключается в том, что преимущественно складчатые парагенезисы образуются в контрастных по составу, но пластических осадочных комплексах, где высокопроницаемые слои чередуются с низкопроницаемыми. Упругие и вязкие среды ведут себя как жесткие пластины. В них возникают только региональные системы трещиноватости.

Среднескоростные структурные парагенезисы (зоны кливажного течения) подробно описанные Е.И. Паталахой (1981), образуются при средне-скоростных (10^{-10} — 10^{-5} с⁻¹) деформациях, протекавших в течение сотен тысяч — первых миллионов лет при средних значениях девиатора напряжений (10—20 МПа) в условиях мезозоны.

В структурный парагенезис зон кливажного течения входят: 1) проникающий кливаж, 2) линейные складки и 3) разнопорядковые вязкие разрывы. Плоскость этой главной триады мезозоны обычно залегает вертикально. По степени зрелости кливажных зон Б.И. Паталаха выделяет 10 тектонофаций. Все они развиваются в условиях зеленокаменной фации метаморфизма. Для низших фаций характерны чисто механические процессы деформирования с образованием трещиноватости, будинирования и начальных стадий тектонической расслоенности. При формировании высших фаций определяющая роль уже принадлежит явлениям флюидного массопереноса, перекристаллизации пород под давлением и возникновению квазиравновесных систем.

Формируются низкотемпературные синтетектонические метасоматиты. По кислым породам — кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые тектониты, а по средним и основным породам — кварц-хлоритовые, кварц-альбит-эпидотовые и кварц-эпидотовые.

Зоны, возникшие в результате кливажного течения, контролируют развитие гидротермальных систем и образование линейных штокверков: В ядерных частях мобильных поясов существуют экстремальные для мезозоны РТ-условия (400—600°C, 10 МПа), здесь формируются синтетектонические метасоматиты амфиболитовой фации и происходит локальное плавление пород и руд.

Появляется все больше данных о том, что процессы кливажного течения, сопровождавшие зеленокаменный метаморфизм и приводившие к диспергированию породной массы, являются одним из ведущих факторов в ремобилизации непромышленного оруденения в больших объемах пород в промышленную его концентрацию в благоприятных структурах.

Подобный генезис предполагается для серебро-свинцовых залежей месторождения Индурупилли (Австралия), где рудные компоненты выносились из кливажных зон палеозойских филлитов и вулканитов и концентрировались в верхнем структурном горизонте во фронтальных участках кливажных потоков.

Активно развивается идея о мобилизации золота при развитии кливажных зон в осадочных породах рудного пояса Центральной Виктории (Австралия), где происходило переотложение из нижнепалеозойских алевролитов и концентрация золота в седловидных жилах уже в девонских толщах.

Повышенноскоростные структурные парагенезисы (области проявления дизъюнктивной тектоники) развиваются в мезозоне и захватывают всю эпизону. Здесь в целом проявляются от низких до средних общие РТ-режимы деформирования ($50\text{--}200^\circ\text{C}$; $0,1\text{--}50$ МПа), отмечается резкая дифференциация геодинамических обстановок формирования структурных парагенезисов.

Преобладают повышенные скорости деформирования (обычно более 10^{-5} с $^{-1}$). Время образования конкретного структурного парагенезиса составляет первые десятки, редко сотни тысяч лет. По Л.М. Расцветаеву (1987), дизъюнктивный парагенезис представляет собой сочетание устойчивых и упорядоченных ассоциаций генетически взаимосвязанных дизъюнктивов одного масштабного уровня, связанных между собой единством места и времени формирования.

Ведущим типом деформации является хрупкое разрушение. Возникающие системы являются резко неравновесными. Флюидная фаза снижает прочность пород при образовании разрывов, брекчированных и милонитизированных зон.

Степень нарушенности пород в направлении к поверхности резко возрастает, возникает латеральная делимость верхних частей коры на изометричные и линейные блоки под воздействием главным образом палеотектонических полей напряжения второго и третьего ранга. Выделяются области сжатия и растяжения.

К первым относятся мобильные сдвиговые пояса и разномащтабные тектонические зоны, механизм образования которых подробно описал В.П. Уткин (1989). Здесь за короткие периоды — несколько десятков, редко сотен тысяч лет — формируются типичные дизъюнктивные парагенезисы. Флюидные фазы понижают прочность пород при образовании разрывов, брекчированных и милонитизированных зон. Трещинные системы развиваются в скоростном режиме деформирования по термофлуктуационному механизму разрыва силоксановых связей. К особенностям снижения прочности в этих условиях относятся медленный рост трещин и экспоненциальная зависимость скорости их роста от действующего напряжения.

