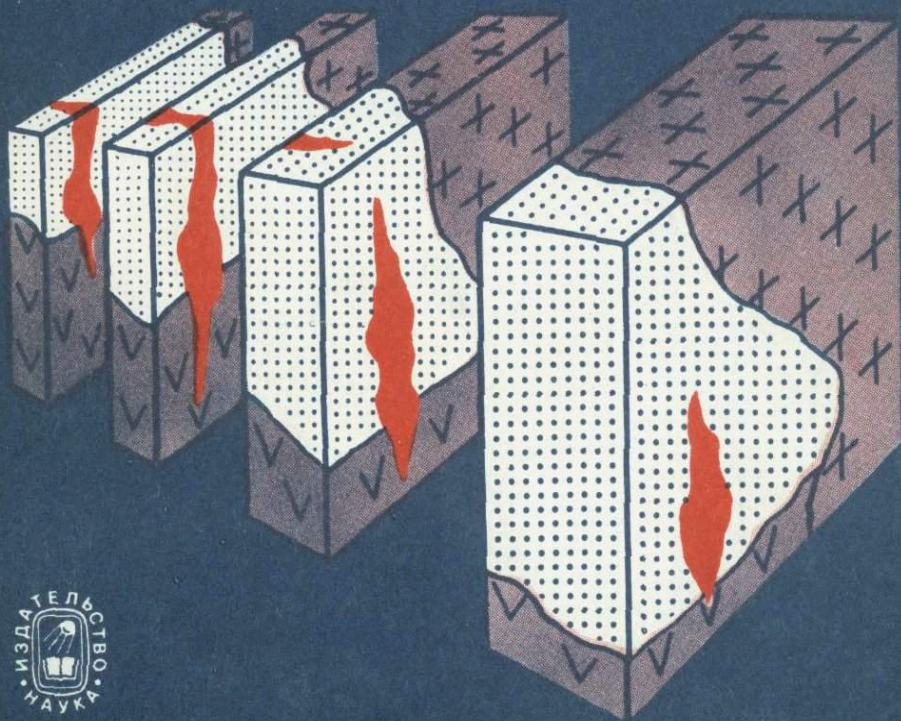


Л. И. ЛУКИН

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



Л. Лукин

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Л. И. ЛУКИН

**МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ
СТРУКТУР
ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

85881

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Ю. Г. САФОНОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1986



Лукин Л.И. **Методы изучения структур постмагматических рудных месторождений.** М.: Наука, 1986.

В книге изложена современная методология изучения структур постмагматических рудных месторождений. Охарактеризованы основные структурные элементы и их роль в локализации оруденения. Детально описаны методы крупномасштабного геологического картирования и геометрические приемы структурных исследований рудных полей и месторождений. Приведены сведения о специальных методах изучения факторов структурного контроля оруденения и условий его формирования.

Книга рассчитана на широкий круг читателей — геологов, изучающих рудные месторождения, аспирантов и студентов геологических вузов, овладевающих методами изучения структур рудных полей и месторождений.

Табл. 3, ил. 99, прил. 9, библиогр. 165 назв.

Рецензенты:

д-р геол.-минерал. наук

В.А. Невский

канд. геол.-минерал. наук

Е.П. Малиновский

ПРЕДИСЛОВИЕ

В программы геологических факультетов вузов Советского Союза входит специальный курс, посвященный изучению структур рудных полей и месторождений. При его преподавании за основу обычно принимаются структурно-геологические позиции рудных месторождений либо тектоно-магматические элементы региональных геологических структур. Более дробная систематика с выделением структурных типов, как правило, основывается на преобладающем значении в образовании месторождений тех или иных элементов структур. Этот курс учит пониманию роли структурных факторов в образовании рудных месторождений и генезиса формы рудных тел. Полученные знания оказывают большую помощь геологам при прогнозировании оруденения, выборе рационального направления разведочных работ, планировании способа эксплуатации рудных объектов. Но при преподавании этого курса, как правило, мало внимания уделяется ознакомлению его слушателей с полевыми и лабораторными методами, которыми пользуются геологи при изучении структур рудных месторождений. Это затрудняет применение на практике молодыми геологами полученных знаний.

Предлагаемая работа имеет целью помочь молодым геологам в освоении методов геолого-структурных исследований и в использовании их при разведке и эксплуатации постмагматических рудных месторождений.

Следует отметить, что, несмотря на большое разнообразие структурных типов, при изучении эндогенных рудных месторождений применяются единые методы геолого-структурных исследований. Именно поэтому они излагаются нами в общем виде, без привязки к типам месторождений.

В данной работе помещены материалы по структурной геологии; элементы геологических структур рассматриваются в прикладном аспекте, в связи с их ролью в процессе рудоотложения. Освещаются вопросы деформации твердого тела, излагаются понятия о типах деформаций, их возникновении, взаимосвязи и развитии во времени. Уделено внимание рассмотрению роли физико-механических свойств, химического состава горных пород в формировании структур постмагматических месторождений и в рудоотложении. Показаны длительность и сложность процесса оруденения, причины возникновения условий,

благоприятных для рудоотложения. Кратко рассмотрены некоторые общие вопросы закономерностей развития структур месторождений, а также исследования, имеющие целью установление взаимосвязи структурных условий рудоотложения и генетических особенностей оруденения.

Основной раздел работы посвящен собственно методам изучения структур постмагматических месторождений. Помимо рекомендаций по проведению традиционных исследований, таких, как геологическая съемка, подземное картирование, уделено внимание геометризации рудных месторождений. Освещены также некоторые специальные методы — трещинная тектоника, микроструктурный анализ, петрофизические исследования.

Специальные разделы посвящены моделированию геологических структур, а также изучению палеогидродинамических условий рудоотложения. Вопросы структурных условий формирования рудных полей и расположения в их пределах рудных месторождений в работе не рассматриваются. В соответствии с узкой направленностью работы в ней отсутствуют и систематические описания структурных типов постмагматических рудных месторождений: они полно охарактеризованы в ряде сводных статей, учебников и пособий [18, 63, 100, 136, 165].

В процессе работы над книгой и при подготовке рукописи к печати много ценных советов автор получил от Ю.Г. Сафонова, В.Ф. Чернышева, Е.П. Малиновского. В оформлении работы автору оказали помощь О.Н. Кунаева, Г.А. Шапенко. Всем этим товарищам автор приносит искреннюю благодарность.

ВВЕДЕНИЕ

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

Как следует из названия работы, объектом ее рассмотрения являются рудные месторождения. Под рудным месторождением понимается природное скопление металлических руд, имеющее обычно промышленную ценность. Группа месторождений, объединяемых общностью происхождения и единством геологической структуры, представляет собой рудное поле [136].

Еще не так давно, всего несколько десятков лет тому назад, структуру месторождений понимали как сочетание в их строении тектонических элементов, а именно рудоносных складчатых и разрывных нарушений, а также послерудных разрывов, усложняющих первоначальное залегание руд.

В настоящее время эти понятия существенно расширены. Под термином "структура рудного месторождения" понимается совокупность элементов геологического строения, определяющих форму рудного месторождения и влияющих на локализацию оруденения [63]. Такими элементами являются складчатые и разрывные нарушения, проявленные в пределах месторождения и вмещающие оруденение породы с присущими им физико-механическими и химическими свойствами, такими, как способность к трещинообразованию, проницаемость, пористость, а также отношение к рудоносным растворам — способность вступать с ними в химические взаимодействия.

Формирование месторождения — процесс длительный, и в ходе его элементы геологического строения часто существенно изменяются. Возникают разрывные нарушения и во время рудоотложения и после него; благодаря взаимодействию с рудоносными растворами изменяется минеральный состав пород, а соответственно и химические свойства, меняются и физико-механические свойства пород — проницаемость, стойкость к тектоническим напряжениям и т.д. Поэтому геолог должен подходить к изучению структуры рудного месторождения так же, как подходит он к изучению других геологических объектов, т.е. стремиться познать формирование месторождения в историческом аспекте, а не фиксировать лишь видимые соотношения как уже готовые.

ЗНАЧЕНИЕ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из приведенных определений видно, что предмет имеет прежде всего прикладное значение, поскольку выяснение элементов геологического строения, определяющих форму месторождения и влияющих на локализацию оруденения, способствует установлению закономерностей размещения рудных тел, генезиса их формы. Можно привести ряд примеров, когда правильное понимание роли различных геологических элементов в строении месторождения, т.е. особенностей его структуры, существенно сказалось на определении его перспектив и способствовало рациональному направлению геолого-разведочных работ. Так, месторождение Тырнауз представлялось в виде простой близширотной антиклинальной складки, погружающейся круто на восток и переходящей к югу в синклиналь [125]. Согласно этой схеме принималось, что скарновые рудные тела размещаются по стратиграфическому контакту роговиков и подстилающих их мраморов. Детальное изучение скарнов, проведенное А.В. Пэком [125], показало, что они приурочены к крутопадающему доскарновому тектоническому контакту. Было высказано предположение, что скарны протягиваются вдоль этого разлома глубоко вниз, что и подтвердилось последующими разведочными работами. В дальнейшем были внесены некоторые уточнения, не изменившие основу этого предположения.

На меднорудном месторождении Турья существенную помощь в разведке оказало установление факта приуроченности оруденения к пироксеновым скарнам. На многих месторождениях при детальном исследовании разрывные нарушения, трактованные как послерудные, на самом деле оказались дорудными, определяющими первоначальную форму рудных тел, что существенно повлияло на проведение дальнейших разведочных работ. На целом ряде месторождений в результате изучения истории развития тектоники было предсказано положение обогащенных участков. Детальное изучение послерудных нарушений помогает найти смещенные части рудных тел.

Важность проведения геолого-структурных исследований подчеркивалась неоднократно нашими ведущими геологами. В.А. Обручев считал, что успех дела при поисках и разведке рудных месторождений в значительной степени зависит от того, насколько тщательно изучена тектоника района. А.Е. Ферсман утверждал, что изучение геохимических процессов возможно лишь в комплексе с тектоническими исследованиями. Большое значение геолого-структурным исследованиям придавал А.Г. Бетехтин. В.Н. Котляр подчеркивал важность геолого-структурных исследований и исторического подхода с выделением дорудного, внутрирудного и послерудного этапов развития структуры. С.С. Смирнов утверждал, что "прикладная геология есть прежде всего структурная геология".

Связь с другими отраслями знаний. Как видно из названия предмета исследования, он связан прежде всего с двумя дисциплинами — структурной геологией и учением о рудных месторождениях.

Структурная геология — направление, изучающее строение земной коры, выраженное условиями залегания и взаимоотношениями горных пород, — в свою очередь связана: а) со стратиграфией (последовательность отложения слоистых толщ); б) с литологией и петрографией (минеральный состав, текстуры, структуры осадочных, изверженных, метаморфических пород, их изменение в связи с процессом оруденения); в) тектоникой (изменения залегания и соотношений пород после их образования); г) петрофизикой (упругие свойства пород, проницаемость, пористость); д) геоморфологией (отражение геологической структуры в современном рельефе); е) механикой и сопротивлением материалов (анализ деформаций пород с позиций этих разделов знания).

Учение о рудных месторождениях связано с минералогией — установлением минерального состава руд и соотношений их компонентов, с физической и неорганической химией — изучением химического состава руд, объяснением процессов рудообразования, сопутствующего изменения вмещающих пород в процессе минерализации, а также с термобарогеохимией и гидродинамикой (температурный режим и условия давления при рудообразовании, способ и пути движения рудоносных растворов).

Методы исследования, используемые геологами при изучении структур рудных месторождений, в значительной мере те же, что и применяемые при других геологических работах. Основным методом является геологическая съемка различных масштабов в зависимости от поставленных задач, размеров и сложности строения объекта, его генетического типа, размеров отдельных рудных тел и т.д. Существенную помощь в проведении геологического картирования поверхности рудных полей оказывает аэрофотосъемка. Имеются также отдельные примеры использования космических снимков.

Помимо геологической съемки поверхности, по мере вскрытия месторождения на глубину производится детальное геологическое картирование подземных горных выработок. С этой целью документируются все горизонтальные, а также вертикальные горные выработки, прежде всего те, которые соединяют разные горизонты. Основываясь на данных съемки поверхности, всех подземных горных выработок и буровых скважин, составляются разрезы через наиболее хорошо вскрытые участки, а также геологические планы вскрываемых горизонтов, что позволяет выявить изменение структуры месторождений с глубиной.

При проведении документации горных выработок как под землей, так и на поверхности собирается материал для изучения руд, физико-механических свойств и петрографического состава пород, их изменения под воздействием рудоносных растворов, отмечаются соотношения жил разного состава. Проводится специальное изучение полированных и прозрачных шлифов для выяснения состава рудных и нерудных компонентов, характера сростаний, изменений минералов при воздействии на них более молодых, пересекающих их жил и прожилков. Петрографическое изучение ведется целеустремленно. Главная

задача его — выяснить первоначальный состав пород, их влияние на рудоотложение, изменение при гидротермальном процессе.

Основываясь на данных наблюдений и документации, делается попытка проанализировать тектонические явления в породах, объяснить причину их проявления с точки зрения механики и сопротивления материалов. Такой анализ позволяет установить общий план деформации данного участка, выявить закономерности развития его структуры в пространстве и во времени.

Помимо исследования физико-механических свойств пород, их влияния на продвижение рудоносных растворов и на рудоотложение, а также их изменения в процессе рудообразования, выясняются направления действующих усилий, т.е. динамическая обстановка процесса деформации. Это производится путем изучения скорости прохождения упругих волн, а также с применением микроструктурного анализа, т.е. статистическим изучением закономерностей поведения анизотропных минералов в деформированных породах.

Чрезвычайно важную подсобную роль играют работы по моделированию деформационных структур, имитирующие структуру данного участка. Особенно распространено моделирование складчатых и разрывных деформаций на оптически активных материалах, позволяющих выяснить распределение напряжений на деформируемых поверхностях. Весьма перспективным представляется изучение закономерностей движения растворов в средах с различной проницаемостью. Этот так называемый метод электрогидродинамических аналогий основан на наблюдениях по проводимости электрического тока в соседствующих материалах с различной электропроводностью.

В дальнейшем обо всех методах будет сказано подробнее. Будут приведены некоторые примеры, иллюстрирующие их применение при изучении структур рудных месторождений и выяснении причин возникновения участков, обогащенных рудой.

В настоящее время при изучении рудных месторождений широко применяются статистические методы, способствующие объективному вскрытию закономерностей, не выявляемых при обычных наблюдениях. В книге нет специального раздела, посвященного этим методам. Однако статистический подход в изучении структур рудных месторождений показан на ряде конкретных простых примеров.

ИЗ ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эмпирические закономерности залегания руд несомненно были известны еще древним рудокопам. Уже в X—XI вв. рудокопы имели представление об определенном образом ориентированных обогащенных рудой участках, которые они нередко полностью вырабатывали. Приобретенные в процессе работы наблюдения устно передавались из поколения в поколение; письменные свидетельства систематизации накопленного опыта не известны.

Первая известная к настоящему времени попытка обобщить накопленный опыт по структурам рудных месторождений была сделана

Агриколой (1494—1555), который опубликовал классификацию рудных месторождений, основанную на их форме. Он выделил жилы, пластовые залежи, оруденелые участки (штоки), прожилки. Такое морфологическое разделение рудных месторождений не потеряло практического значения и до настоящего времени.

Однако причины возникновения закономерностей размещения рудных скоплений ни Агрикола, ни другие ученые и в XVI, и в XVII вв. выяснить не стремились.

Попытку научного объяснения ряда закономерностей размещения оруденения сделал М.В. Ломоносов (1711—1765), основываясь на личных наблюдениях, проведенных в горных выработках достаточно хорошо вскрытых к тому времени месторождений Саксонских Рудных гор. В работе "Первые основания металлургии или рудных дел" (написана в 1742 г., опубликована в 1763 г., переиздана в 1949 г.) он поставил вопрос о возможных причинах возникновения различных форм рудных тел и появления в них обогащенных участков. По его представлениям, рудные жилы — это минеральные массы, осевшие из горячих водных растворов солей или паров в трещинах. Трещины образованы тектоническими причинами до рудообразования, позже они заполнились рудой и подвергались послерудным нарушениям. Указывает М.В. Ломоносов и на приоткрывание трещин с последующим их выполнением. Он отмечает также, что по взаимному пересечению рудных жил можно определить их относительный возраст.

Интересны рассуждения М.В. Ломоносова об образовании рудных столбов: "При этом подмечено... Когда две жилы в одну сойдутся, то бывает из них сложенная рудами высоких металлов обильнее, нежели каждая из одинаких".

Специальные геолого-структурные исследования проводились в прошлом столетии на месторождениях Рудных гор. Среди исследователей, уделявших существенное внимание этим вопросам, должны быть отмечены ученые Фрейбергской горной академии Г.Мюллер, Б. Котта, В. Фибиг. Они опубликовали весьма интересные данные, отражающие роль структуры в размещении рудных скоплений на месторождениях Фрейберга и близлежащих рудных объектах. В частности, в их работах много внимания уделяется вопросу формирования рудных столбов, а Б.Котта в 1855 г. рассмотрел механизм их образования в связи с приоткрыванием изогнутых участков трещин при перемещении их стенок одной относительно другой, но эти представления вскоре были забыты.

В начале нашего столетия планомерное изучение геологической структуры рудных месторождений в Рудных горах практически прекратилось. Внимание исследователей было обращено на детальное изучение минерального состава руд.