Под воздействием полей напряжений первого и второго ранга возникают многочисленные тектонодинамические системы третьего и более высоких рангов. По условиям напряженного состояния участки земной коры (независимо от ранга полей) можно разделить на области растяжения и сжатия.

В областях растяжения формируются блоковые поднятия и впадины. К ним приурочены длительно развивавшиеся многоэтажные рудно-магматические и гидротермально-рудные центры, в которых фиксируются высокий тепловой поток, динамические

эффекты, высокоградиентные рудоносные гидротермальные потоки, магматические, вулканические и седиментогенные проявления, а также структурные парагенезисы более высокоскоростных режимов деформирования.

В областях сжатия (главным образом в сдвиговых зонах) из многообразных структурных типов отметим только линейный, ротационный, изометричный и неравномерно рассредоточенный. К первому относятся узкие зоны прожилково-вкрапленной, штокверковой и жильной минерализации, ассоциирующиеся с крупными протяженными сдвиговыми коровыми разломами. Возникшая в них гидротермальная система сформировала повсеместную, хотя и неравномерную, рудную минерализацию (Au-Ag месторождение Гуанахуато в Мексике).

Особо важным для рудообразования следует считать второй тип, возникающий в окрестностях сдвиговых разломов и приводящий к формированию ротационных парагенезисов. При движениях по разломам на участках, где около разлома находится изометричный жесткий блок пород, в пространстве между блоком и разломом появляется ротационный момент, реализуемый в образовании системы спиралевидных крутопадающих разрывов, сходящихся в узкой зоне, которая разделяет упор и разлом, и расходящихся в направлении движения по разлому. Возникшее анизотропное и неоднородное поле напряжений способствует образованию своеобразного вихревого дизъюнктивного парагенезиса, включающего основной дугообразный сдвиг, сопутствующие и сопряженные с ним трещины скола и отрыва. Поле напряжений генерирует рудо-локализирующие процессы. Формирование руд происходит на участках со средними и высокими абсолютными значениями главных напряжений в зонах максимального градиента падения скалывающих напряжений при условии, что эти участки и зоны приурочены к секторам наибольшей кривизны дуговых сколовых нарушений (золоторудное месторождение Байнаймяо в Китае).

Третий и четвертый типы характерны для систем, формирующихся в хрупких породах и разделяющих две сколовые зоны. Участки, в пределах которых развиты эти типы, могут быть значительно удалены от самих разломов, но в обоих случаях — это вертикальные сколовые трещины, выполненные кварцеворудным материалом и формировавшиеся в пульсационном режиме флюидных потоков. Примером месторождений третьего типа служит полиметаллическое Марджанское месторождение в Армении, а второго типа — полиметаллические жилы Садонского рудного района на Северном Кавказе. Во всех рассмотренных случаях масштабы рудовмещающей трещиноватости возрастают пропорционально увеличению упругости, прочности, твердости и уменьшению пористости и анизотропии вмещающих пород.

Наиболее полно дизъюнктивный парагенезис проявился в хрупких средах. В пластичных породах преобладают складчато-разрывные парагенезисы, а в вязких — все оруденение концентрируется непосредственно в зонах сдвигов

Высокоскоростные структурные парагенезисы возникают в процессе высокоскоростных (10^{-3} — 10^0 с⁻¹) деформаций, действовавших в течение короткого периода (от нескольких тысяч до десятков тысяч лет). Для них характерна высокая концентрация напряжений в ограниченном объеме горных пород, короткий период действия энергетического источника, волновая очагово-импульсная природа деформационных процессов. В наиболее полном виде эти парагенезисы образовывались в твердых породах эпизоны и в меньшей степени в верхних горизонтах мезозоны.

По степени возрастания скоростей деформирования в природе условно можно выделить две группы парагенезисов: 1) литостатической разгрузки; 2) гидравлической тектоники.

Структурные парагенезисы литостатической разгрузки развиваются в орогенических областях, где под воздействием изостатических и тектонических сил происходят активные вертикальные перемещения огромных масс горных пород, приводящие к возникновению горных систем. Скорости подъема блоков пород согласно современным измерениям в Скандинавии, на Кавказе и в других регионах, по данным Н.И. Николаева (1987) и В.К. Кучая и др. (1986), колеблются в широких пределах от 0,1 до 1—2 и даже больше 10 мм/год.

Из анализа литературы и расчетов, выполненных А.А. Пэком (1990), следует, что длительность орогенного этапа орогенических областей составляет 30—40 млн лет, скорости подъема варьируют в пределах 0,07—4,5 мм/год, составляя в среднем около 1 мм/год. Амплитуды подъема достигают нескольких десятков километров.

В орогенических областях сопряженно развиваются два процесса: подъем к поверхности тектонически напряженных блоков пород и формирование вдавленных блоков (рамповые грабены). В первом случае происходит не только общее падение напряжения, но и более быстрое сокращение вертикальной составляющей тензора напряжений и возникновение девиатора напряжений с вертикально направленными растягивающими усилиями. Результатом является деформация вертикального сдвига при дополнительном горизонтальном сжатии. Это приводит к образованию горизонтальных трещин отрыва и сколовых трещин, ориентированных под углом около 45° к поверхности. По мере подъема массива и релаксации напряжения происходит «разваливание» системы — в поднятых блоках трещины отрыва становятся сначала наклонными, а затем вертикальными.

Во втором случае имеет место зонный орогенез (по В.К. Кучаю). В литосфере орогенов формируются астенолинзы. Под хребтами-поднятиями давление на астенолинзы больше, чем в соседних депрессиях. На границе Южного Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии в основании гранитного слоя давление достигает 10^8 Па на 1 км². При этом происходит перетекание вещества линз из поднятий в кору депрессий. Гранитные и базальтовые литопластины (только они передают горизонтальное сжатие) под поднятиями более мощные, чем под депрессиями. На границах этих структур происходит сплющивание и утолщение краев литопластин, в результате здесь имеют место аномально высокие скорости движений. Происходит процесс приращения поднятий за счет предгорий.

Деформационные процессы в коре орогенов наиболее удачно можно объяснить с позиции модели всестороннего сжатия, разработанной В.К. Кучаем (1986). Во вдавленных блоках на границе поднятий и депрессий накапливается большая плотность упругой энергии. В перенапряженных породах в результате всестороннего сжатия при образовании поверхностей разрушения начинается процесс самопроизвольного хрупкого разрушения по Гриффитсу: $dW > dA_0$, где dW — изменение освобождающейся упругой энергии при росте трещины, dA_0 — изменение поверхностной энергии при росте трещины, затрачиваемой на образование новых поверхностей трещин. Из самых общих представлений теории поля следует, что в перенапряженных сжатием породах необходимо наличие добавочных девиаторных напряжений, чтобы осуществился переход энергии объемной деформации в энергию изменения формы или переход потенциальной энергии в кинетическую. При этом формируется очаг множества лавинообразно развивающихся хрупких трещин. Положение таких очагов совпадает с позицией центров разномасштабных землетрясений. Чем более прочные и упругие комплексы пород, чем больше их объем и чем больше в них накопилось упругой энергии, тем более значительные массы пород будут брекчированы. Вертикальный диапазон образования таких брекчий в зависимости от конкретных геологических условий орогенов колеблется от 5 до 25—30 км.

Подобные представления согласуются с геологическими данными. На их основе находят объяснение мощные тела и зоны объемных брекчий с «висячими» без признаков смещения обломками, разрушение прежде всего наиболее прочных, упругих, малопористых пород на плутоногенных гидротермальных, скарновых, меднопорфировых, некоторых магматогенных и других месторождениях. Высказанные представления несколько дополняют идеи о тектоно-кесонном геодинамическом эффекте, развиваемые П.М. Горяиновым и И.В. Давиденко (1979). Они объясняют все

многообразие не только брекчиевых образований, но и бескорневых тел гранитов, пегматитов явлениями либо резкого, либо постепенного падения давления при подъеме блоков пород к поверхности. Вероятно, этот механизм образования геологических структур и деформации пород существует, но он не универсален и ограничен масштабами скоростей подъема, физико-механическими свойствами пород, типами и интенсивностями региональных полей напряжения и рядом других менее значимых факторов.