С конца прошлого века детальные геолого-структурные исследования были начаты в США и Канаде, а затем и в Австралии. Там они широко проводятся и в настоящее время.

В 1929 г. появилась статья К. Хьюлина [158], в которой он изложил представления о формировании рудных столбов, тождественные высказанным ранее немецким геологом Б.Котта. В дальней-

шем эти представления были развиты в большой обобщающей работе американских геологов под редакцией В. Ньюхауза (см. ниже).

В России в XVIII—XIX вв. материалы по геологическому строению рудных месторождений накапливались у инженеров, руководящих их разведкой и эксплуатацией, однако они не публиковались.

В 1789—1794 гг. горные инженеры Дорофей Лебедев и Михаил Иванов составили первую русскую геологическую карту, в которую вошла часть Нерчинского горного округа. Она характеризуется детальностью исполнения и четким выделением закономерностей размещения оруденения. В 1892—1897 гг. Л.И. Лутугин составил геологическую карту Донбасса; на выставке в Турине она получила высшую награду — большую золотую медаль.

Теоретические обобщения по вопросам закономерностей условий залегания и формы рудных тел в России появились в начале XX в. в связи с некоторым подъемом отечественной промышленности. В 1900 г. Н.К. Высоцкий опубликовал результаты исследований, проведенных им на Кочкарских золоторудных месторождениях (Урал). Он показал, что обогащенные участки гидротермальных рудных тел возникают на искривлениях рудоносных разрывов, что связано с подвижками по ним в процессе оруденения. Таким образом, он повторил наблюдения, сделанные ранее Б.Котта. В последующие годы Н.К. Высоцкий занимался изучением платиновых месторождений Исковского и Нижнетагильского районов на Урале. Он охарактеризовал особенности структуры платиноносных массивов основных пород и закономерности размещения в них оруденения.

Должны быть особо отмечены детальные исследования Е.С. Федорова и В.В. Никитина, выполненные в конце прошлого века на Турьинских меднорудных месторождениях. Ими были установлены морфология рудных тел и закономерности их размещения. Эти работы имели более широкое значение для месторождений скарнового типа других районов. Большой заслугой Е.С. Федорова является высокий уровень поставленного им геологического обслуживания рудников. Крупнейший кристаллограф, он вместе с тем является, по существу, основателем отечественной рудничной геологии. Детальные геологические исследования Е.С. Федоров совместно с Н. Успенским провел также в начале этого века на Кедабекском меднорудном месторождении (Кавказ).

В дореволюционные годы А.Н. Заварицкий проводил детальное изучение железорудного месторождения горы Магнитной на Урале; результаты этих работ были опубликованы уже после Октябрьской революции, в 1923—1927 гг. Большое внимание он уделил выяснению генезиса формы рудных тел. Им было установлено, что рудоносные скарны являются постмагматическими образованиями, более молодыми относительно якобы секущих их даек лампрофиров.

Целый ряд важных закономерностей в положении оруденения золоторудных месторождений, а также в их размещении на площади рудных районов был установлен В.А. Обручевым для различных территорий Сибири.

В первые годы после Октябрьской революции детального изучения структур рудных месторождений не проводилось. Но с конца 20-х годов, с начала первых пятилеток, такие исследования широко развернулись, что было связано с началом освоения многочисленных рудных объектов. И уже в 1936 г. появилось первое в мире методическое пособие по детальным геолого-структурным исследованиям, принадлежащее перу крупного исследователя — профессора А.В. Королева (г. Ташкент) [55, 56]. Эта книга не потеряла научно-практического значения и в настоящее время.

Большую роль в изучении структур рудных полей и месторождений в Советском Союзе сыграли работы В.А. Обручева [94], В.М. Крейтера [61, 62], Ф.И. Вольфсона [22], М.А. Усова [150], пособие "К методике геологической съемки" под редакцией Н.И. Бородаевского [53] и ряд других. Особое значение имело опубликованное в 1956 г. учебное пособие В.М. Крейтера. На проведение детальных исследований структур рудных месторождений с применением метода микроструктурного анализа, а также основ механики и сопротивления материалов большое влияние оказали работы А.В. Пэка [121, 123], Н.А. Елисеева [43]. Важную роль в развитии работ по изучению структур рудных полей и месторождений сыграл выпуск в свет переводных и оригинальных отечественных пособий по структурной геологии [2, 12, 17, 149, 151, 156]. Краткий обзор работ по изучению структур рудных полей и месторождений, выполненных за первые 40 лет после Октябрьской революции, дан в двух сводных статьях [24, 65]. Первые итоги исследования физико-механических свойств горных пород и их влияния на рудо-локализацию были подведены в работе Ю.А. Розанова [129].

В настоящее время изучением структур рудных месторождений занимается большое число геологов. В ряде научно-исследовательских институтов Министерства геологии СССР, других министерств и ведомств, Академии наук СССР и союзных республик имеются специализированные лаборатории или группы. Ими проводятся целенаправленные исследования, зачастую совместно со специалистами других направлений, публикуются многочисленные работы, освещающие полученные результаты. Большие исследования проводятся геологами, работающими на разведываемых и эксплуатируемых объектах. Много публикаций посвящено характеристике отдельных рудных месторождений. При Научном совете по рудообразованию ОГГГ АН СССР имеется специальная секция "Изучение структурных условий рудообразования". Она организует общесоюзные совещания для ознакомления с результатами исследований и координации их направления. Последние такие совещания состоялись в г. Ереване в мае 1981 г. (по теме "Современные методы изучения структур эндогенных рудных месторождений") и во Владивостоке (сентябрь 1985 г.).

Для геолого-структурных исследований советских геологов характерна особая методология в изучении рудных объектов. Им свойствен исторический подход, стремление познать геологическую структуру месторождения и рудного поля в их развитии, расшифровать процесс их становления. Некоторые советские геологи даже считают

нужным включать этот принцип в определение основного понятия и рассматривают структуру рудного месторождения как "совокупность элементов геологического строения в их развитии" [63]. Геологи западных стран чаще характеризуют структуру месторождения, не вдаваясь в анализ ее становления, развития.

Советскими геологами разрабатывается ряд проблем, имеющих целью вскрыть общие взаимосвязи формирования геологических структур эндогенных рудных месторождений с различными факторами. Так, существенное внимание уделяется выяснению зависимости структур месторождений от приуроченности их к областям с различной историей геологического развития. Разрабатываются вопросы структурной зональности как в региональном аспекте, так и в локальном проявлении ее и по латерали, и по вертикали. Анализируется зависимость структур месторождений от глубин их формирования.

В последние годы в работах советских геологов намечается стремление увязать данные геолого-структурных исследований с другими отраслями знания. Так, существенное значение придается выяснению зависимости геолого-структурных условий рудоотложения от физико-химических параметров, температуры, давления, а также влияния этих условий на генетические особенности эндогенных рудных месторождений. Серьезно изучаются петрофизические свойства горных пород, их влияние на формирование геологических структур и рудоотложение. Уделяется внимание моделированию структур эндогенных месторождений и гидродинамических условий локализации оруденения. Вместе с тем детально изучаются структуры отдельных рудных месторождений и рудных полей различных генетических типов и ведется дальнейшая разработка традиционных и новых специальных методов исследования.

Имеется ряд сводных работ советских геологов, посвященных вопросам изучения структур рудных полей и месторождений. Таковы работы Я.Н. Белевцева [7], Ф.И. Вольфсона и П.Д. Яковлева [26], А.В. Королева [55, 56], А.В. Королева и П.А. Шехтмана [58], В.М. Крейтера [62, 63], А.В. Пэка [126], Г.Ф. Яковлева [165], а также специальные монографии: "Основные вопросы..." [97], "Структурные условия..." [144], "Геолого-структурные методы..." [32]. В ряде сборников рассматриваются методы исследований и характеризуются структуры отдельных месторождений [27—30]. Опубликованы атласы, обобщающие данные по структурам рудных полей и месторождений различных генетических типов [5, 6]. Большой раздел посвящен структурам рудных полей и месторождений в работе В.И. Смирнова "Геология полезных ископаемых" [136]. Краткие характеристики геологических структур приведены в трехтомном издании "Рудные месторождения СССР" [132]. Имеется специальный сборник "Проблемы образования рудных столбов" [112]. Много статей помещено в журналах "Геология рудных месторождений", "Известия АН СССР. Сер. геол.", "Советская геология", "Геология и разведка" и в периодических изданиях республиканских академий наук, а также научно-исследовательских институтов Министерства геологии СССР и союзных республик. Изучению физико-механических свойств

посвящены коллективные сборники "Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры" [155], "Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных рудных месторождений" [130]. В специальном тематическом сборнике "Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза" [163] подведены итоги экспериментального воссоздания моделей геологических структур.

В 1982 г. вышла книга "Геолого-структурные методы изучения эндогенных рудных месторождений". В ней наряду с характеристикой современных методов рассматривается ряд общих вопросов исследования.

Из зарубежных изданий сводного характера, специально посвященных геологии рудных месторождений, должна быть отмечена уже упомянутая работа под редакцией В. Ньюхауза "Ore deposits as related to structural feature" (1942), а также "Geology of Australian ore deposits" (1953). Много сведений по геологическим структурам рудных месторождений в сборниках "Геология рудных месторождений западных штатов США" [31], "Рудные месторождения США" [133], "Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи" [110]. Специально характеристикам структур рудных месторождений различных типов посвящен сборник статей, взятых из зарубежных периодических изданий, "Проблемы эндогенных месторождений" [115].

Статьи, характеризующие структуры рудных полей и месторождений, помещаются в многочисленных периодических изданиях США, Канады, стран Западной Европы.

Вопросами структур рудных полей и месторождений и детальным изучением конкретных рудных объектов успешно занимаются в социалистических странах. В ГДР работы, посвященные этому вопросу, публикуются в изданиях Фрейбергской горной академии, Академии наук. Чехословацкие геологи печатают результаты исследований в изданиях Геологической службы, Чехословацкой академии наук, Пражского университета. В Болгарии работы по изучению структур рудных полей и месторождений публикуются в изданиях вузов, Болгарской академии наук. Несколько лет тому назад вышла в свет оригинальная работа С.С. Стоянова "Механизм формирования разрывных зон" [143], трактующая с современных научных позиций динамику и кинематику развития разрывных нарушений. В Румынии результаты геолого-структурных исследований печатаются в изданиях вузов, Академии наук и других научных организаций. Научно-методические основы исследований, проводимых геологами социалистических стран, близки к принятым советской школой.

ГЛАВА I

ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

1. ДЕФОРМАЦИЯ ТВЕРДОГО ТЕЛА

При изучении структур рудных полей и месторождений геолог прежде всего имеет дело с тектоническими явлениями. Тектоника как наука о деформациях земной коры представляет собой, по существу, прикладную механику. Поэтому на аналогичные понятия тектоники переносят термины, принятые в механике. Следует, однако, иметь в виду, что такое перенесение терминов несколько условно, поскольку явления, наблюдаемые в природе, значительно сложнее и многообразнее, чем в экспериментах. Но пока нет специальной терминологии, которая учитывала бы все особенности тектонических явлений. Поэтому используются следующие понятия, принятые в механике твердого тела.

Деформация. Под этим термином понимается изменение формы или размеров тела либо какой-нибудь его части без изменения массы. Различаются однородная и неоднородная деформации.

При однородной деформации две какие-либо части тела, обладавшие до деформации подобной формой и ориентировкой, сохраняют и после деформации форму и ориентировку, подобные первоначальным. При однородной деформации прямые линии остаются прямыми, параллельные — параллельными, хотя расстояния между ними могут изменяться. При неоднородной деформации эти условия не сохраняются. Первоначально прямые линии становятся кривыми и непараллельными. В формировании геологических структур и в структурах эндогенных рудных месторождений проявляются оба эти вида деформаций.

Деформации разделяются также на упругие и остаточные. Упругие деформации характеризуются тем, что при устранении воздействия вызвавших их сил тело полностью восстанавливает свое первоначальное состояние. При остаточной деформации, после удаления воздействия вызвавшей ее силы, тело не восстанавливает полностью своего первоначального состояния.

Остаточная деформация может проявляться в виде пластической деформации, когда форма и объем изменяются без нарушения сплошности материала, либо в виде хрупкого разрушения тела без заметного проявления пластической деформации. Какой деформации

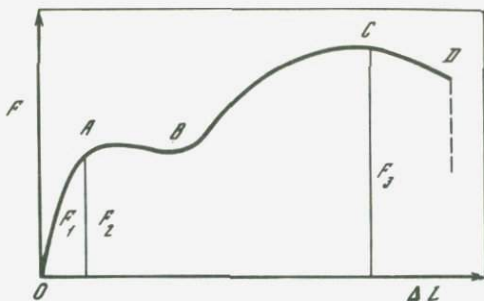


Рис. 1. Диаграмма зависимости между усилием, приложенным к стальному стержню, и его деформацией

F — величина усилия; ΔL — приращение длины стержня; OA — упругая деформация (прямая пропорциональность между усилием и деформацией) 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

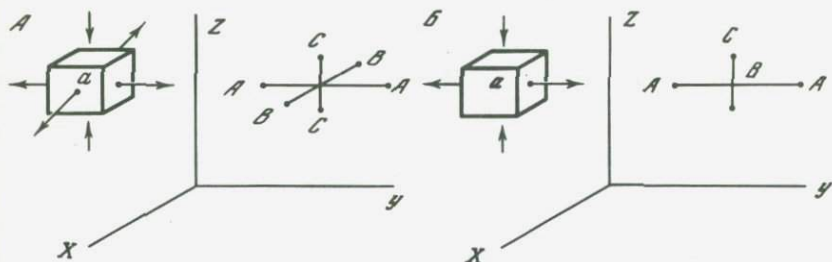


Рис. 2. Деформация твердого изотропного тела

A — объемная, или трехосная; B — плоская, или двухосная. Объяснения см. в тексте

преимущественно подвергается данное тело — пластической или хрупкой, зависит от свойств материала (соответственно различаются пластичные и хрупкие тела в обычных условиях давления и температуры), от продолжительности воздействия силы, от температуры, при которой происходит деформация, и т.д. Так, вар при мгновенном воздействии силы разрушается как хрупкое тело, но при долгом лежании растекается под собственным весом без нарушения сплошности. Известняки в поверхностных условиях хрупки, но на больших глубинах, в условиях повышенных температуры и давления, они деформируются как пластичные тела.

Соотношение упругой и остаточной деформации, приводящей к разрушению тела, наглядно показывает известная кривая зависимости между воздействующей силой и деформацией стального образца (рис. 1).

Отрезок OA характеризует наличие прямой пропорциональности между деформацией и вызвавшей ее силой, т.е. на этом интервале действует закон Гука, проявляется упругая деформация. При снятии силы тело возвращается к своему первоначальному состоянию, т.е. приращение длины образца снимается. Так ведет себя тело до

значения силы F_1 . Соответствующая ему точка A на кривой представляет собой предел пропорциональности. По значению силе F_1 очень близка сила F_2 — предел упругости, начиная с которого наряду с упругой проявляется уже и остаточная деформация, т.е. при снятии силы тело не восстанавливает полностью своего первоначального состояния.

От точки A до точки B деформация — удлинение образца — растет без изменения силы, а затем до точки C — при медленном ее возрастании. Точка C , отвечающая значению силы F_3 , отражает предел прочности. Теоретически дальнейшая деформация должна фиксироваться прямой, параллельной оси абсцисс. Однако в эксперименте она имеет наклон благодаря появлению в образце "шейки", т.е. уменьшению его сечения. Это соответствует стадии пластической деформации без разрыва. В точке D происходит разрыв образца с мгновенным падением значения силы F до нуля.

Деформации по своему проявлению разделяются и иным способом. Различают деформацию объемную, или трехосную, и плоскую, или двухосную.

При объемной деформации изменение формы тела происходит в трех направлениях. Примером может служить сплющивание кубика из резины или из пластилина. Трехосную деформацию можно выразить в виде трех ее главных осей в трехосной системе координат (рис. 2, A). Они обозначаются: ось A — направление наибольшего растяжения; B — средняя ось; C — короткая ось, ось сжатия.

Если первоначально ребро кубика, на который действует сила P , имело величину a , то его деформация в общем виде может быть выражена следующим образом: $A > B > C$; $C < a$.

При плоской, или двухосной, деформации (рис. 2, B) изменение формы тела происходит только в одной плоскости. Ее можно выразить в виде двух отрезков в двухосной системе координат — A и C , а ось B остается равной первоначальному размеру ребра кубика a . Соотношение между осями деформации выглядит так: $A > a > C$; $B = a$.

Напряжение. При рассмотрении деформации чаще говорят не о силе, а о напряжении, обусловившем ее проявление, т.е. о величине силы, приходящейся на единицу площади данного сечения деформируемого тела.

В экспериментах и в природных условиях выделяются нормальные и касательные, или скалывающие, напряжения.

Под нормальными понимают напряжения, действующие на площадях, располагающихся перпендикулярно оси растягиваемого или сжимаемого образца (тела). Они обозначаются буквой σ . Скалывающие, или касательные, напряжения действуют в плоскости данной площади; они обозначаются буквой τ .

Рассмотрим соотношение нормальных и скалывающих напряжений на образце, подтергнутом сжатию (рис. 3). К изотропному образцу с сечением S приложена сила P . В однородном образце нормальное напряжение $\sigma = P/S$. Проведем в образце сечение S_1 под углом α к сечению S . Площадь его будет равна $S_1 = S/\cos\alpha$.