Таким образом, на границах вдавленных и поднимающихся блоков пород в перенапряженных зонах с большим запасом упругой энергии на глубинах 5—25 км формируются тела брекчий. В приповерхностных зонах при условии быстрого вертикального подъема тектонических блоков протекают процессы релаксации упругих напряжений, возникает анизотропное поле напряжений и формируется структурный парагенезис литостатической разгрузки. Он представлен горизонтальными трещинами отрыва, двумя системами трещин скола, чешуйчатыми кулисными отрывами, изогнутыми, дугообразными разрывами, оконтуривающими удлиненные будинообразные блоки пород. Особенностью этих дизъюнктивов является их полная сопряженность, отсутствие смещений, перетертого милонитового материала, следов участия флюидной фазы. Данные разрывы рассекают без смещения самые разнообразные магматические, метаморфические и осадочные комплексы, слагающие поднятый блок, вне зависимости от их литологии и первичных текстурно-структурных особенностей. Наиболее полно описываемый парагенезис проявился в Тырныаузской тектонической зоне, в эльджуртинских гранитах и вмещающих их породах.

Структурные парагенезисы гидравлической тектоники объединяют пластические и хрупкие деформационные элементы, возникшие под воздействием давления на горные породы жидкости, газа, магматического расплава или их смесей. Миграция рудоносных растворов в толщах пород контролируется общими и локальными полями напряжений. Они создают на отдельных участках избыточное давление поровой жидкости, которое приводит к двухстадийной деформации. В течение первой стадии происходит расширение трещин, расположенных под небольшим углом к направлению давления, и закрытие разрывов, ориентированных перпендикулярно к нему. Во вторую стадию продолжается расширение, удлинение и, главное, возникновение отдельных трещин, благоприятных направлений и закрытие массы сопутствующих им мелких нарушений.

Гидравлические структуры широко распространены на месторождениях эндогенных руд, в частности месторождениях типа долины Миссиссипи, на вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождениях областей сжатия и растяжения

и на меднопорфировых месторождениях (Старостин, 1988; Бернхем, 1985).

На колчеданных месторождениях Рудного Алтая к этим структурам приурочены кварц-карбонат-барит-полиметаллические рудные тела, для каждого из которых характерна автономная минеральная, геохимическая и петрофизическая зональность. Состав залежей формировался за счет ремобилизации и переотложения компонентов ранних руд и частично за счет компонентов, привнесенных из более глубоких источников.

Важная роль в перераспределении и отложении рудного вещества принадлежит гидравлическим процессам и заключается в реализации благоприятного сочетания тектонофизических и гидродинамических явлений, приведших на ранних стадиях к возникновению магистральных трещин гидроразрывов и флюидных камер и на поздних — к формированию в этих камерах полистадийных рудных тел. Данные структуры выполняли роль концентраторов оруденения.

Взрывные структурные парагенезисы возникают при ультраскоростных, фактически мгновенных ($10^1—10^5 \text{ с}^{-1}$) режимах деформирования, существующих на нашей планете. Разрушение пород при этом наступает по мере того, как уровень скальвающих напряжений достигает величины динамической прочности, примерно десятикратно превышающей статическую (путем развития сквозных трещин со звуковой рэлеевской скоростью). В этих условиях разрушение наступает при деформациях, не превышающих 1%, или при увеличении скорости деформирования на несколько процентов. Чем выше скорость деформирования, тем на более мелкие обломки (вплоть до пылевидных) распадается твердое тело.

Масштабы брекчирования и дезинтеграции пород определяются также петрофизическим типом среды. Наибольшее увеличение объема пород и брекчиевого тела характерно для хрупких прочных пород. В пластичных образованиях дилатация и объемы брекчирования в несколько раз меньше, чем в хрупких средах. В высокопористых породах происходит уплотнение, увеличивается сжимаемость и уменьшается предел прочности. Такие парагенезисы связаны с приповерхностными флюидно-газовыми взрывами, импактными (метеоритными) ударами и приповерхностными землетрясениями.

Непосредственно при взрывных процессах возникают высокобарические минералы, из которых наибольший экономический интерес представляет пока только алмаз, да и то нигде в мире промышленных месторождений такого генезиса еще не зафиксировано. Роль этих парагенезисов (тела разнообломочных брекчий, трещины скола — радиальные и концентрические, насыпные кольцевые

валы, воронки и сопутствующая мелкая трещиноватость) в промышленном рудообразовании невелика.

Импактные структуры можно рассматривать, что и делают, в частности, некоторые канадские исследователи, в качестве стартового (или спускового) механизма, который включает другие менее скоростные типы деформационных процессов, инициировавшие функционирование разнообразных рудообразующих систем от магматических (Cu-Ni месторождение Садбери) до низкотемпературных гидротермальных.

Итак, к рудоносным структурам целесообразно относить особый аномальный тип геологических структур, формировавшийся при участии минерализованных флюидных фаз в повышенном и высокоскоростном режиме деформирования, сопровождавшемся разнообразными динамическими эффектами.

В непрерывных геологических структурных системах рудоконтролирующие и рудоносные структурные парагенезисы занимают дискретное, вполне закономерное положение. Они являются своего рода структурными аномалиями, которые возникают при следующих условиях:

1. Активное участие минерализованной флюидной фазы в структурообразующих процессах.

2. Существование оптимального режима деформирования (скорость деформирования 10^{-10} — 10^0 с⁻¹, девиатор напряжений 30—60 МПа, общие РТ-условия: $P = 0,1$ —50 МПа, $T = 10$ —200°C) в течение короткого периода времени (10^3 — 10^5 лет).

3. Возникновение и развитие рудоносных структур и формирование в них месторождений возможно без участия динамических эффектов (сейсмoeлектрических, сейсмамагнитных, термоакустических, вибромиграционных и др.).

4. Наличие высокоградиентного поля напряжений, которое направляет, фокусирует флюидные минерализованные потоки и создает геодинамические барьеры рудоотложения.

5. При низких скоростях деформирования возникают только глобальные геологические структуры, контролирующие позиции металлогенических поясов и провинций.

Чем ближе к дневной поверхности, тем выше скорость формирования рудоносных структур, тем короче жизнь структурообразующих систем, тем больше значения девиатора напряжений и меньше показатели общих РТ-условий. По мере перехода от мезозональных к эпизональным уровням структурообразования возрастает роль хрупких деформаций, а пластические деформации осуществляются с помощью особого механизма — гидропластического течения.

Рудоносные структуры больше, чем какой-либо другой параметр геологической системы, участвуют в процессе перемещения

и отложения рудного вещества. Их формирование сопряжено во времени и пространстве с возникновением анизотропной высокоградиентной системы массопереноса флюидных компонентов в тектонически активных зонах и центрах (рудно-магматических, вулканогенно-рудных, гидротермальной деятельности и т.д.), где одновременно развиваются тектонические деформации, формируется минерализованная флюидная система и активно проявляются динамические эффекты.

Скорость деформирования связана с величиной девиаторного напряжения и с наличием или отсутствием флюидной фазы. В процессе деформирования создается система флюидопроводников. Высокий градиент давления способствует повышению скорости фильтрации (вынужденная конвекция). Кондуктивный перенос тепла играет резко подчиненную роль.

Таким образом, важнейшими условиями возникновения эндогенных месторождений являются: проницаемость среды, наличие термальной флюидной фазы, существование анизотропного поля напряжений и высокий градиент падения главных тангенциальных напряжений. В полной мере такие условия реализуются в обстановке регионального сжатия, при сдвиговых деформациях. Области растяжения — локальные зоны, где падают напряжения и разгружается минеральное вещество. Рудоносные структурные парагенезисы формируются при участии интенсивных динамических эффектов, которые проявляются только в жестких контактных системах при наличии прочных связей, в зонах сжатия и уплотнения.

Гетерогенное развитие крупных секторов земной коры, которое определяется полями напряжений первого ранга, создает активные зоны и центры трансмиссии глубинных эндогенных потоков энергии, соответствующих по масштабам и насыщенности минеральным месторождениям, металлогеническим провинциям и поясам. Такими долгоживущими генераторами рудной минерализации являются: 1) зоны субдукции и ассоциирующиеся с ними орогенные пояса; 2) области и зоны тектоно-магматической активизации с рифтовыми системами и вулканическими поясами; 3) зоны глубинных разломов; 4) орогенные области, приуроченные к зонам столкновения континентальных плит.

Следующий масштабный уровень представлен рудными районами, полями и месторождениями, которые возникают в верхней части земной коры на глубинах 0—15 км при повышенно- и высокоскоростных режимах деформации под воздействием высоких максимальных сдвиговых напряжений в анизотропных тектонических полях напряжений третьего и последующих рангов. Все типы рудоносных структур и ассоциирующихся с ними месторождений формируются в достаточно короткие периоды от тысяч до десятков и редко сотен тысяч лет.