Рис. 3. Нормальные и касательные (скалывающие) напряжения в сечении, проведенном косо относительно направления сжимающих усилий [121]

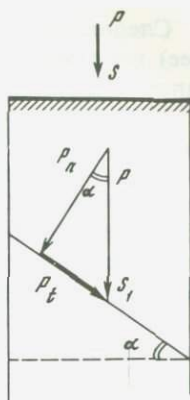
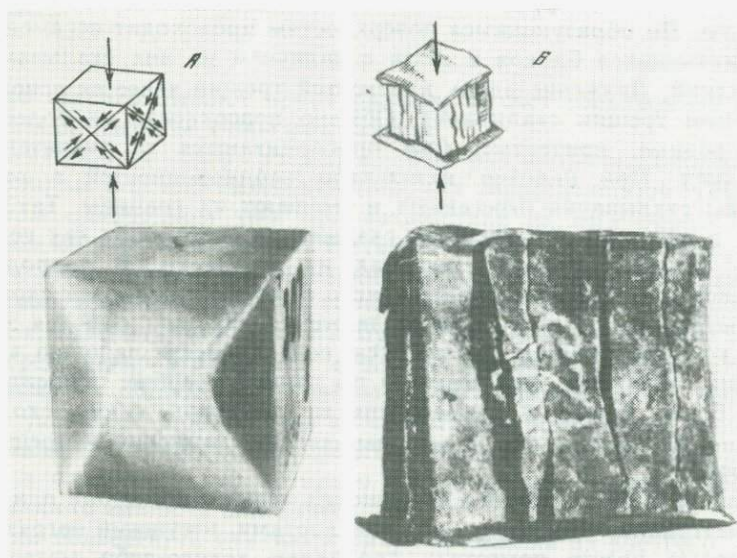


Рис. 4. Хрупкое разрушение кубика однородной горной породы при сжатии [121]

А — образование четырех систем трещин скалывания, стрелками показаны направления относительных перемещений; Б — разрушение с образованием трещин отрыва; между образцом и плунжерами прессы положены свинцовые прокладки



Равнодействующая сила в этом сечении будет также P ; по правилу параллелограмма сил она может быть разложена на две составляющие: P_n — сила, нормальная к плоскости S_1 , и P_t — сила, касательная к этой плоскости.

Нормальное напряжение σ_1 на плоскости S_1 будет $\sigma_1 = P_n/S_1$, где $P_n = P \cos \alpha$, откуда $\sigma_1 = P/S \cos^2 \alpha = \sigma \cos^2 \alpha$. По формуле приведения $\cos 2\alpha = 2\cos^2 \alpha - 1$ получаем $\sigma_1 = 1/2 \sigma(1 + \cos 2\alpha)$. σ_1 будет иметь максимальную величину, когда $\cos 2\alpha = 1$, т.е. $\alpha = 0$. Иными словами, наибольшее нормальное напряжение действует в поперечном сечении, перпендикулярном оси сжатия.

Касательное напряжение τ_1 на плоскости S_1 равно $\tau_1 = P_t/S_1$, где $P_t = P \sin \alpha$, откуда $\tau_1 = P \sin \alpha \cos \alpha / S = \sigma \sin \alpha \cos \alpha$. По формуле приведения $\sin 2\alpha = 2 \sin \alpha \cos \alpha$ получаем $\tau_1 = 1/2 \sigma \sin 2\alpha$. τ_1 будет иметь максимальную величину, когда $\sin 2\alpha = 1$, т.е. $\alpha = 45^\circ$.

18858

Следовательно, теоретически наибольшее касательное (скалывающее) напряжение действует в сечении, наклоненном под углом 45° к направлению оси сжатия.

Рассмотрим теперь некоторые эксперименты по деформации, приводящие к хрупкому разрушению образца, имеющие многочисленные аналоги в природных условиях. При сжатии кубика из изотропного хрупкого материала, помещенного непосредственно между плунжерами пресса, в нем образуются четыре системы трещин, выкалывающие две пирамиды, сходящиеся вершинами (рис. 4, А). Это трещины скалывания; их образование обусловлено действием касательных (или скалывающих) напряжений. Как было показано выше, теоретически каждая из этих систем должна располагаться под углом 45° относительно направления сжимающих усилий. Однако практически это не выдерживается. В более хрупких породах этот угол меньше 45° , а в менее хрупких (более пластичных) — больше этой величины. По образующимся поверхностям происходит перемещение выкалывающихся блоков в связи с наличием на них скалывающих напряжений. Движение вдоль плоскостей трещин является основным признаком трещин скалывания. Обычно поверхности их более или менее ровные, притертые. Они прослеживаются на значительные расстояния. При наличии каких-либо неоднородностей в породе трещины скалывания пересекают и смещают их границы. Так, например, в конгломерате трещины скалывания пересекают как цемент, так и обломки породы, разрезая их на части. В природе на поверхностях трещин скалывания часто отмечаются борозды скольжения, вытянутые по направлению движения. На них имеются зазубрины, которые хорошо чувствуются, если провести ладонью в направлении, обратном перемещению по данной трещине прилежащего к ней блока пород. В направлении же движения ладонь скользит свободно. Так можно определить направление движения по трещинам скалывания.

Иной характер хрупкого разрушения испытывает кубик однородного материала, если между его плоскостями, несущими нагрузку, и плунжерами пресса поместить прокладки какого-либо материала, уменьшающего трение (например, пластинки свинца). Это дает возможность проскальзывания по поверхностям образца, прилежащим к плунжерам, и "раздачи" его в стороны. В таком случае в кубике возникают трещины, параллельные оси его сжатия, приоткрытые в перпендикулярном направлении, т.е. в направлении возможного их расхождения. Это трещины отрыва (рис. 4, Б). Они характеризуются неровными "рваными" ограничениями, признаков притирания на их поверхностях нет. При наличии в материале каких-либо неоднородностей трещины отрыва приспособляются к ним, разрываясь в менее прочном материале либо следуя контактам с неоднородными включениями. Так, при пересечении конгломератов трещины отрыва возникают в цементе либо по контактам его с гальками, не пересекая их. Для трещин отрыва характерна невыдержанность по простиранию и падению, выклинка и появление других параллельных трещин, часто располагающихся кулисами. Трещины

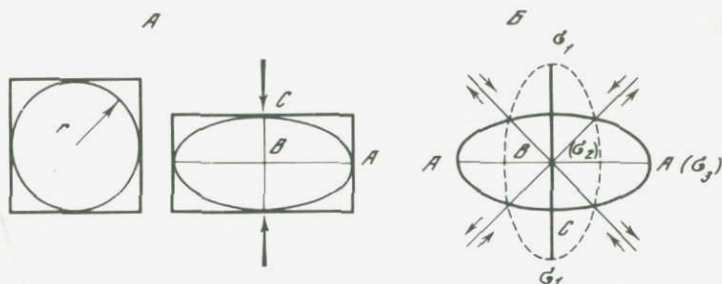


Рис. 5. Деформация "чистый сдвиг"

A — деформация кубика упругого материала под воздействием сжатия (показано стрелками); *B* — эллипсоид деформации (сплошной контур), проекция на плоскость параллельную большой (*A*) и малой (*C*) осей деформации; средняя ось *B* перпендикулярна плоскости чертежа. Штриховая линия — эллипсоид напряжений, параллельную осям максимальных (σ_1) и минимальных (σ_2) сжимающих напряжений. Стрелки показывают направления перемещений по трещинам скалывания

отрыва нередко бывают приоткрытыми за счет расхождения стенок в перпендикулярном к ним направлении.

Эллипсоид деформации. Мы рассмотрели эксперименты, проводимые с целью выяснения того, как распределяются трещины в хрупком однородном теле при воздействии на него определенным образом направленных усилий. Но геологам требуется решить обратную задачу. Они должны на основании наблюдений над пространственным расположением трещин в горных породах, слагающих какой-либо участок, выяснить, как были к нему приложены тектонические усилия. Непосредственно это решить нельзя, и вполне естественно стремление выявить общую связь наблюдаемых деформаций с приложенными усилиями. Простейшим способом выражения таких соотношений является графическое представление об упругой деформации шара в эллипсоид, оси которого соответствуют главным осям деформации (о них речь шла ранее).

Если подвергнуть сжатию кубик, вырезанный из упругого однородного материала, то он (до момента преодоления предела упругости) перейдет в прямоугольный параллелепипед. Шар же, вписанный в этот кубик, превратится в трехосный эллипсоид. Эта деформация называется чистым сдвигом (рис. 5, *A*): r — радиус шара, вписанного в кубик; *A* — большая ось эллипсоида (ось максимального растяжения); *B* — средняя ось (ось среднего растяжения); *C* — малая ось (ось максимального сжатия). При этом $A > B > C$ и в общем случае $A > r$; $B > r$; $C < r$, т.е. произойдет трехосная деформация — сжатие в одном и растяжение в двух направлениях.

В природных условиях оказывается, что растяжения по оси *B* практически не происходит; им можно пренебречь и считать деформацию за плоскую двухосную, при которой $B = r$. Удобство этого допущения в том, что двухосную деформацию легко изобразить в одной плоскости. Это будет эллипс с осями *A* и *C*, а ось *B* смотрит на читателя; проекция ее выразится в виде точки.

Следует иметь в виду, что на плоскости чертежа эллипсоид деформации, а при плоской деформации эллипс рисуются для наглядности очень удлинёнными (или, что то же, сплюснутыми), хотя в природных условиях предел упругости горных пород достигается при относительно малой деформации, и отражающий ее эллипсоид (до хрупкого разрушения) должен мало отличаться от шара (или при плоской деформации — от круга).

Ранее было показано, что при сжатии кубика из хрупкого материала в нем возникают трещины скалывания теоретически под углом 45° к оси сжатия, при наличии же прокладки — смазки — появляются трещины отрыва, параллельные оси сжатия.

Если объединить эти факты с представлением об упругой деформации шара в эллипсоид, то получится такая фигура: эллипсоид деформации с двумя системами трещин скалывания, пересекающихся в оси B , и трещины отрыва, проходящие параллельно плоскости CB . Это отражено на рис. 5, B , где стрелками показаны направления относительных перемещений по трещинам скалывания. Такое объединение не очень строгое, но все же практически возможное, поскольку в хрупких телах, какими часто являются горные породы, упругая деформация быстро сменяется хрупким разрушением.

Совместное проявление всех трех систем трещин иногда наблюдается и в природе. Чаще же возникают либо обе системы трещин скалывания, либо (в случае существенной анизотропии породы) только одна из них. В других случаях отчетливо проявляются и трещины отрыва. Согласно данным экспериментов и наблюдений на природных объектах, выяснено, что образование трещин скалывания несколько предшествует трещинам отрыва.

Ранее было сказано, что при рассмотрении явлений деформации в природных условиях зачастую растяжением по оси B можно пренебречь и считать деформацию за плоскую. Но все же нередко проявляется и трехосная деформация, когда возникают четыре системы трещин скалывания, т.е. происходит растяжение и по оси B эллипсоида. Для простоты анализа подобную трехосную деформацию обычно искусственно разделяют на две как бы проявившиеся последовательно двухосные деформации.

При анализе тектоники какой-либо территории вместо эллипсоида деформации нередко используется представление об эллипсоиде напряжений. Большая ось его, обозначаемая σ_1 , соответствующая максимальному сжимающему усилию, по положению примерно отвечает малой оси (оси C), а меньшая — ось σ_3 — близка по положению большой оси (оси A) эллипсоида деформации. Средняя ось напряжения σ_2 совпадает с осью B эллипсоида деформации (см. рис. 5, B).

Особенно часто в геологии пользуются этим понятием при петрофизических исследованиях, когда требуется выяснить общую картину напряженного состояния данного участка земной коры в тот или иной момент его тектонического развития. В таких случаях иногда используется указанная выше закономерность: в относительно хрупких породах угол между трещинами скалывания, открытый в сторону

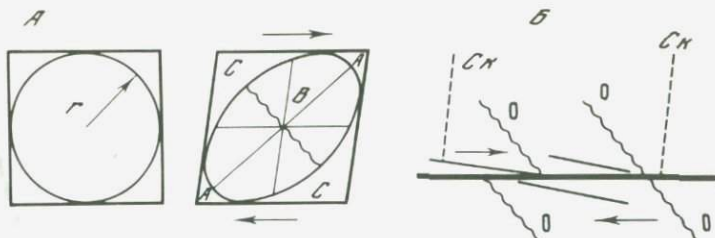


Рис. 6. Деформация "сдвиг" квадрата, выделенного в изотропной породе

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

действия сжимающих усилий, как правило, меньше 90° . Однако во избежание возможных ошибок для определения направления сжимающих усилий пользоваться сопряженными трещинами скалывания можно лишь в тех случаях, когда известно относительное перемещение их стенок. Это устанавливается либо по бороздам скольжения, либо по смещению каких-нибудь неоднородностей пересекаемых ими пород — включений, прожилков и т.п.

Все построения, о которых шла речь, вытекают из представления о деформации чистого сдвига. Но в природе наряду с проявлением чистого сдвига часто приходится иметь дело с деформацией, носящей название "сдвиг". Она выражается в перемещении блоков пород вдоль разделяющей их плоскости.

Деформация сдвига рассматривается как плоская. Она связана с проявлением пары сил. Под их воздействием, при способности материала к значительной упругой деформации, мысленно выделенный квадрат должен бы перейти в ромб, а вписанный в него круг — в эллипс, длинная ось которого совпадает с его длинной диагональю. Но величина упругой деформации горных пород до разрушения весьма незначительная, и вписанный в него эллипс будет мало отличаться от круга. Следовательно, длинная ось этого эллипса будет совпадать с диагональю квадрата, претерпевшей некоторое (незначительное) удлинение (рис. 6). При этом образуются трещины отрыва, проходящие параллельно другой — "укороченной" — диагонали квадрата, а также две системы трещин скалывания, расположенные одна (наиболее четко выраженная) под острым, а другая под близким к прямому углом относительно плоскости скольжения. По сходству с положением пушистых отростков по бокам пера относительно его стержня эти трещины получили название оперяющих. Они располагаются по обе стороны от плоскости скольжения. Оперяющие трещины отрыва составляют с этой плоскостью угол около 45° , открытый в сторону, противоположную направлению движения соответствующего блока пород. Отсюда можно сформулировать такое правило: стрелки, показывающие направление перемещения двух блоков пород относительно друг друга по разграничивающему их разрывному нарушению, направлены в острые углы между плоскостью этого нарушения и оперяющими трещинами отрыва (см. рис. 6). Эта закономерность используется для определения направления перемещения.

О замечаниях по поводу эллипсоида деформации

Представление об эллипсоиде деформации вызывает ряд критических замечаний со стороны физиков. Они указывают, что это представление математически не обосновано, что изображаемая геологами фигура не отражает истинных соотношений усилий, вызвавших деформацию. Помимо того, нельзя соединять в одной модели упругую деформацию и хрупкое разрушение. Они приходят к заключению, что понятие об эллипсоиде деформации следует "снять с вооружения" [36]. Надо сказать, что эти замечания в принципе справедливы. Однако, как нам кажется, вывод о ненужности применения представления об эллипсоиде деформации нельзя считать правильным. Такого же мнения придерживается и целый ряд других геологов [21, 64, 124].

Действительно, модель эллипсоида деформации математически не обоснована. Это даже и не эмпирически построенная фигура, а только графически выраженное представление об относительном положении в пространстве направлений растяжения и сжатия, возникших в данном теле (или участке земной коры) при его деформации. Она лишь показывает, что в одном или двух взаимно перпендикулярных направлениях проявилось относительное растяжение, а в третьем, им перпендикулярном, — некоторое сжатие. Для наглядности выражения этих соотношений при построении эллипсоида деформации искусственно принимается большая разница в величине его осей, в то время как в условиях упругой деформации природных хрупких объектов фигура распределения векторов сжатия—растяжения до их разрушения мало отличается от шара. Да, это так, но, однако, никого не смущает, когда в кристаллооптике индикатриссу анизотропного кристалла изображают, сильно искажая разницу в скоростях прохождения необыкновенного луча по разным направлениям. И в данном случае истинная, образуемая этими скоростями фигура очень близка к поверхности шара. Объединение в одной модели элементов, отражающих одновременно и упругую деформацию тела и его хрупкое разрушение, конечно, является допущением. Но в природных условиях упругая деформация в горных породах обычно быстро сменяется их разрушением, что в какой-то мере оправдывает эти вольности.

Вместе с тем представление об эллипсоиде деформации часто оказывает существенную помощь при изучении структур рудных месторождений. Оно способствует восстановлению общего плана деформации, положения главных осей деформации, отражающих основные особенности структуры месторождения и ее развитие во времени. Как будет показано ниже, представление об эллипсоиде деформации помогает при анализе складчатых, а особенно разрывных нарушений. Это представление надо принимать как вспомогательное, только как наглядный способ отображения в пространстве относительного направления сил растяжения и сжатия при деформации. Кстати, оно имеет принципиальное методологическое значение, поскольку выражает одновременность и взаимосвязанность проявления деформации расширения и сжатия, как это и принимается сейсмоло-

гами, обобщающими наблюдения над результатами землетрясений [147].

Используя эллипсоид деформации, следует соблюдать осторожность в выводах. Идентичное положение осей сжатия и растяжения может возникнуть при различном направлении действующих усилий. Поскольку сжатие и растяжение взаимно связаны и проявление одного из этих факторов вызывает появление другого, то не всегда можно выяснить, какое из этих усилий стало первопричиной деформации, выраженной данным эллипсоидом деформации, даже если она явилась следствием воздействия пары сил. Поэтому применять представление об эллипсоиде деформации целесообразно, скорее, для выяснения кинематической, а не динамической обстановки проявления данной деформации. А именно эта сторона вопроса — определение движения, направления перемещения блоков пород — и является наиболее важной в практике изучения истории развития структуры месторождения и рудного поля.