Список литературы

- Белоусов В.В.* Структурная геология. Изд. 2-е. М.: Изд-во МГУ, 1971. 277 с.
Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1975. 271 с.
Геологоструктурные методы изучения эндогенных рудных месторождений / Под ред. Н.П. Лаврова. М.: Наука, 1982. 264 с.
Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Гостеолтехиздат, 1956. 271 с.
Кривоцв А.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений, металлогения и прогноз рудоносности. М.: Недра, 1991. 383 с.
Лукин Л.И. Методы изучения структур постмагматических рудных месторождений. М.: Наука, 1986. 230 с.
Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979. 224 с.
Семинский Ж.В., Филонюк В.А., Черных А.Л. Структуры рудных месторождений Сибири. М.: Недра, 1987. 184 с.
Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
Яковлев Г.Ф. Геологические структуры рудных полей и месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1982. 271 с.

Список месторождений и районов

- | | | |
|-----------------------|----------------------------|------------------------|
| Агуачилле 178 | Булуктаевское 168 | Игл-2 102 |
| Айрон-Маунтин 142 | Бушвельд 133 | Иларало 181 |
| Акенобе 116 | Бьют 114 | Илькванг 164 |
| Актюзское 164 | Вашингтон 147 | Им. XIX Партсъезда 184 |
| Акупан 193 | Верхнее 104 | Ингуаран 148 |
| Алапаевское 223 | Верхнее Кайракты 142 | Инкурское 140 |
| Альтенберг 159 | Верхне-Силезский 237, 258 | Иульгинское 118 |
| Амангельдинский 233 | Вибурнум 242 | Кадаинское 70 |
| Аннаберг 118 | Виктория 164 | Кадамжай 94 |
| Антоновогорское 109 | Витватерсранд 249 | Казаргинское 226 |
| Арбарастах 137 | Восточно-Коунрадское 112 | Камаганское 184 |
| Арсеньевское 112 | Гайер 126 | Камышинское 172 |
| Артемьевское 173 | Гайское 172 | Кананеа 148 |
| Асио 194 | Гленове 137 | Капаевское 193 |
| Аурахмат 98 | Глоб-Хилл 185 | Караоба 142 |
| Аякс 185 | Гуанохуато 106 | Карпинская-1 169 |
| Багдад 149 | Даниелс-Харбор 238 | Кафан 209 |
| Байназарское 126 | Дарасунское 164 | Кейв-Пик 165 |
| Балейское 73 | Депутатское 120 | Кеми 154 |
| Бая-Сприе 107 | Дизон 193 | Кемп-Берд 181 |
| Бендиго 88 | Джезказган 255 | Кемпирсайское 134 |
| Берд-Ривер 154 | Джеферсон 233 | Керченский 248 |
| Березовское 116 | Джидинское 140 | Кидстон 147, 164 |
| Бингем 149 | Джилау 98 | Кинта 233 |
| Благодатненское 97 | Дукат 106 | Клипфонтейн-Хиллс 248 |
| Блявинское 183 | Екатерино-Благодатское 264 | Ключевское 164 |
| Богутинское 57 | Западная Шаста 172 | Койташ 145 |
| Боке 229 | Западный Каражал 246 | Колар 215 |
| Болеслав 233 | Ивами 206 | Комсток 107 |
| Большетагнинское 137 | | Коппер-Флэт 149 |
| Бор 208 | | Коршуновское 193 |
| Бричмуллинское 65, 90 | | Косака 201 |
| Брокен-Хилл 268 | | Крамер (Борон) 232 |
| Бряза 199 | | Красная Шапочка 247 |

Кремнице 107	Первомайское 140	Тишинское 172
Крипл-Крик 185	Перрон 120	Трибаг 164
Кугитанг 104	Подлунный Голец 128	Тундулу 137
Кумобабн 148	Постмасбург 228	Турьинское 145
Кумыштагское 142	Потоси 113	Тюя-Муюн 236
Куранахское 213	Пршибрам 110	Уайт-Каньон 230
Курганское 143	Пьер-Петюи 100	Угат 145
Куэста 149	Ред-Дог 251	Удакан 256
Ла-Колорада 147	Ред-Маунтин 149	Узельгинское 184
Ламак 121	Репаблик 73	Уотл-Гали 91
Ледвилл 233	Роб-Лейк 244	Уфалейское 233
Липа 152	Рубцовское 187	Учалинское 172
Лисаковское 230	Рудногорское 193, 200	Феррис-Хаггарти 102
Лос-Пиларес 147	Рулихинское 206	Флюоритовый район 72, 101
Лукояновское 241	Салливан 255	Фрайберг 83
Любин 255	Саммитвиль 193	Фуказава 266
Льяльягуа 196	Сан-Рафаэль 106	Хайдарканское 95, 103
Маджарово 184	Сан-Сальвадор 233	Хайден-Крик 244
Майданпек 208	Санта-Рита 148	Харгрейвс 88
Майори 228	Сарановское 153	Хвалетице 267
Маканское 184	Седмочисленицы 101	Хилл-Энд 63, 88
Малоботуобинский 151	Селтей 126	Хинганское 164
Мальшевское 239	Селукве 154	Хонгор-Урх 188
Матачеуан 126	Сибайское 172, 183	Хоумстейк 219
Материнская жила 70	Сигма 121	Цана 112
Мимоза 175	Сигуаньшань 94	Церро-де-Паско 192
Моа 228	Славянское 98	Циновец 142, 158
Молодежное 184	Смелянское 230	Центральное 112
Монтана-Таннелс 193	Сонгве 137	Цумб 233
Монюмент-Валли 230	Спокойнинское 158	Цучихата 181
Морнинг-Стар 112	Стари Трг 197	Чаган-Узун 104
Морокоча 112	Старый Рудный Район 242	Чаувай 102
Мунмера 147	Степняк 109	Чебачье 184
Мурунтау 128	Стилуотер 154	Чокурак 98
Муфулира 255	Стрежанское 172	Чоролька 197
Нагиаг 194	Стрельцовское 179	Чукикамата 124
Нанисивик 238	Суук-Тюбе 98	Шахтаминское 110, 164
Наталка 126	Сьерита-Эсперанца 148	Шнеберг 79
Нерчинско-Заводское 70	Сэкэрымб 199	Шубинское 172
Никитовское 87	Талганское 184	Шуер 107
Николаевское (Рудный Алтай) 172, 199	Талнах 155	Элизабет 89
Николаевское (Приморье) 179	Таловское 187	Эль-Тениенте 178
Новое 184	Тамбарура 88	Эмеральд 160
Ново-Скошия 89	Тарбалджейское 126	Эрминия 175
Октябрьское 155	Тарор 98	Этыкинское 110
Олимпик-Дам 253	Таскайнарское 67	Эль-Оро 73
Ононское 116	Тентадора 175	Юго-Восточный Миссури 258
Пайн-Пойнт 238	Терек 94	Юред-Гендерсон 160
Палабора 137	Терлингуа 233	Яман-Касы 187
	Тинтик 142	
	Тихвинское 230	

Оглавление

Введение	3
Часть I. Вводная	
<i>Глава 1. Основные понятия и общие положения</i>	6
<i>Глава 2. Развитие учения о структурах рудных полей и месторождений</i>	12
<i>Глава 3. Некоторые понятия из теории деформации</i>	17
3.1. Деформация и ее виды	17
3.2. Напряжение	21
3.3. Анализ напряженного состояния с помощью круга Мора	28
3.4. Эллипсоид деформаций и эллипсоид напряжений	29
3.5. Закон Эмонтона	32
3.6. Поля напряжений и методы их реконструкции	34
<i>Глава 4. Влияние физико-механических свойств и вещественного состава вмещающих пород на структурные условия рудолокализации</i>	38
4.1. Физико-механические свойства горных пород	39
4.2. Фильтрационные свойства горных пород	45
4.3. Вещественный состав вмещающих пород	48
Часть II. Геологические структуры рудных полей и месторождений	
<i>Глава 5. Тектоногенная серия структур рудных полей и месторождений</i>	55
5.1. Тектоногенные структуры рудных полей	55
5.1.1. Структуры складчатых зон	55
5.1.2. Структуры зон разломов	69
5.1.3. Структуры трещинных и кливажных зон	73
5.2. Тектоногенные структуры месторождений	84
5.2.1. Складчатые структуры месторождений	85
5.2.2. Разрывные структуры месторождений	103
5.2.3. Трещинные структуры месторождений	107
<i>Глава 6. Тектоно-магматогенная серия структур рудных полей и месторождений</i>	129
6.1. Плутоногенные структуры рудных полей	130
6.1.1. Структуры внутри- и околонинтрузивных зон ультраосновных, основных и щелочных массивов	130
6.1.2. Структуры апикальных и надапикальных зон интрузивных массивов	135
6.1.3. Структуры контактовых зон гранитоидных массивов	143