2. СКЛАДЧАТЫЕ НАРУШЕНИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Под складчатым нарушением понимается изгиб пластов или других геологических тел без существенного нарушения их сплошности. В результате этих нарушений образуются складки. Складки могут иметь различную величину, форму и происхождение. Складки, центральная часть которых сложена более древними слоями, называются антиклиналями, а более молодыми — синклиналями.

В складках различаются следующие основные элементы¹ (рис. 7).

1. Замок складки — часть складки, где слои меняют азимуты и углы падения и имеют наибольшую кривизну.

2. Крылья складки — бока складки, т.е. части ее, располагающиеся по обе стороны от замка.

3. Ядро складки — внутренняя часть складки, сложенная в антиклиналях более древними слоями пород сравнительно с возрастом пород, составляющих внешнюю часть складки, а в синклиналях — более молодыми.

4. Шарнир складки — линия перегиба слоя в складке, около которого он имеет наибольшую кривизну. Некоторые геологи принимают в качестве синонима термин "ось складки".

5. Осевая поверхность (или осевая плоскость) складки — поверхность, проходящая через ее шарниры — перегибы последовательно лежащих слоев.

6. Ось складки — линия пересечения осевой поверхности складки с горизонтальной или вертикальной² плоскостью или с поверхностью Земли.

И. По наклону крыльев и осевой поверхности выделяются:

1. Прямые, или симметричные, складки. Оба крыла наклонены в разные стороны под одинаковыми углами к горизонту, осевая поверхность образует с горизонтом прямой угол.

¹ Пояснения терминов взяты из [2] и [93].

² В случае лежащей или опрокинутой складки (см. ниже).

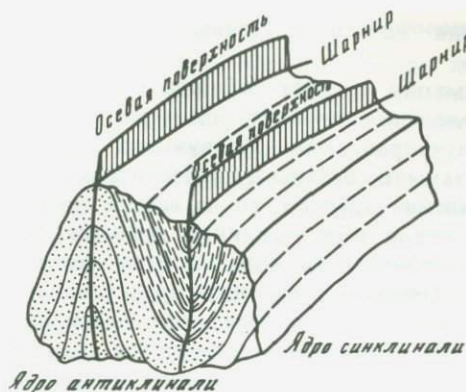


Рис. 7. Основные элементы складок.
По Г.Д. Ажгирею [2]

2. Наклонные, или асимметричные, складки. Крылья наклонены в разные стороны под различными углами, в связи с этим и осевая поверхность наклонена относительно горизонта.

3. Опрокинутые складки. Оба крыла наклонены в одну сторону, в ту же сторону наклонена и осевая поверхность.

4. Лежачие складки. Крылья и осевая поверхность залегают почти горизонтально.

5. Перевернутые складки. Имеют опрокинутое залегание пластов и осевой поверхности.

II. По форме шарнира выделяются:

1. Линейные складки. Линия шарнира близка к прямой или изгибается лишь в плоскости, нормальной к осевой поверхности.

2. Брахискладки. Линия шарнира в плоскости осевой поверхности изогнута дугообразно. Соответственно направление погружения оси изменится по простиранию на противоположное.

3. Куполовидные складки. Имеют в плане приблизительно одинаковые размеры во всех направлениях от ядра складки. В плане форма близка к округлой.

III. По положению крыльев относительно осевой поверхности выделяются:

1. Открытые складки. Крылья наклонены в стороны от осевой поверхности в антиклиналях и к осевой поверхности в синклиналях.

2. Веерообразные складки. Антиклинали, характеризующиеся обратным наклоном крыльев (к осевой поверхности).

3. Изоклинальные складки. Крылья почти параллельны осевой поверхности.

IV. По форме замка особо выделяются складки:

1. Остроугольные. Характеризуются резким перегибом слоев в замковой части.

2. Сундучные, или коробчатые. Имеют плоский обычно широкий замок, резко переходящий в крылья, падающие круто в разные стороны.

3. Флексурные, представленные коленообразным изгибом слоев.

V. По изменению первоначальной мощности слоев пород на крыльях и в замках различаются складки:

1. Параллельные. Мощность слоев почти не изменяется во всех их частях.

2. Подобные складки. Характеризуются увеличением мощности в замках и уменьшением ее на крыльях.

3. Диапировые складки (складки протыкания) — обычно куполо-

видные антиклинальные складки, ядро которых, сложенное пластичными породами, протыкает вышележащие менее пластичные породы.

Такие деления весьма важно иметь в виду при изучении рудных месторождений, приуроченных к складчатым структурам. Отнесение данной рудовмещающей складки к тому или иному типу помогает в направлении разведочных работ. Но, помимо формы складок, для решения вопроса о закономерности размещения оруденения важно знать способ образования, механизм формирования данной складчатой структуры, что прежде всего и определяет структурные условия локализации оруденения.

По механизму образования складки разделяются на такие основные типы:

1. Складки продольного изгиба со скольжением.
2. "Складки, обусловленные послынным течением материала — "складки течения".
3. Складки блокированные.
4. Складки скальвания.
5. Складки диапировые.
6. Складки поперечного изгиба.

Не все эти типы складок имеют одинаковое значение в формировании рудных месторождений. К тому же следует иметь в виду, что складчатых структур месторождений в чистом виде нет. Как правило, они проявляются в комбинации с разрывными нарушениями. Поэтому может идти речь лишь о структурах месторождений, в формировании которых складчатые формы имели главенствующее значение.

Складки продольного изгиба со скольжением (рис. 8). Этот тип складок наиболее широко распространен и образует большинство из перечисленных выше морфологических типов. Они образуются в условиях бокового сжатия при возможности перемещения материала в направлении к земной поверхности.

Сущность формирования таких складок, как отражено и в названии, состоит в изгибании и проскальзывании слоев относительно друг друга. Необходимым условием возникновения такой деформации является механическая неоднородность слоистой толщи — чередование в разрезе пород с различными физико-механическими свойствами, т.е. когда имеется отчетливая слоистость или хотя бы тончайшие пропласточки материала с иными свойствами, чем слагающий основную массу породы.

Механизм образования таких складок хорошо иллюстрируется простым экспериментом (см. рис. 8, А). При изгибе слои, обладающие разными физико-механическими свойствами, ведут себя различно. Слои упругих (или более стойких — "компетентных") пород изгибаются плавно, образуя свод, и принимают на себя нагрузку вышележащих толщ. Такими породами в условиях небольших глубин могут быть кварциты, плотные песчаники, известняки. Пластичные ("некомпетентные") породы подчиняются деформации первых и частично "текут", перемещаясь к замкам складок, где увеличиваются в мощности. Так ведут себя глины, глинистые и углистые сланцы,

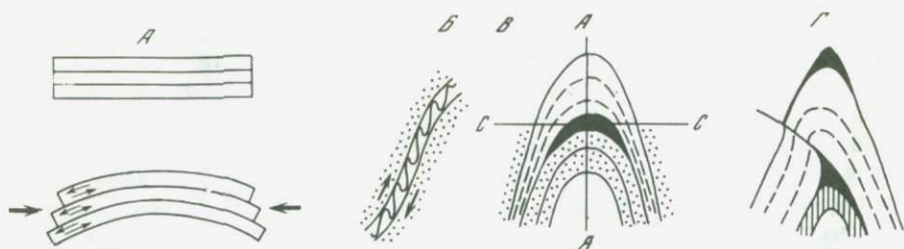


Рис. 8. Складки продольного изгиба со скольжением

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 призмковой части складки на границе слоев пластичной (сверху) и упругой (внизу) пород; Г — седловидная жила золоторудного месторождения Бендига. Положение рудного тела (черное) определяется приоткрыванием в осевой части складки в сочетании с послойным разрывом, переходящим в секущий [157]. Стрелки показывают относительное перемещение прилежащих слоев пород

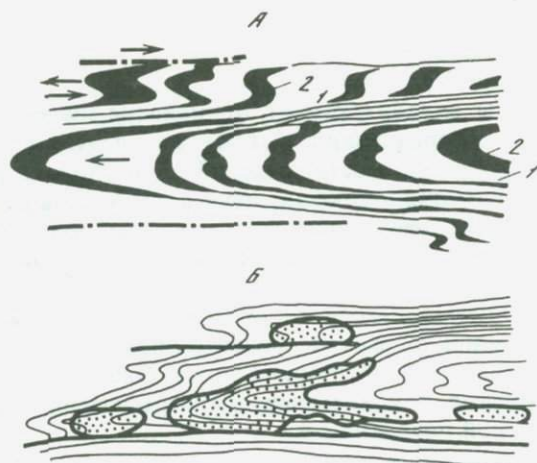


Рис. 9. Складки течения

А — схема образования складки. По Е.И. Паталахе [106]: 1 — более пластичные; 2 — менее пластичные породы. Стрелками по казаны относительные перемещения материала; Б — положение железорудных тел в складке течения (показаны точками). По Я.Н. Белевцеву [7]

иногда известняки и др. Сказанное характеризует особенности складкообразования данного типа в общем виде.

Но, как показал В.В. Белоусов [9], образование и формы складок продольного изгиба со скольжением определяются не обязательно компетентными породами, а преобладанием пород того или иного типа их в разрезе. При преобладании пластичных пород они определяют форму складки.

При формировании складок продольного изгиба со скольжением в слоях пластичных пород, заключенных между упругими, иногда развиваются своеобразные внутрислоевые складки — так называемые *складки волочения*. Своим образованием они обязаны течению пластичного материала в условиях воздействия пары сил (см. рис. 8, Б).

Характерно, что их осевые поверхности всегда наклонены в направлении перемещения прилежащего слоя упругих пород, т.е. к замку основной складки. Это часто оказывает существенную помощь при расшифровке складчатости.

Нередко параллельно слоистости проявляется сланцеватость, иногда переходящая в межпластовые срывы, которые в призмковой части приобретают кососекущее положение.

На границе пластичных и упругих пород иногда возникают отслаивание и приоткрывание. Некоторые геологи считают возможным объяснить это явление стремлением упругих пород при снятии напряжения приобрести первоначальное состояние, выпрямиться, в то время как вышележащие пластичные породы не проявляют такой способности. Существенную роль в приоткрывании играют, по-видимому, отмеченные выше разрывные нарушения — межпластовые срывы, переходящие в секущие (см. рис. 8, В, Г).

Вдоль поверхности отслаивания образуются пластовые седловидные жилы, которые могут неоднократно повторяться в разрезе. Рудные тела развиваются также и вдоль разрывных нарушений, усложняющих складки.

Следует иметь в виду, что при локализации оруденения в складках изгиба со скольжением наряду с выполнением приоткрывающихся пространств существенное значение имеет также замещение благоприятных пород. Примерами характеризуемого типа являются широко известные седловидные многоэтажные жилы месторождений Бендиго в Австралии, Сокольное на Алтае. В Бодайбинском районе имеется седловидное тело безрудного кварца: оруденение связано с разрывным нарушением, развитым вдоль одного из крыльев складки.

Складки течения (складки, обусловленные течением материала; рис. 9). По типу близки к складкам изгиба со скольжением, но возникают, когда в разрезе преобладает материал, пластичный в процессе проявления данной деформации. Складки течения особенно характерны для пород метаморфического комплекса и развиваются в условиях глубинного метаморфизма, когда породы, слагающие разрез, отличаются существенной пластичностью. Они возникают также в условиях бокового сжатия.

Складки течения проявляются и в менее глубинных условиях, когда в разрезе преобладают, например, пластичные глины или глинистые сланцы. В ряде случаев складки течения возникают совместно со складками изгиба. Это бывает, когда на отдельных участках данного района в разрезе преобладают то упругие, то пластичные породы.

Механизм образования складок течения сводится к тому, что при изгибе слоистой толщи пластичный материал перемещается к замку, образуя сложные формы пластических деформаций. При этом мощность пород здесь увеличивается до 10 раз. Заключенные среди пластичных пород слои, более хрупкие вначале, раскалываются на блоки, частично растаскиваются, затем линзуются с образованием изолированных будин; пространство между ними заполняется пластичным материалом (см. рис. 9, А). Мощность крыльев складок существенно уменьшается, нередко вдоль них развиваются межпластовые срывы. Шарниры

складок в метаморфических толщах имеют обычно крутое, иногда почти вертикальное положение.

Складки течения как рудовмещающие элементы структуры весьма характерны для метаморфических железорудных месторождений в железистых кварцитах типа Кривого Рога (рис. 9, Б). В них наблюдается приток в призмковую часть рудного материала, распределенного ранее по всему пласту. При этом возникают сложные залежи. В их образовании, помимо перемещения материала, существенную роль играет выщелачивание кремнезема, что приводит к обогащению рудных залежей [7].

Блокирование складки. Для образования блокированных складок в качестве обязательных условий предполагается наличие неоднородности в слоистой толще разреза и невозможность проскальзывания слоев относительно друг друга при деформации изгиба.

Возникновение блокированных складок можно иллюстрировать простым экспериментом (рис. 10). Если сложенные вместе несколько полосок бумаги закрепить концами и подвергнуть изгибанию путем сжатия, верхние полоски образуют простую "антиклиналь" сундучного типа с широким, почти плоским, замком, резко переходящим в крылья. Нижние же полоски образуют "синклинальный прогиб" и одновременно приоткрываются в замковой части. При интенсивном сжатии нижние полоски могут образовать не один, а несколько прогибов и возникнет двух- либо даже трехгорбая "складка". Подобные изгибы и приоткрывания могут проявиться и на крыльях. Отмечается, что в связи с приоткрыванием часто наблюдается дробление пород.

В природе образование блокированных складок возможно при наличии не дающих возможности проскальзывания слоев упоров в виде тел мелких интрузивов и даек. Иногда такую роль могут играть разломы, рассекающие слоистую толщу и приводящие пласты в тектонический контакт с изотропными породами, ограничивающими возможность межслоевого проскальзывания. Подобная обстановка может возникнуть в пределах территории в достаточной мере консолидированной, разбитой разрывами, залеченными телами малых интрузий. Такой обстановке отвечают территории орогенного постгеосинклинального этапа развития, переходного к платформенному режиму.

Оруденение в складках данного типа может развиваться: а) в сводах антиклиналей, осложненных прогибанием; часто цементирует раздробленные участки; полости приоткрывания развиваются чаще среди последних, а не на контактах различных пород; б) отмечаются рудные тела также на крыльях блокированных складок.

К этому типу, согласно В.А. Невскому [85], относятся рудовмещающие складки некоторых сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии. Исследования последних лет показали, что описанные этим автором складки имеют более сложное строение. В их образовании существенную роль играли надвиговые перемещения блоков пород. Однако это не меняет дела. Возможность проявления блокированных складок, особенно в сочетании с другими типами структур, всегда следует учитывать при работе в районах переходного этапа геологического развития от геосинклинального режима к платформенному.

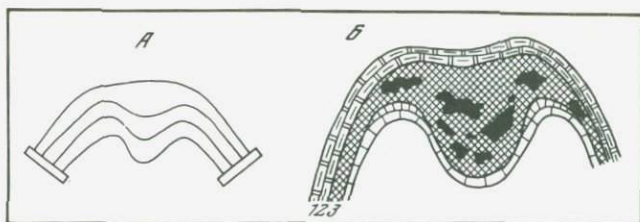


Рис. 10. Блокированная складка

А — схема образования; Б — оруденевшая блокированная складка (схема). По В. А. Невскому [85].
1 — сланцы висячего бока; 2 — роговики с гнездами и вкрапленностью руды; 3 — известняки тонко плитчатые

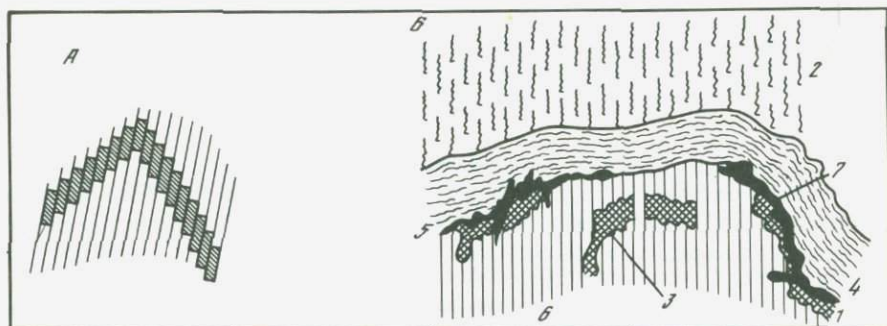


Рис. 11. Складка скальвания

А — схема образования; Б — оруденение в зоне локального срыва в своде складки. По В. Д. Баранову (взято у Ф. И. Вольфсона из кн. "Основные проблемы...", 1954): 1, 3 — углистые сланцы; 2 — алевролиты с круто ориентированной сланцеватостью; 6 — порфириды с круто ориентированной сланцеватостью; 4 — зона рассланцевания вдоль контакта порфиридов и алевролитов; 5, 7 — лентообразные рудные тела со сложными апофизами.

Складки скальвания. Образуются путем скольжения пластин пород по серии сближенных параллельных плоскостей на различные расстояния; они могут быть ориентированы под разными углами к слоистости (рис. 11). Плоскости эти отражают либо сланцеватость, либо систему параллельных трещин. Последующие гидротермальные образования могут привести к их залечиванию, и в таком случае они становятся макроскопически не заметны.