6.1.4. Структуры зон развития трубок взрыва	147	11.2. Анализ диаграмм ориентировок оптических осей кварца	283
6.2. Плутоногенные структуры месторождений	153	11.3. Изучение микродеформационных особенностей главных породообразующих минералов	287
6.2.1. Ранние протоинтрузивные структуры	153	Глава 12. Геолого-структурные методы реконструкции палеотектонических полей напряжений	290
6.2.2. Поздние протоинтрузивные трещинные и кливажные структуры	157	12.1. Анализ ориентировок разрывов тектонического происхождения	290
6.2.3. Протоинтрузивно-тектонические структуры	159	12.2. Динамический анализ микроструктурных ориентировок	296
6.2.4. Трещинные и кливажные структуры, обусловленные механической активностью магмы	160	Глава 13. Методы определения физико-механических свойств рудовмещающих горных пород	300
6.2.5. Структуры трубок взрыва	163	13.1. Объемная масса	301
6.3. Вулканогенные структуры рудных полей	170	13.2. Пористость, проницаемость и динамика насыщения пород жидкостями	302
6.3.1. Положительные (аккумулятивные) структуры	171	13.3. Твердость	305
6.3.2. Отрицательные (деструктивные) структуры	177	13.4. Упругость	307
6.3.3. Вулкано-корневые структуры	187	13.5. Прочность	308
6.4. Вулканогенные структуры месторождений	189	13.6. Пластичность	309
6.4.1. Структуры внутриэффузивных зон	190	13.7. Интерпретация петрофизических данных	310
6.4.2. Структуры жерловых—околожерловых зон	191	Глава 14. Структурно-петрофизический анализ	314
6.4.3. Структуры субвулканических зон	207	14.1. Основные положения структурно-петрофизического анализа ..	314
6.4.4. Синвулканические разломы и трещины	209	14.2. Методика исследований	318
Глава 7. Тектоно-метаморфогенная серия структур рудных полей и месторождений	210	Глава 15. Рудоконтролирующие и рудовмещающие структурные парагенезисы в земной коре	323
7.1. Метаморфогенные структуры рудных полей	211	<i>Список литературы</i>	<i>346</i>
7.1.1. Гранитогнейсовые купола	211	<i>Список месторождений и районов</i>	<i>347</i>
7.1.2. Структуры зеленосланцевых зон	214		
7.1.3. Структуры зон смятия	217		
7.2. Метаморфогенные структуры месторождений	219		
7.2.1. Складки течения	219		
7.2.2. Зоны дислокационного метаморфизма	223		
7.2.3. Структуры будинаж	224		
Глава 8. Тектоно-экзогенная серия структур рудных полей и месторождений ..	226		
8.1. Субаэральные экзогенные структуры	228		
8.1.1. Денудационные структуры	228		
8.1.2. Эрозионные структуры	229		
8.1.3. Карстовые структуры	232		
8.2. Субмаринные экзогенные структуры	238		
8.2.1. Прибрежно-морские структуры	238		
8.2.2. Баровые структуры	240		
8.2.3. Рифовые структуры	242		
8.2.4. Оползневые структуры	243		
8.2.5. Структуры выклинивания	244		
8.2.6. Поверхности несогласий	247		
8.3. Тектоно-экзогенные структуры	248		
8.3.1. Конседиментационные депрессии	248		
8.3.2. Конседиментационные поднятия	258		
Глава 9. Внутрирудные и послерудные геологические структуры	260		
9.1. Внутрирудные геологические структуры	260		
9.2. Послерудные геологические структуры	266		
Часть III. Специальные методы структурных исследований			
Глава 10. Методы изучения трещинной тектоники	271		
10.1. Статистическое изучение ориентировки мелкой трещиноватости	272		
10.2. Удельная трещиноватость	277		
Глава 11. Микроструктурный анализ ориентировок минералов горных пород и руд	279		
11.1. Основные положения микроструктурного анализа	279		