Складки скальвания в чистом виде встречаются редко. Иногда они ассоциируются со складками течения в метаморфических толщах и представляют собой их дальнейшее развитие. Однако они могут возникнуть и в пластичных породах под воздействием небольших усилий.

По общей форме складки скальвания сходны со складками изгиба со скольжением. Для них также характерно некоторое уменьшение мощности слоев на крыльях и увеличение ее в замковой части. Однако толщина слоя, измеренная на разных участках складки в плоскости трещин, по которым происходило скольжение, остается постоянной. Конечно, не проявляются и складки волочения на крыльях. Эти особенности складок скальвания обусловлены способом их образования.

Складки скальвания развиваются в условиях значительной консолидации пород. Плоскости скольжения проявляются во всех чередующихся в разрезе породах разного состава, но могут выклиниваться, переходя в мощные слои пластичных пород.

Оруденение в складках скальвания проявляется вдоль образующих их трещин скальвания и ограничивается по восстанию, как экраном, достаточно мощными слоями пластичных пород.

Оруденелые складки скальвания отмечены на ряде полиметаллических месторождений Рудного Алтая [28]. Складки скальвания, усложняющие складки течения, нередко встречаются на месторождениях железистых кварцитов Кривого Рога. С их образованием связано проявление щелочного метасоматоза, накладывающегося на железорудные тела.

Диапировые складки. Это своеобразные антиклинальные складки, в ядре которых более древние (и более пластичные) породы протыкают более молодые (часто более хрупкие), внедряясь в них подобно интрузиву.

Диапировые складки выделяются в областях развития соляных куполов, в районах с платформенным режимом развития. Они образованы штоками соли, прорывающими вышележащие породы. Имеется несколько вариантов объяснения происхождения этих складок, а именно:

1) диапиры рассматриваются как результат складчатости, сопровождаемой интенсивным перемещением ("течением") пластичного материала в призматическую часть складки;

2) образование диапиров объясняется неравномерностью нагрузки вышележащих толщ. В связи с этим соль как пластичное (в данных условиях глубины) вещество перемещается в менее нагруженные участки и прорывает здесь слоистую толщу пород;

3) соль как более легкая порода стремится подняться вверх через породы более тяжелые. Механизм сравнивается с поднятием жидкого масла со дна стакана через налитую выше воду.

Ядро диапировой складки может быть представлено не только солью, но и другими какими-либо породами, более пластичными относительно пород, слагающих ее крылья. Такими могут быть глины, глинистые сланцы, алевролиты и т.п. Обычно они интенсивно деформированы и прорывают вышележащие породы, образуя тектонический контакт с их различными горизонтами.

Формирование таких складок обусловлено воздействием тектонического импульса снизу и сопровождается растяжением слоев горных пород, приводящим к уменьшению их мощности, а также образованием нормальных сбросов.

В качестве примера приуроченности оруденения к диапировой складке в ряде пособий приводится флюоритовое месторождение Аурахмат в Средней Азии. Здесь, по данным В.В. Архангельской (цит. по [22]), массивный известняк прорывает вышележащие известково-кремнистые сланцы. Оруденение локализуется по тектоническому контакту и цементирует известняковую брекчию. В глинке трения, развитой по сланцам около контакта, намечаются складки волочения,

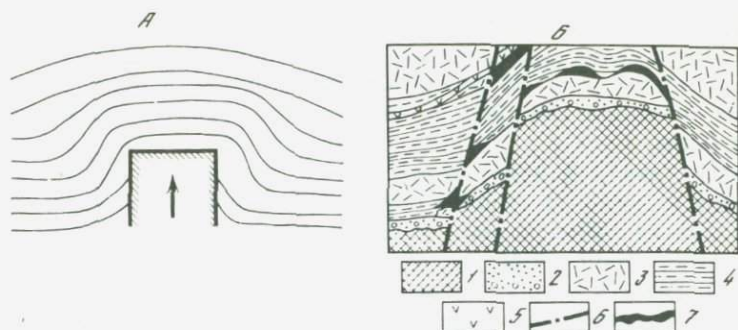


Рис. 12. Складки поперечного изгиба

А — схема образования глыбовой складки поперечного изгиба. По В. В. Белоусову [9]; Б — схематический разрез месторождения, приуроченного к складке поперечного изгиба (Рудный Алтай). По Г. Ф. Яковлеву [165]. 1 — метаморфические породы нижнего палеозоя; 2 — песчаники и конгломераты; 3 — диоритовые порфиры; 4 — глинистые сланцы, алеуrolиты; 5 — диабазовые порфиры и их туфы; 6 — разрывные нарушения; 7 — рудные тела

фиксирующие поднятие известнякового блока. Может быть, правильнее было бы это месторождение рассматривать как пример глыбовой складки поперечного изгиба (см. ниже).

Складки поперечного изгиба образуются в связи с изгибанием слоев под воздействием сил, приложенных перпендикулярно их залеганию (рис. 12). Таковы, например, штамповые, или глыбовые, складки, возникающие благодаря вертикальным движениям жестких блоков, или глыб, и смятием вышележащих более пластичных пород. Нередко на глубине они осложняются разрывами типа взбросов. Для таких складок часто характерны общая коробчатая сундучная форма, широкие своды при крутом падении крыльев. Они образуются без сокращения горизонтальной протяженности, но с увеличением общей площади деформированных пород за счет уменьшения их мощности, особенно на крыльях. Дальнейшее действие штампа может привести к протыканию вышележащих пород с возникновением тектонических контактов. Примером приуроченности оруденения к складке поперечного изгиба может служить месторождение на Рудном Алтае, разрез которого (см. рис. 12, Б) приведен в работе Г. Ф. Яковлева [165].

Некоторое сходство со складками поперечного изгиба по форме проявления, в какой-то мере и по способу образования имеют горст-антиклинали, а также куполовидные поднятия. Первые обычно бывают представлены коробчатыми складками. Их крылья в верхних частях, среди пластичных пород, имеют форму флексур, а с глубиной, среди более хрупких пород, сменяются крутопадающими разрывами, вдоль которых может проявиться оруденение.

Куполовидные поднятия имеют форму брахискладок или собственно куполов, округлых в плане. Их образование связано с межпластовым скольжением, но в направлении, обратном образованию складок изгиба со скольжением. Положение складок волочения указывает на относительное перемещение вверх каждого нижележащего слоя, что

говорит о развитии таких поднятий в условиях вертикальных движений ядра в связи с импульсами снизу. Иногда под такими куполовидными поднятиями устанавливаются интрузивные тела, внедрение которых, очевидно, связано с возникновением характеризующих структурных форм.

Следует иметь в виду, что не всегда такое положение складок волочения на крыльях складок обусловлено образованием куполовидного поднятия. Аналогичные складки волочения возникают в слоях пластичных пород, если по ним происходили перемещения типа оползней. Решить вопрос о причине появления таких складок можно лишь путем проведения специальных, более широких региональных исследований.

3. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Под разрывным нарушением, или разрывом, понимается любое нарушение сплошности горных пород или рудных тел. Разрывы возникают, когда в геологическом теле, подвергшемся воздействию тектонических напряжений, превзойден предел упругости и оно претерпевает хрупкое разрушение.

Разрывные нарушения систематизируются по разным признакам [2, 93].

I. По масштабам проявления выделяются:

1. Разломы — крупные разрывные нарушения большой протяженности и ширины, прослеживающиеся на значительную глубину. По разломам отмечаются перемещения прилежащих блоков пород иногда на большие расстояния.

2. Трещины — разрывы небольшой протяженности. Перемещения по ним либо совершенно не проявляются, либо имеют небольшую амплитуду.

Резкую границу между разломами и трещинами провести нельзя.

Разломы и трещины, связанные происхождением и закономерным расположением между собой либо с каким-нибудь более крупным элементом геологической структуры, объединяются в понятие "сопряженные".

Среди сопряженных трещин (и разломов) выделяются:

а) трещины (разломы), сопряженные со складчатостью;

б) трещины скалывания и отрыва, образующие взаимосвязанные системы, возникшие при направленном сжатии;

в) трещины (разломы), сопряженные с более крупными разрывами.

II. В зависимости от относительного перемещения крыльев и положения сместителя различают (рис. 13, А):

1. Взброс — крутопадающий разрыв, по которому висячее крыло (висячий бок) поднят относительно лежащего.

2. Надвиг — разрывное нарушение с пологим углом падения (до 45° или, по данным других авторов, не более 60°), по которому висячий бок поднят относительно лежащего.

3. Поддвиг — тектонический разрыв, морфологически сходный с надвигом. Применение этого термина допустимо, если доказано активное движение вверх лежащего крыла под висячим.

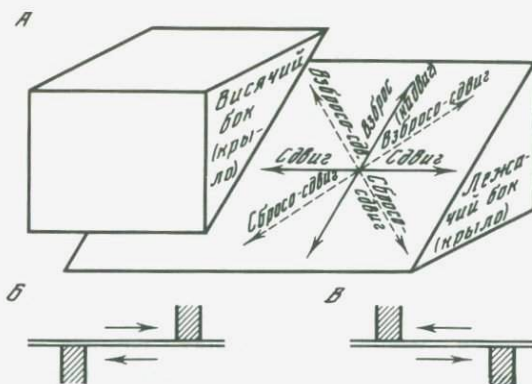


Рис. 13. Перемещения по поверхности разрыва

А — общая схема перемещений высвечного бока. По Г.Д. Аджирею [2] с небольшими изменениями. Внизу дана схема перемещений по сдвиговому нарушению. Стрелки показывают направления перемещений; Б — правый сдвиг (или сдвиг "по часовой стрелке"); В — левый сдвиг (сдвиг "против часовой стрелки")

4. Раздвиг — разрыв со смещением, выраженным раздвижением крыльев, вследствие чего увеличивается его зияние.

5. Сброс — разрыв вертикальный или крутонаклонный, при котором его высвечное крыло опущено относительно лежащего.

6. Сдвиг — крутопадающий или вертикальный разрыв, по которому крылья смещены относительно друг друга в горизонтальном или близгоризонтальном направлении.

По относительному перемещению блоков различают "правые" сдвиги (или сдвиги "по часовой стрелке") и "левые" сдвиги (или сдвиги "против часовой стрелки"). Это показано на рис. 13, Б, В

7. Сдвиго-взброс, сдвиго-надвиг и взбросо-сдвиг — разрывы со смещением, комбинирующим элементы сдвиго-взброса¹.

8. Сдвиго-сброс и сбросо-сдвиг — разрывные нарушения с перемещением, комбинирующим элементы сброса и сдвига.

III. По типу проявления среди разрывных нарушений особо выделяются:

1. Делимость — способность породы раскалываться по параллельным поверхностям, совпадающим с расположением ориентированных минералов, иногда незаметным макроскопически.

2. Трещиноватость — расчлененность горных пород трещинами, вдоль которых не происходило существенных перемещений.

3. Сланцеватость — делимость и трещиноватость пород с частым расположением параллельных поверхностей раздела.

4. Кливаж — сланцеватость с частым расположением поверхностей раздела, развивающаяся в слоистых породах, генетически связанная со складкообразованием.

5. Рассланцевание — часто расположенные поверхности делимости или трещиноватости, образующиеся в связи со скольжением породы по

¹ В сложных названиях на последнем месте ставится термин, который выражает преобладающий вид перемещения.

параллельным плоскостям в зонах крупных разрывных нарушений (сбросов, взбросов, надвигов, сдвигов и зон скальвания).

Чаще всего зоны расланцевания отражают крупные разрывы. Образуются в условиях значительных глубин.

6. Зоны дробления (брекчирования) — обычно линейно-вытянутые участки (независимо от размеров), в пределах которых горные породы разбиты на многочисленные небольшие блоки, смещенные и повернутые относительно первоначального залегания. Образуются обычно в условиях небольших глубин.

7. Зоны трещиноватости — линейно-вытянутые участки, в пределах которых трещины развиты более интенсивно, чем в окружающих породах. Образуются обычно на небольших глубинах.

IV. По положению относительно складчатых сооружений выделяются:

1. Согласные разрывы (трещины) — разрывные нарушения, параллельные поверхностям напластования слоистых толщ.

2. Межформационные разрезы — разрывные нарушения, образовавшиеся вдоль поверхности контакта пластов двух пород, иногда переходят в секущие разрывы.

3. Внутрипластовые разрывы — разрывные нарушения, проявляющиеся в пределах какого-либо пласта пород слоистой толщи и имеющие согласное с ним залегание. Иногда переходят в секущие разрывы.

4. Продольные разрывы (разломы, трещины) — разрывные нарушения с простираем, примерно параллельным осям складок или вытянутости интрузивов. Чаще всего — надвиги.

5. Секущие разрывы — общее название для разрывных нарушений, простирающихся непараллельно простираению осей складок, слоистости вмещающих пород, длинных осей интрузивов и т.п.

6. Диагональные разрывы (разломы, трещины) — разрывные нарушения, простирающиеся образует с простираем осей складок (или длинными осями интрузивов) угол, близкий к 45° . Чаще всего — сдвиги.

7. Поперечные разрывы (разломы, трещины) — разрывные нарушения, проходящие перпендикулярно или почти перпендикулярно к осям складок либо к длинным осям интрузивов.

8. Радиальные и концентрические разрывы — в куполах (в надинтрузивных брахиантиклиналях), мульдах проседания и т.п.

V. По форме проявления разрывные нарушения разделяются на:

1. Прямолинейные — выдержанные в плане, прослеживающиеся обычно и на значительную глубину, большей частью крутопадающие. Могут быть согласными со слоистостью, чаще секущие. Сюда относится основная масса разрывов тектонического происхождения.

2. Пологие, согласные со слоистостью — разрывы по контактам разных пород. Могут быть тектоническими, а также образоваться при оползнях (гравитационным путем).

3. Кольцевые или дуговидные разрывы могут иметь различное происхождение. Могут быть цилиндрические, конические (центроклинальные) и периклиналильные). Наиболее часто возникают при формировании кольцевых магматических интрузивных и субвулканических

комплексов, а также вулканов центрального типа и кальдер проседания.

VI. По способу образования среди разрывных нарушений выделяются:

1. Тектонические разрывы. Возникают как результат разрушения пород под воздействием тектонических напряжений, т.е. приложенных извне механических усилий. Генетически это трещины скалывания и отрыва. Для первых характерно перемещение по их стенкам блоков прилежащих пород, вторые образуются путем расхождения стенок. Сюда относятся взбросы, надвиги, сбросы, часто также мелкая трещиноватость в складках и т.д. Все эти разрывы имеют исключительно важное значение в локализации орудения.

2. Разрывные нарушения нетектонические. Сюда относятся разрывы, образующиеся в связи с локальными силовыми воздействиями. Таковы трещины, возникающие при усыхании осадков, например, в иле на дне высохшего водоема. К этой же группе принадлежат отдельности, образующиеся за счет контракции изверженных пород при их остывании, радиальные и концентрические трещины в вулканокупольных сооружениях, а также трещины над куполами интрузивов. В эту же группу попадают разрывы гравитационного происхождения, например возникающие при оползнях, трещины обрушения в связи с карстами.

Некоторые типы нетектонических трещин, а именно трещины, возникающие в связи со становлением интрузивов и вулканических тел, имеют определенное значение в локализации орудения.

3. Разрывные нарушения в интрузивах. Разрывы в интрузивах, образующие сетку, закономерно связанную с их формой, а также с общим простираем складчатости вмещающих толщ, должны быть также выделены в самостоятельную группу. Их формирование, по видимому, обусловлено совместным проявлением активности внедряющейся магмы, контракцией и воздействием внешних тектонических напряжений.

VII. По относительному времени образования в истории развития рудоносных областей выделяются разломы:

1. Конседиментационные — возникшие и действующие одновременно с накоплением осадков. В складчатых областях они разделяют зоны, различающиеся условиями осадкообразования. Мощность, иногда также и фации осадков, отлагавшихся по обе стороны от таких разломов, могут быть различными. На поверхности, будучи перекрыты более поздними осадками, они фиксируются иногда лишь наличием более частой трещиноватости.

К этой категории по заложению относятся и так называемые глубинные разломы, разделяющие структурно-формационные зоны с разной историей геологического развития и сообщающиеся с глубокими частями земной коры и верхней мантии.

С глубинным заложением этих разломов связана постоянная приуроченность к ним тел малых интрузий гранитоидов, даек кислых и основных пород.

2. Сопряженные со складчатостью. Эти разрывы развиваются в заключительную стадию складкообразования и закономерно связаны в

своим положением со складчатыми формами. Выделяются разрывы, возникающие в связи с образованием отдельных складок, и разрывы, сопряженные с общей складчатостью.

3. Наложённые на складчатость разрывы пересекают складки в различных направлениях, часто не считаясь с общей структурой. Их возникновение обусловлено проявлением более поздних тектонических напряжений, нередко иного направления, чем те, что обусловили развитие складок.

VIII. По роли в процессе рудообразования среди разрывных нарушений выделяют:

1. Рудоконтролирующие разломы. Определяют положение рудных полей. Это крупные протяженные разломы с длительной историей развития, как правило, со значительными амплитудами смещений. Вдоль них происходило неоднократное внедрение и(или) излияние магматических образований среднего и основного состава.

Как правило, сами рудоконтролирующие разломы не несут оруденения, в период рудообразования они обычно бывают притерты. Но перемещения по ним способствуют приоткрыванию сопряженных с ними более мелких разломов.

2. Рудораспределяющие разломы сопряжены с предыдущими. Они менее протяженные, с меньшей амплитудой перемещений. В процессе оруденения в них поступают рудоносные растворы. Перемещения по ним вызывают приоткрывание еще более мелких разломов и трещин.

3. Рудовмещающие разрывы. В этих разрывных нарушениях локализуется гидротермальное оруденение. Особенности их строения, закономерности размещения в них оруденения требуют специального рассмотрения.

IX. По отношению к процессу оруденения среди разрывных нарушений выделяются:

1. Дорудные. В эту группу входят разрывные нарушения, возникшие и проявляющиеся в процессе осадконакопления (конседиментационные), в том числе и глубинные долгоживущие разломы. Сюда же относятся разрывные нарушения, контролирующее размещение интрузивов, трещинных лавовых излияний, извержений вулканов центрального типа, тел малых интрузий, дайковых пород.

Часто такие разломы являются также рудоконтролирующими и рудораспределяющими. Дорудными по заложению нередко бывают и рудовмещающие разрывы, подновившиеся в процессе рудоотложения.

2. Рудоносные разрывные нарушения. Нередко наследуют по положению дорудные разрывные нарушения. Локализация оруденения определяется в них либо замещением благоприятных пород в стороны от нарушения, либо выполнением в условиях приоткрывания их в процессе оруденения в связи с перемещением их стенок. Изучение перемещений по рудоносным разрывам в процессе рудоотложения исключительно важно для выяснения закономерностей размещения в них оруденения, особенно обогащенных участков.

3. Послерудные разрывные нарушения усложняют структуру рудных полей и месторождений, разделяют рудные тела на блоки и смещают их относительно друг друга. Установление направлений и амплитуд

перемещения по ним позволяет реконструировать первоначальную форму и условия залегания рудных тел. Нередко изучение послерудных нарушений превращается в первоочередную задачу при проведении геологоразведочных работ.

Х. Сопряженные трещины и разломы. В это понятие объединяются разрывные нарушения, взаимосвязанные генетически между собой либо с каким-нибудь другим элементом геологической структуры.

Сопряженные разрывы формируются близко одновременно при едином плане деформации и соответственно закономерно связаны положением в пространстве. Так, например, сопряженными являются системы трещин скальвания, образование которых рассмотрено в разделе, посвященном деформации твердого тела на примере чистого сдвига. Сопряженными являются также разрывы и возникающие при перемещениях вдоль его стенок параллельные ему трещины, а также оперяющие трещины скальвания и отрыва. Такое сочетание разрывных нарушений было показано при рассмотрении деформации сдвига.

В природных условиях выделяются две основные группы разрывных нарушений:

1. Сопряженные с развитием складчатости.
2. Сопряженные с более крупными разрывами.

Разрывные нарушения, сопряженные со складчатостью, возникают в значительный момент данного этапа складкообразования при том же плане деформации. Они размещаются соответственно общему простиранию складок либо элементам отдельных складок. Сюда относятся продольные разломы (главным образом надвиги), согласные, межформационные разломы, пологие трещины отрыва, возникающие при небольшой нагрузке вышележащих толщ. К этой же группе относятся диагональные сдвиги и крутые поперечные трещины отрыва, связанные со складкообразованием при затрудненной возможности перемещения материала вверх. Сопряжены со складчатостью также системы мелкой трещиноватости в отдельных складках, представленные, например, сланцеватостью, кливажем.

Разрывные нарушения, сопряженные с более крупными разломами, развиваются в блоках прилегающих к ним пород. Их образование обусловлено перемещением в плоскости основного разрыва. Сюда относятся разломы и закономерно связанные с ними по положению в пространстве параллельные им разрывы, а также оперяющие трещины (разрывы) скальвания и отрыва.

Сопряженными могут быть разрывы, возникающие в различные моменты формирования месторождения. Такими являются дорудные разломы и сопровождающие их параллельные и оперяющие трещины (разрывы), иногда фиксируемые дайками главным образом основных пород.

Сопряженные разрывные нарушения часто проявляются в процессе развития оруденения. Они могут наследовать дорудные разрывы либо возникают в процессе рудоотложения. Отнесение таких разрывов к сопряженным возможно лишь при наличии аналогичной рудной минерализации, указывающей на одновременность проявления в них тектонической активности.

Разрывные нарушения, сопровождаемые сопряженными параллельными и оперяющими трещинами, развиваются и в послерудное время.

Сопряженные разрывные нарушения могут иметь различные масштабы проявления.

К ним относятся взаимосвязанные по заложению рудовмещающие разрывы с оперяющими их также рудоносными трещинами скальвания и отрыва. В качестве сопряженных могут рассматриваться рудоподводящие и рудораспределяющие разломы, а также последние и рудовмещающие разрывные нарушения при условии их закономерного взаиморасположения и аналогичной минерализации.

По положению оперяющих трещин отрыва, сопровождающих рудоносное разрывное нарушение, можно определить направление перемещения вдоль него в процессе рудоотложения, что помогает в прогнозировании размещения обогащенных рудой участков. Подробнее об этом будет сказано ниже, при описании рудоносных разрывов и в части второй работы.

Тектоническая глина

Одним их характерных признаков разрывных нарушений, вдоль которых происходило перемещение прилежащих блоков пород, является наличие в них тектонической глины, или глины трения. Под этим термином понимается материал, образовавшийся путем перетирания пород в процессе таких перемещений. Не подвергшаяся каким-либо изменениям тектоническая глина может быть тонкозернистой, иногда сыпучей, порой слабопластичной и постоянно содержит мелкие обломки пород, пересекаемых разрывным нарушением. Окраска такой тектонической глины определяется цветом пород, по которым она образовалась [46].

При перетирании силикатных, алюмосиликатных пород она приобретает светлую — белую, желтоватую, розоватую — окраску. Если разлом пересекает породы, импрегнированные сульфидами, либо сульфидное рудное тело, глина получает темно-серую, а то и почти черную окраску. При пересечении разломом гематитовых руд она становится буро-красной.

Если же тектоническая глина подверглась гидротермальному изменению, она приобретает более плотное сложение, иногда становится твердой. В ней наряду с включениями обломков отмечаются новообразования кварца, хлорита, серицита, нередко можно видеть тонкие просечки и прожилки рудного минерала. Такая глина имеет зеленый, иногда буроватый цвет.

Очень часто вдоль разрывных нарушений, выполненных частично тектонической глиной, просачиваются поверхностные воды, что приводит к ее гипергенному изменению. Этот процесс может быть наложен на глину как неизменную либо измененную гидротермальным процессом, так и на глину в послерудных разломах, пересекающих рудные тела. В связи с таким изменением глина становится пластичной, более отвечающей обычному представлению о глин; в ней

возникают новообразования глинистых минералов — монтмориллонита, галлуазита, гидрослюда и др.

Из сказанного видно, что детальное изучение тектонической глинки имеет весьма важное значение при воссоздании истории формирования структур эндогенных месторождений. Вместе с тем оно исключительно важно и в практическом отношении. Нередко разрывное нарушение с глиной трения, резко ограничивающее рудное тело, рассматривается априори, без детального изучения, как послерудное. Много усилий затрачивается на поиски якобы смещенной части рудного тела, хотя на самом деле такой разлом является дорудным и ограничивал распространение оруденения.

Более подробно о послерудных нарушениях, их роли в формировании структуры месторождений, особенностях их строения и определении направления смещений по ним будет сказано ниже, в специальном разделе.

На этом мы заканчиваем общий обзор различных подходов к систематике разрывных нарушений. И, поскольку нас особенно интересуют вопросы генезиса и история формирования структур рудных месторождений, более подробно остановимся на вопросах взаимосвязи разрывных нарушений с другими элементами геологической структуры.

4. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ И СКЛАДЧАТОСТЬ

Среди этих разрывных нарушений выделяются три большие группы:

1. Разрывы, сопряженные с общим процессом складкообразования.

2. Разрывные нарушения, сопряженные с образованием отдельных складок.

3. Разрывные нарушения, наложенные на складчатость.

Разрывы, сопряженные с общим процессом складкообразования, в своем положении подчинены общему плану деформации, определяющему проявление в районе складчатости данного этапа.

Образование складок представляет собой в основном плоскую деформацию, без существенного расширения по оси складчатости. Главная деформация слоистой толщи проявляется в плоскости, поперечной простиранию возникающих складок, в так называемой главной плоскости деформации. Именно поэтому для отображения складчатой структуры какого-либо участка или района строят разрезы вкрест простирания складчатости.

Деформация, приводящая к образованию складки изгиба со скольжением — наиболее распространенного типа складок, может быть выражена эллипсоидом деформации, в котором оси A и C лежат в главной плоскости деформации, а ось B соответствует положению шарнира складки (рис. 14).

При такой деформации в конечные моменты складкообразования, когда изгиб слоев уже невозможен, возникают (соответственно представлению об эллипсоиде деформации) две системы трещин скальвания (или разломов). При боковом сжатии, при возможности расширения вверх (т.е. в направлении к земной поверхности), верхний квадрант, ограниченный этими разрывами, будет выкалываться, блоки же,

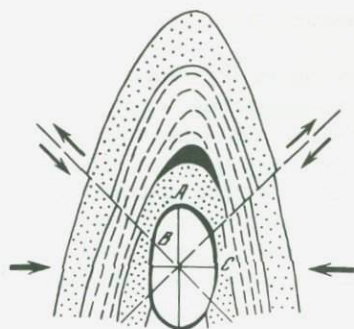


Рис. 14. Деформация, приводящая к образованию складки продольного изгиба со скольжением, может быть представлена в виде эллипсоида, в котором ось B соответствует простиранию ее оси. С развитием складки сопряжено возникновение надвигов. Стрелки показывают направления относительных перемещений по ним. В приосевой части складки образуется приоткрытие, определяемое положением трещин отрыва (показано черным)

прилегающие к ним с лежащих боков, — вдавливаясь, т.е. смещения по этим разрывам соответствуют деформации чистого сдвига и они проявляются в виде надвигов, пересекающихся по оси B . Кроме того, возникают трещины отрыва, перпендикулярные оси A и параллельные оси B эллипсоида деформации. Они могут проявиться путем отслаивания на границе пластов пород с различными механическими свойствами (см. рис. 8, A , 14).

Так представляется развитие разрывных нарушений, сопряженных со складкообразованием при относительно небольшой нагрузке сверху, когда возможно формирование складки с изгибанием слоев вверх.

По-иному проявляется деформация слоистой толщи и развитие разрывов, сопряженных с образованием складок, когда нагрузка сверху большая, т.е. если деформация проявляется на значительной глубине. В таких случаях при боковом сжатии поднятие пород вверх затруднено и они могут лишь несколько раздаться в стороны, перпендикулярно направлению сжатия. При этом возникают складки с вертикальным или почти вертикальным погружением шарнира (соответственно и оси B эллипсоида деформации). Таковы, например, складки течения в сильно метаморфизованных породах Беломорья и Кривого Рога [141, 146]. Такую деформацию в плане можно изобразить, как показано на рис. 15, A . Возникают две системы разрывов, отвечающих трещинам скалывания, по которым проявляются горизонтальные сдвиговые перемещения.

Из сказанного можно сделать вывод, что по положению разрывов, сопряженных со складчатостью, закономерно расположенных относительно элементов складок, можно говорить о направлениях перемещений вдоль них. Это имеет важное значение для поисков смещенных частей рудных тел в результате послерудных деформаций.

Как отмечалось ранее, в природных условиях деформация проявляется с расширением не только по оси A , но и по оси B (трехосная деформация). В общем случае такая деформация как завершающая процесс складкообразования возникает на некоторых средних глубинах и обуславливает развитие четырех систем трещин скалывания (двух, соответствующих надвигам, и двух — сдвигам), а также двух систем трещин отрыва, параллельных положению двух направлений осей B (рис. 15, B).

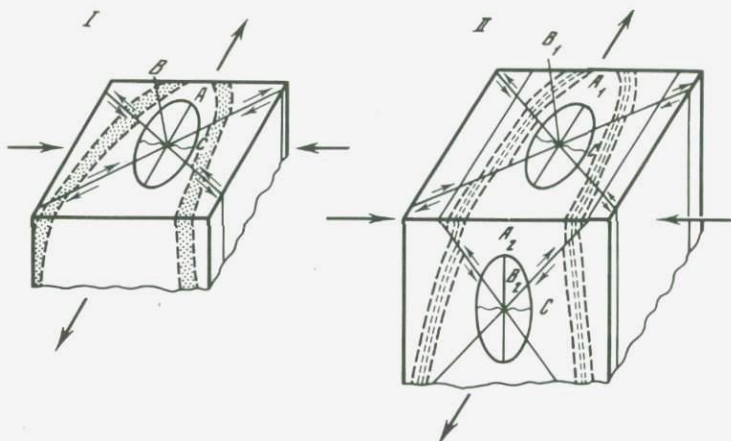
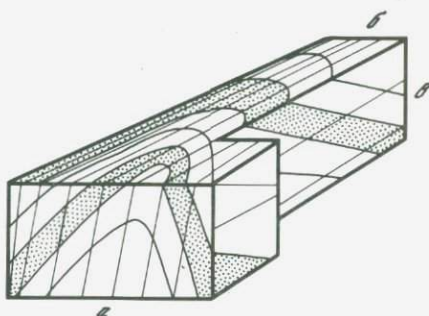


Рис. 15. Возникновение диагональных сдвигов в условиях невозможности расширения вверх (I) и надвигов и сдвигов при трехосной деформации (II)

Рис. 16. Сланцеватость (кливаж) осевой поверхности в антиклинальной складке

a — следы ее в разрезе вкост простиранья складки; *b* — пересечение ее горизонтальной плоскостью; *в* — пересечение ее вертикальной плоскостью, параллельной простиранью осевой поверхности



К разрывным нарушениям, сопряженным со складчатостью, должна быть отнесена сланцеватость, или кливаж, осевой поверхности (осевой плоскости).

Сланцеватость этого типа проявляется на значительных площадях, развивается примерно параллельно осевым поверхностям складок и залегает в соответствии с их наклоном. При вертикальном положении осевой поверхности она также вертикальна, в лежащих складках имеет положение, близкое к горизонтальному. По простиранью складок сланцеватость осевой поверхности не изменяет положения и в областях их периклинального замыкания и пересекает здесь слоистость под углом, иногда достигающим 90° (рис. 16).

На происхождение сланцеватости осевой поверхности имеется ряд воззрений. Большинство геологов рассматривают ее как результат сплющивания, проявляющегося при том же плане, что и образование складок, в плоскости *AB* главных осей деформации. Она возникает в условиях, когда вследствие метаморфизма пород дальнейшее изгибание их невозможно. Г.Д. Ажгирей [2] полагает, что такие условия создаются при удалении из пород воды благодаря их интенсивному сжатию. Потеря воды, играющей роль смазки, затрудняет проявление внешних

дифференциальных движений между зернами, что и приводит к прекращению складкообразования.

При геологическом картировании наблюдения над соотношением сланцеватости осевой поверхности и слоистости существенно помогают в расшифровке складчатой структуры. Простираие ее указывает на простираие осевых поверхностей складок, пересечение же ее поверхностью слоев горных пород дает возможность определить направление и угол погружения оси складки (см. рис. 16).

Сланцеватость осевой поверхности хорошо представлена в железистых кварцитах Кривого Рога как усложняющая складки скальвания.

Разрывные нарушения, сопряженные с образованием отдельных складок

Особенности этих разрывов состоят в том, что, хотя они возникают также в связи с общим планом деформации, соответствующих данному этапу складчатости, их развитие определяется формированием отдельных складок.

Среди таких нарушений могут быть выделены:

1. Трещины изгиба в приосевой части складок.
2. Трещины межслоевого скольжения
3. Межпластовые и внутрипластовые разрывы.

Трещины изгиба в приосевых частях складок. При образовании складки изгиба со скольжением в приосевой ее части на внешней стороне дугообразно изогнутого слоя возникают растягивающие напряжения, а на внутренней — сжимающие (рис. 17). Внутри слоя проходит нейтральная зона. В пластах более хрупких пород на внешней стороне изгиба возникают перпендикулярные напластованию и параллельные оси складки трещины растяжения (трещины отрыва), зияющие вверх и выклинивающиеся к нейтральной зоне. Если разрез слоистой толщи сложен вообще достаточно хрупкими породами, то такие трещины могут проявляться до определенной глубины. Располагаясь параллельно простираию складки, они имеют неправильную форму, свойственную трещинам отрыва; по простираию и падению достаточно быстро выклиниваются, сменяясь другими аналогичными трещинами. В случае резко неоднородного разреза характеризуемые трещины развиваются в относительно хрупких породах и могут повторяться, ограничиваясь горизонтами более пластичных пород.

Трещины в приосевых частях складок нередко вмещают рудоносные жилы, возникшие в значительной мере за счет выполнения. Они располагаются кулисообразно, сменяя одна другую по простираию и на глубину.

Трещины межпластового скольжения. Как было показано выше, образование складки изгиба со скольжением определяется проскальзыванием пластов пород относительно друг друга, возможное при наличии неоднородности в разрезе слоистой толщи. В первом приближении эта деформация может рассматриваться как сдвиг. Соответственно возникают две системы трещин скальвания. Одна из этих систем почти параллельна напластованию и отвечает сланцеватости слоистости.

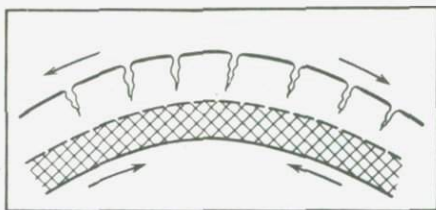


Рис. 17. Трещины отрыва (растяжения) среди хрупких пород в куполе складки. Стрелками показано направление напряжений; штриховая линия — положение нейтральной зоны

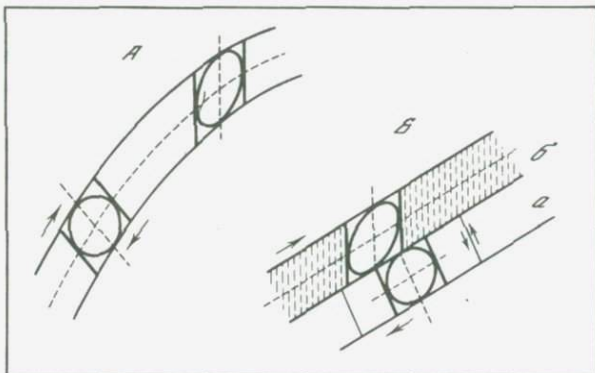


Рис. 18. Трещины межпластового скольжения

А — различное положение веерообразного кливажа в одном пласте в разных частях складки; *Б* — различное положение кливажа в слоях: *а* — хрупких, *б* — пластичных пород

Направление трещин скалывания второй системы определяется положением ее в складке. На крыльях она располагается под острым углом к слоистости, в приосевой части — приближается к положению осевой поверхности складки (рис. 18, *А*). Вообще же в соответствии с изогнутостью пластов эти трещины имеют положение, расходящееся по падению пластов, и классифицируются как веерообразный кливаж. Наклон трещин второй системы относительно ограничивающих его поверхностей напластования зависит от механических свойств породы. В слоях более пластичных они образуют с их границами острый угол. В хрупких породах более между такими трещинами и поверхностями напластования более приближается к прямому (рис. 18, *Б*).

Межпластовые разрывы. По своему заложению эти разрывы связаны с формированием складок и определяются наличием слоистости в породе. Они проявляются как дальнейшее развитие сланцеватости слоистости и выражаются рассланцеванием, иногда раздроблением на границах пород с различными физико-механическими свойствами. На крыльях складок они имеют залегание, согласное со слоистостью, но в местах изгибов слоев, а также при подходе к приосевой части складки, сохраняя свое общее направление, пересекают пласты пород под острым углом со смещением, т.е. превращаются в секущие разрывы. Часто по межпластовым разрывам в комбинации с секущими разломами развивается оруденение при существенной роли замещения пород.

Разрывные нарушения, наложенные на складчатость

Такие разрывы по своему положению, как правило, не связаны с элементами залегания складок. Они могут пресекать их под разными углами вне зависимости от их простирания, что связано с изменением направления действующих напряжений, т.е. изменением плана деформаций. Нередко, однако, при сохранении того же плана деформаций нарушения, наложенные на складчатость, могут повторять ранее возникшие разрывы. В тех случаях, когда план деформаций изменяется примерно на 90° , новые разрывные нарушения также обычно не возникают. Тогда работают ранее образованные разрывы, но перемещения по ним имеют уже иные направления.

Наложёнными можно считать также сбросы, поперечные относительно простирания осей складок, повторяющие направления трещин отрыва, заложенных в конечные стадии процесса складкообразования. Нередко поперечные сбросы развиваются вдоль трещин отрыва, выполнены дайками диабазового порфирита и лампрофиров.

5. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С ФОРМИРОВАНИЕМ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Трещины в массивах гранитоидов

Давно было замечено, что интрузивные тела расчленены закономерной сетью трещин, разбивающих их на блоки. Отмечалась также своеобразная полосчатость гранитоидов, обусловленная ориентировкой кристаллов полевых шпатов и слюды. Наиболее полное описание закономерностей размещения трещин в интрузивах и попытка объяснить их происхождение были сделаны Г. Клоосом в работе, вышедшей в 1921 г.; краткое изложение его представлений приведено во многих пособиях [2, 43, 121].

Основные положения Г. Клооса сводятся к следующему. Ориентировка пластинчатых минералов и трещиноватости в интрузивах гранитоидов является следствием тектонических усилий, которые они испытывали при внедрении и кристаллизации. Вначале Г. Клоос связывал их образование с внешними усилиями, в более поздних работах главную роль придавал импульсам внедряющейся интрузии. По Г. Клоосу, ориентированное положение удлинённых и пластинчатых минералов, а также ксенолитов обусловлено течением магмы. Это явление он выражает понятием "растяжение" (Streckung). Ориентировка минералов может быть линейная, когда шлиры и игольчатые минералы вытянуты в одном направлении, или плоскостная, когда минералы и шлиры располагаются параллельно, создавая впечатление как бы своеобразной слоистости. Ориентировка минералов часто параллельна контакту интрузива с вмещающими породами, в том числе и в его сводовой части. В центральных же частях она перпендикулярна боковому давлению.

С усилиями, действовавшими при остывании интрузива и сразу после этого, связано и развитие ранних трещин в нем (рис. 19).

Параллельно растяжению (Streckung) развиваются трещины, обозначаемые буквой S (Spaltfläche — плоскости раскалывания). Они

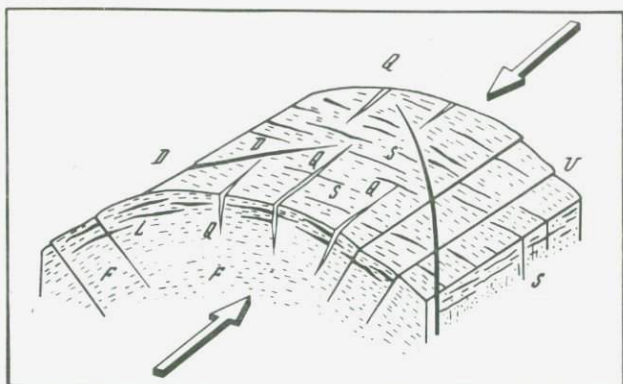


Рис. 19. Блок-диаграмма прототектонических элементов гранитного массива
F — линейная полосчатость; *S* — плоскости раскалывания; *Q* — поперечные трещины; *D* — диагональные трещины; *U* — краевые надвиги; *L* — трещины, параллельные своду массива

перпендикулярны тектоническим усилиям. Эти трещины представляют плоскости наилучшей делимости породы. Согласно Г. Клоосу, по этим трещинам не развиваются дайки. Но Р. Болк [14] отмечает, что вдоль них наблюдаются дайки аплитов, пегматитов, а также и основных пород. Происхождение этих трещин не совсем ясно.

Перпендикулярно ориентировке минералов (и параллельно действующим напряжениям) располагаются трещины *Q* (*Querfläche* — секущие плоскости), перпендикулярные своду. По Г. Клоосу, эти трещины наиболее выдержаны: к ним приурочены часто дайки аплита и рудные жилы.

Параллельно своду массива, следуя его общей форме, располагаются выдержанные трещины *L* (*Lagerklüfte* — лежачие трещины), которые рассматриваются как результат давления вышележащих толщ. Они перпендикулярны трещинам *Q* и *S*.

Под углом 45° к трещинам *Q* соответственно и к направлению действующего напряжения располагаются вертикальные трещины *D* (*Diagonalfäche* — диагональные плоскости). Это типичные трещины скалывания с горизонтальными бороздами скольжения.

И наконец, в зоне эндо-экзоконтакта, более или менее ему параллельно, развиты краевые надвиги, падающие в сторону интрузива. Их возникновение связывается с воздействием импульса снизу, обусловленного развитием интрузива.

Согласно Г. Клоосу, по положению ориентировки минералов и трещин в массиве можно выяснить направление тектонических усилий, действовавших во время формирования интрузива, а также и его форму.

Видимая простота схемы тектоники интрузивов, предложенной Г. Клоосом, подкупила исследователей и нашла себе много сторонников как за рубежом, так и в нашей стране. Однако вскоре она подверглась целому ряду критических замечаний. Так, В.Н. Лодочников отметил, что ориентировка пластинчатых и игольчатых минералов, относительно которой классифицируются трещины в интрузивах,

проявляется не всегда, поэтому такая классификация их затруднена. Ф. Зюсс также указывал на это, вместе с тем он обратил внимание на то, что сетка трещин часто бывает одинакова и в интрузиях и во вмещающих их породах; это он связывает с проявлением активного регионального бокового давления. Б. Зандер подметил, что в метаморфических породах имеются те же системы трещин, что и выделенные Г. Клоосом в массивах гранита, т.е. их следует рассматривать как наложенные.

Обстоятельная критика схемы Г. Клооса была дана А. В. Пэком [121], а затем и другими авторами [73].

Если следовать Г. Клоосу, то трещины Q по положению параллельны действующим усилиям, т.е. соответствуют трещинам отрыва. Однако по данной им характеристике это — трещины скалывания, хотя по ним движения не может быть. По известной формуле для скалывающих напряжений $\tau = 1/2\sigma \sin 2\alpha$; при $\alpha = 0 \sin 2\alpha = 0$, следовательно, $\tau = 0$.

Трещины S по характеристике, данной Г. Клоосом, также являются сколовыми, расположенными перпендикулярно трещинам Q. Но принятое этим автором соотношение с действующими усилиями не позволяет допустить возможность перемещений: $\tau = 1/2\sigma \sin 2\alpha$; при $\alpha = 90^\circ \sin 2\alpha = 0$, следовательно, $\tau = 0$.

Трещины D, по Г. Клоосу, — трещины скалывания.

Таким образом, общая сетка трещин представляет собой две сопряженные системы трещин скалывания, повернутые на 45° одна по отношению к другой. Их можно считать результатом двух последовательных деформаций.

Эти замечания в общем справедливы. Действительно, в интрузивах гранитоидов ориентировка минералов нередко отсутствует; иногда же ориентировка темноцветных является реликтовой, сохранившейся при гранитизации слюдястых сланцев, и полностью соответствует положению сланцеватости в этих породах, вмещающих интрузивы.

Очевидно, образование сетки трещин в интрузивах обусловлено совместным воздействием импульса поднимающегося магматического расплава, внешних тектонических напряжений и уменьшением объема интрузивов при их становлении в связи с остыванием (т.е. явлением контракции).

Трещины D, возможно также и трещины Q, являются результатом воздействия внешних тектонических усилий. Трещины Q могут быть заложены как отрывы, но в дальнейшем перейти в поперечные сбросы (что бывает довольно часто). Трещины L, затухающие обычно с глубиной, могут трактоваться как результат отдачи при снятии нагрузки (при уменьшении давления магмы). Краевые надвиги, очевидно, являются следствием импульса еще не застывших глубинных частей интрузива на уже застывшую корку.

Во всяком случае, трещиноватость в интрузивах не следует рассматривать изолированно, вне связи с общей тектоникой района. Можно полагать, что она возникает при совместном взаимодействии внутренних и внешних усилий.

Трещины, возникшие в процессе становления интрузивов, играют существенную роль в формировании высокотемпературных гидротермальных месторождений.

Так, оловорудные грейзены месторождения Альтенберг (ГДР) и Циновец (ЧССР) определяются развитием сети трещин отдельности, возникших в апикальных частях интрузивов гранитоидов в процессе их становления. Слабо приоткрывавшиеся трещины отдельности, заложённые при формировании гранитного массива, обусловили образование неправильных тел вольфрамитоносных грейзенов месторождения Букука в Забайкалье. Пологозалегающие кварц-вольфрамитовые жилы этого месторождения возникли в результате выполнения контракционных трещин, параллельных кровле интрузива, приоткрывавшихся в связи с сокращением его объема при остывании. Чаще же среди массивов гранитоидов проявляются рудоносные жилы, приуроченные к наложенным тектоническим трещинам, возникшим в условиях наличия существенных тектонических напряжений. Таковы, например, крутопадающие кварц-вольфрамитовые жилы того же Букукинского месторождения. Они формировались на фоне проявления неоднократных тектонических перемещений путем последовательного развития ряда различных минеральных комплексов при существенной роли замещения [77]. Примеры выделения разных генетических типов трещин приведены ниже, в разделе, посвященном изучению трещинной тектоники.

К сказанному следует добавить, что изучение тектоники интрузивов может оказать определенную помощь в оценке степени их эрозии. Пологие трещины, параллельные кровле, широко распространены в области эндоконтакта; в глубь массива их роль постепенно снижается.

Разрывные нарушения, обусловленные механической активностью внедряющегося магматического расплава

Эти разрывы характерны для существенно консолидированных областей, какими являются области активизации платформ и щитов, а также области орогенного этапа развития подвижных зон. Они распространены в интрузивах, вулканоплутонах и вулканах центрального типа, а также в куполах, штоках, necks, трубках взрыва, кальдерах проседания, частично в лакколитах и некоторых других магматических телах.

Среди крупных разрывов этого типа выделяются кольцевые и дуговидные (цилиндрические и конические), центроклинальные и периклиналильные (рис. 20), а также прямолинейные радиальные, горизонтальные и близкие к ним. Кроме того, отмечаются краевые надвиги и пологие сбросы в гранитных массивах и в их экзоконтактах. Мелкие разрывы представлены трещинами отрыва и скалывания в зонах кольцевых и дуговидных разломов, радиальные и концентрические трещины в куполах, вулканах центрального типа и т.д.

Возникновение всех этих разрывов связано с развитием магматических тел. По В. А. Невскому [87], поднятие магмы под напором в виде столба по каналу, определяемому пересечением крутопадающих разрывов, приводит к образованию в вышележащей толще концентрических (кольцевых) разрывов цилиндрической формы, которые выше сменяются коническими центроклинальными надвигами. Над магмати-

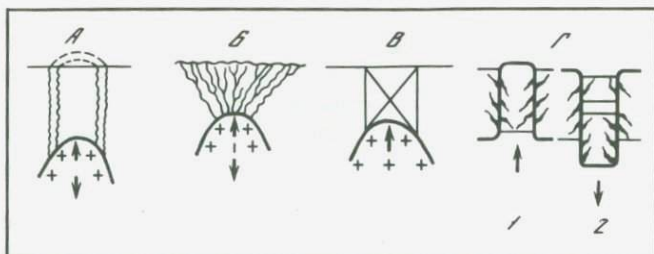


Рис. 20. Кольцевые разрывы. По В.А. Невскому [87]

А — образование цилиндрических трещин отрыва; Б — образование центроклинальных конических трещин; В — образование центроклинальных трещин скалывания; Г — образование оперяющих конических трещин отрыва: 1 — центроклинальных при возникновении кольцевого горста, 2 — периклиналильных при возникновении кольцевого габрена

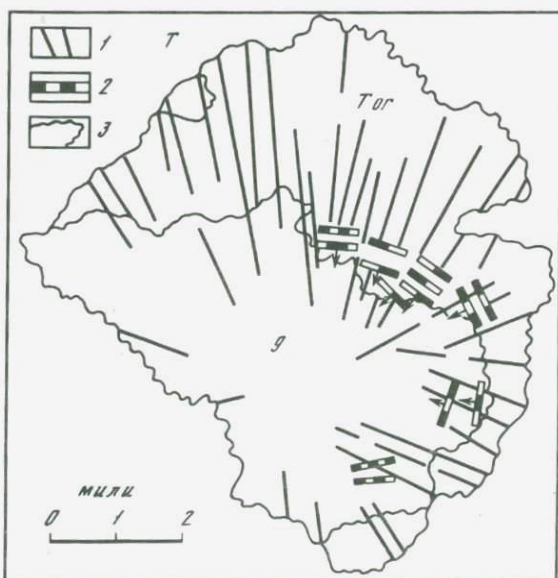


Рис. 21. Расположение трещин в круглом тектоническом поднятии. Заполненные дайками радиальные и концентрические трещины на о-ве Рам в Шотландии. Взято у В.В. Белоусова [9]

1 — радиальные дайки; 2 — концентрические дайки. Стрелками показано направление падения даек; 3 — границы между породами. Т — триас; Tor — торридонские песчаники; g — интрузивные породы (граниты, габбро и т.д.)

ческим телом образуется купол, в котором возникают также концентрические надвиги и система радиальных разрывов (рис. 21), по которым иногда развиваются дайки. С цилиндрическими разрывами часто бывают связаны оперяющие центроклинальные трещины отрыва. При оттоке магмы на месте купола может возникнуть опускание. Крутопадающие кольцевые или дугообразные сбросы в таких случаях сопровождаются оперяющими периклиналильными трещинами отрыва и центроклинальными краевыми сбросами (см. рис. 20).

Формирование магматического тела — процесс долговременный. Последовательные магматические импульсы приводят к неоднократному подновлению разрывов. В них развиваются магматические тела, образующие иногда сложные кольцевые или дуговидные магматические комплексы. Радиальные, частично также и концентрические разрывы иногда проявляются как рудовмещающие.

6. НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Нетектоническими называются нарушения залегания пород, не связанные с действием региональных напряжений, а обусловленные локальными, большей частью внешними причинами. Среди них могут быть выделены эндогенные нарушения, более древние, чем тектонические разрывы, а также экзогенные, более молодые нарушения. Эндогенные нетектонические разрывы начинают возникать еще в процессе становления пород. Сюда прежде всего относятся литогенетические трещины, образующиеся при обезвоживании осадков. Таковы трещины в илах высохших водоемов, а также трещины в недеформированных породах, возникшие при диагенетическом преобразовании осадков. По внешнему виду они совершенно аналогичны тектоническим трещинам отрыва, но, как правило, ориентированы перпендикулярно контактам слоев и образуют в породах отдельности различной формы — столбчатой, призматической и др.

В эту же группу входят трещины термической контракции (усадка при остывании) в магматических породах. Таковыми являются, например, трещины в базальтах, разбивающие породу на столбы с шестиугольным сечением. Таковы трещины, образующие столбчатую, плитчатую, шаровую и другие формы отдельности в вулканитах. Сюда же должны быть отнесены трещины контракции в массивах гранитоидов, формирующихся в тектонически спокойных условиях. Такие трещины образуют грубую матрацевидную плитчатую отдельность и иногда выполняются дайками аплита и пегматита. Нередко такие трещины подновляются под воздействием тектонических напряжений, и по ним могут проявляться перемещения блоков пород.

К нетектоническим эндогенным нарушениям должны быть отнесены также гравитационные подводные оползни. Подводные оползни могут быть сингенетическими, образующимися одновременно с процессом осадконакопления, а также эпигенетическими, возникающими в толщах пород, сползающих по склону. Для проявления подводных оползней достаточно уклона в несколько градусов. Образование их может быть связано либо с сейсмическими толчками, либо с избыточным весом отложившихся на склоне осадков [67].

В разрезах подводные оползни выглядят как пачка смятых и(или) раздробленных пород, залегающая между параллельно лежащими пластами. Обычно по простиранию достаточно быстро сменяются породами с нормальным залеганием, иногда же прослеживаются на значительные расстояния. Для оползней, возникших в пластичных породах, очень характерно наличие складок волочения, наклоненных в сторону перемещения пород, вниз по склону, т.е. обратно по сравнению с

такими складками, сопровождающими развитие складок изгиба со скольжением, но точно так же, как в случае образования куполовидных складок, обусловленных воздействием вертикальных усилий.

При образовании подводного оползня в уплотненных осадках происходит их растрескивание: возникающие полости иногда заполняются песчаным материалом с образованием песчаных (по П. Н. Кропоткину, "нептунических") даек.

К экзогенным нетектоническим нарушениям следует отнести прежде всего гравитационные наземные оползни, возникающие на крутых берегах рек, озер и на склонах гор. Особенно интенсивно они проявляются в горных районах с молодым альпийским рельефом, где иногда существенно нарушают целостность рудных месторождений.

Поверхность таких оползней имеет вогнутую форму. Они более крутые в верхней и более пологие в нижней части.

К нетектоническим нарушениям должны быть отнесены также трещины, проявляющиеся в породах при их выветривании. Они развиты лишь в приповерхностных частях обнажений, как правило, имеют небольшую мощность и протяженность, быстро заканчиваются на глубину. Наиболее важную роль в их образовании играет резкая смена температур в условиях континентального климата, а также воздействие замерзающей воды, проникающей в тонкие, ранее возникшие трещины.

Помимо перечисленных основных типов нетектонических нарушений залегания горных пород, должны быть отмечены деформации, связанные с карстом в карбонатных толщах. Они проявляются обрушениями, сопровождающимися развитием псевдотектонических брекчий. Только обрушение пород может рассматриваться как нетектоническое нарушение. Возникновение же самого карста определяется обычно тектоническими трещинами. Следует подчеркнуть, что древние карстовые камеры могут быть заполнены гидротермальными, большей частью баритовыми, либо карбонатными образованиями, содержащими низкотемпературное оруденение. Это следует учитывать, если будут встречены нарушения залегания пород, сопровождаемые карстами.

И наконец, к нетектоническим должны быть отнесены нарушения, возникшие в связи с деятельностью человека. Таковы разрывы, оползни, образующиеся при проходке подземных выработок, отработке карьеров, рытье котлованов при строительстве, нарушающих существующее в природе естественное равновесие.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ И ОРУДЕНЕНИЕ

1. ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА
ГОРНЫХ ПОРОД И РУДООТЛОЖЕНИЕ

Физико-механические свойства горных пород, и прежде всего их способность к хрупкому разрушению, т.е. к развитию трещин, определяемому значением предела упругости, а также различия в пористости и проницаемости играют весьма важную роль в образовании постмагматических рудных месторождений всех генетических типов.

Упругие свойства пород, обуславливающие их сопротивляемость хрупкому разрушению, не являются чем-то постоянным. Они существенно изменяются в зависимости от того, в каких условиях происходит деформация, т.е. от всестороннего давления, температуры и скорости приложения усилия. Как уже указывалось, известняки — породы, хрупкие в обычных условиях, на значительных глубинах подвергаются пластической деформации. В условиях больших давлений пластически деформируются и существенно кварцевые породы, особенно при наличии в их порах щелочных растворов. Экспериментальные деформации хрупких смол хорошо иллюстрируют роль скорости динамического воздействия. При мгновенном ударе вар распадается на мелкие остроугольные обломки. При долгом лежании под собственным весом он расплывается, деформируясь как пластичное тело.

По степени уменьшения хрупкости (или увеличения пластичности) при нормальных условиях температуры и давления горные породы могут быть расположены примерно в такой ряд: кварцевые жилы, фельзиты, кварциты, гранитоиды, эффузивные порфиры, песчаники, габбро, диабазовые порфиристы, известняки, серпентиниты, глинистые сланцы и мергели. Более подробные данные о хрупкости разных пород приведены в книге А.В. Королева и П.А. Шехтмана [58].

Упругие свойства горных пород могут быть охарактеризованы количественно с помощью ряда констант, определяемых путем испытания выпиленных из них стержней воздействием нормального растягивающегося напряжения. Приращение длины, т.е. абсолютное удлинение стержня Δl под действием силы P , зависит от первоначальной длины стержня l , а также от коэффициента пропорциональности (E), имеющего различные значения для разных материалов. Этот коэффициент называют также модулем Юнга. Отмеченная зависимость может быть выражена формулой $E = \sigma l / \Delta l$, где σ — нормальное напряжение. Модуль Юнга (E) выражается в кГ/см^2 . В магматических и осадочных породах его значения модуля в общем колеблются от $0,3$ до $9 \cdot 10^5 \text{ кГ/см}^2$.

Другой параметр, характеризующий упругие свойства породы, так называемый коэффициент Пуассона (δ), определяется отношением величины поперечного сжатия стержня (β) к величине продольного удлинения (Δl), т.е. $\delta = \beta / \Delta l$. Коэффициент Пуассона выражается безразмерной величиной, значения его колеблются от $0,1$ до $0,5$ [33].

Для характеристики деформации сдвига (образования скальвающих

поверхностей при сжатии образца) применяется понятие "модуль сдвига" (G), также зависящий от упругих свойств испытываемой породы. Его величина определяется отношением величины касательного напряжения τ к величине относительного сдвига γ , т.е. $G = \tau/\gamma$.

Все эти коэффициенты связаны между собой по формуле $G = E/2(1 + \sigma)$. В настоящее время прямое определение этих констант обычно не производится. И, поскольку известно, что упругие свойства непосредственно связаны со скоростью прохождения упругих волн, этим пользуются для определения упругих параметров расчетным путем.

Различают упругие волны продольные и поперечные. Продольные волны характеризуются тем, что в исследуемом материале частицы смещаются лишь в продольном направлении, т.е. отражают последовательное сжатие—расширение элементарных объемов.

Скорость распространения продольных упругих волн (V_p) связана с модулем упругости (модулем Юнга) соотношением $V_p = \sqrt{E/\rho}$, где ρ — плотность породы.

Используется также определение скорости распространения поперечных упругих волн. Они характеризуются тем, что частицы элементарного объема перемещаются одновременно, вращаясь в направлении, перпендикулярном линии их распространения. Скорость распространения поперечных упругих волн (V_s) связана с модулем сдвига соотношением $V_s = \sqrt{G/\rho}$. Обычно породы, характеризующиеся низкими значениями упругих констант, более благоприятны для трещинообразования.

Влияние упругих свойств пород на локализацию оруденения можно показать на целом ряде примеров. Приведем некоторые из них.

На сурьмяно-ртутных месторождениях Южной Киргизии оруденение развито в джаспероидах по известнякам, залегающим под покрывкой сланцев. Модуль Юнга известняков равен $7,16 \cdot 10^5$, а джаспероидов — $6,20 \cdot 10^5$ кГ/см² [92].

В результате изучения ряда рудных районов Средней Азии В.А. Королев [130] показал, что тип деформации зависит от сочетания пород в разрезе. Так, массивные известняки, чередующиеся с эффузивами, могут вести себя как пластичные породы, деформируясь с образованием узких сжатых складок. В них возникают преимущественно рудные месторождения с преобладанием согласных тел. Но слоистые, особенно грубослоистые, известняки в сочетании со сланцами претерпевают хрупкие деформации. В них проявляются крупные сколы, сопровождающиеся мелкой складчатостью. Ведущее рудолокализирующее значение приобретают разрывные нарушения. Эффузивы в обычных условиях ведут себя как хрупкие породы. Но если они подстилаются карбонатными толщами, то проявляют способность к складкообразованию: в них развиваются межформационные субсогласные рудные тела.

Частая перемежаемость в разрезе сложной толщи пород, различающихся по физико-механическим свойствам, способствует локализации оруденения. Так, на Рудном Алтае главная масса колчеданно-полиметаллических руд представлена пластообразными залежами в

сочетании с секущими рудоподводящими разломами. Метасоматическое оруденение развито среди переслаивающихся туфов и туфогенных песчаников [13, 34]. В локализации оруденения определенную роль играют разрывы по контактам различных пород.

Пористость. Под пористостью понимают совокупность пространств между твердой фазой абсолютно сухой породы [70, 142]. Различают общую и эффективную пористость. Общая пористость представляет сумму открытых и закрытых пор, а эффективная составляет часть открытой пористости, по которой при заданных условиях происходит циркуляция жидкостей или газов. Под значением пористости понимается отношение в процентах суммы объемов пор горной породы ко всему объему породы.

Для формирования постмагматических рудных месторождений наибольшее значение имеет эффективная пористость, поскольку ею измеряется возможность проникновения в породу рудоносных растворов. Она определяется путем свободного водонасыщения предварительно высушенного образца горной породы, вырезанного в виде параллелепипеда, объем которого точно известен. Подробности метода изложены в работах В.И. Старостина [70, 142].

Эффективная пористость, определяющая масштабы насыщения пород жидкостями, находится по формуле

$$P_{\text{эфф}} = \frac{P_n - P_{\text{сух}}}{P_n - (P_{\text{ж}} - P_{\text{пр}})} \cdot 100,$$

где P_n — вес насыщенного образца; $P_{\text{сух}}$ — вес сухого образца; $P_{\text{ж}}$ — вес образца в жидкости; $P_{\text{пр}}$ — вес проволоки, применяемой в гидростатическом взвешивании.

А.В. Королев и П.А. Шехтман [58] дают следующую группировку горных пород по развитой в них пористости:

1) породы с весьма низкой пористостью — меньше 1%. Свежие изверженные породы, плотные глинистые и карбонатные породы, плотные свежие кристаллические и метаморфические сланцы;

2) породы с низкой пористостью — от 1 до 3%; разнообразные магматические и метаморфические породы, умеренно измененные эндогенными процессами или выветриванием; сравнительно плотные песчаники, известняки, метаморфогенные туфы;

3) породы с повышенной пористостью — от 3 до 10%. Слабо метаморфизованные песчаники и конгломераты, сильно измененные и выветрелые магматические породы, туфы и туффиты;

4) породы с высокой пористостью — более 10%. Рыхлые, слабо сцементированные песчаники, конгломераты и туфы, кавернозные известняки и доломиты; особенно сильно выщелоченные и выветрелые интрузивные породы.

Имеется много примеров, когда оруденение развито в более пористых породах, а прилежащие к ним менее пористые породы практически безрудны. Хорошим примером могут служить упомянутые выше сурьмяно-ртутные месторождения Южной Киргизии. Для них характерно то, что оруденение размещается преимущественно в джаспероидах по известнякам, образуя межпластовые залежи, что дает

основание многим геологам относить их к стратиформным. Пористость известняков в среднем равна 0,5%, в джаспероидах достигает 5,08%. Но оруденение приурочено в основном к таким участкам, где их пористость оценивается в 1,5—3%. Оптимальное значение пористости (не самое высокое), благоприятное для рудоотложения, отмечается и на многих других рудных месторождениях.

Интересные данные о зависимости между локализацией оруденения и пористостью горных пород получены И.К. Брагиным [16] на свинцово-цинковых месторождениях Тары-Эканского рудного поля в Средней Азии. Эти месторождения представлены преимущественно зонами прожилково-вкрапленного оруденения, менее — выдержанными жилами среди эффузивов верхнего палеозоя и нижнего триаса (?).

На основании изучения более 300 образцов различных пород, слагающих рудное поле, этот автор показал, что собственно рудовмещающими являются кислые верхнепалеозойские эффузивы сферолитовой и тарызканской подсвит оясайской свиты со средними значениями эффективной пористости соответственно 6,6 и 8,9%. При этом наиболее богатое оруденение проявляется в рудоносной зоне при пересечении ею сферолит-порфиоров, кварцевых порфиоров и фельзит-порфиоров, эффективная пористость которых составляет от 6,3 до 10,4%. Прослой туфов дацитовых порфиоров, а также туфопесчаников с эффективной пористостью 11,8—13,8% не оказывают благоприятного воздействия на локализацию оруденения. Залегающие выше рудовмещающей толщи верхнепермские—нижнетриасовые (?) туфолавы и игнимбриты так называемой кызылнуринской свиты с эффективной пористостью 5,6% также не содержат оруденения. Весьма низкое содержание свойственно и отрезку рудоносной зоны, проходящему среди подстилающих рудовмещающую толщу туфолав дацитовых порфиоров и андезит-дацитовых порфиритов, средняя эффективная пористость которых 4,8 и 5,9%. Таким образом, и в данном случае благоприятны для локализации оруденения породы с некоторым средним, "оптимальным" значением эффективной пористости.

Между пористостью и обусловленной ею рудной вкрапленностью, с одной стороны, и упругими свойствами — с другой, существует обратная зависимость. Она хорошо иллюстрируется рис. 22. Изображенные на ней кривые построены на основании многочисленных замеров в пределах одного рудного поля. Однако такие же соотношения выявляются, если сравнить соответствующие данные по отмеченным выше сурьмяно-ртутным месторождениям Южной Киргизии. Эта тенденция является всеобщей. Как правило, высокопористые породы характеризуются низкими значениями модуля упругости (модуля Юнга) и, наоборот, породы с высоким его значением обычно имеют малую пористость и в них развиваются преимущественно не вкрапленники, а прожилковое оруденение, обусловленное хрупким разрушением породы.

Пористость породы существенно изменяется в процессе развития оруденения. В связи с гидротермальной проработкой (околорудным изменением) пород она заметно повышается, что в свою очередь влияет на изменение модуля Юнга, значение которого, как правило, уменьшается.

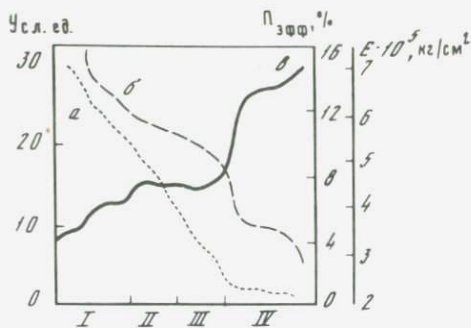


Рис. 22. График зависимости интенсивности оруденения от физико-механических свойств вмещающих пород. По А.В. Канцелю и др. [130]

а — интенсивность оруденения — количество металла в условных единицах на 1 м мощности пород (левая шкала); *б* — пористость; *в* — модуль упругости. I — кристаллокластические туфы и туфобрекчи липаритов; II — эруптивные брекчи, агглютинаты, ингимбриты кварцевых порфиров; III — пепловые туфы и кластолавы кварцевых порфиров; IV — туфогенно-осадочные породы, покровные фельзиты и кварцевые порфиры, экструзивные фельзиты

Увеличение пористости в породе способствует развитию вкрапленного оруденения в зальбандах рудных жил за счет выполнения поровых пространств, а это вновь приводит к уменьшению пористости. Так, на упомянутом выше свинцово-цинковом месторождении Тары-Экан рудовмещающие неизменные фельзит-порфиры имеют пористость 6%; вблизи рудоносной зоны, где породы серицитизированы, она повышается до 8%, в непосредственном контакте с рудоносной зоной за счет развития рудной вкрапленности вновь снижается до 6%, а затем даже до 4% (рис. 23). На полиметаллическом месторождении Туранглы (Средняя Азия), связанном с биметасоматическими скарнами, кварцевые порфиры лежащего бока рудной залежи имеют пористость 1%, мраморизованные известняки висячего бока — 1,5—2%, а пористость скарнов повышается до 5%. Существенную роль на месторождении играют вкрапленные руды в пироксеновом скарне.

Проницаемость, или проницаемая эффективная пористость, представляет собой совокупность пор и капилляров, обуславливающих возможность прохождения жидкости или газов в заданном направлении. Она зависит от пористости, но не столько от общего ее объема, сколько от формы, размеров пор и от наличия взаимосвязи, сообщаемости между ними. А.В. Королев и П.А. Шехтман [58] иллюстрируют это таким примером. В глинах пористость может достигать 50—60%, но они почти непроницаемы. И наоборот, песок с пористостью 20—30% может быть высокопроницаемым.

Проницаемость определяют путем полного насыщения пластинки породы водой под давлением, количество которой затем измеряется путем извлечения ее при продувании воздухом [70].

Проницаемость породы проявляется в зависимости от вязкости фильтрующегося вещества. Под вязкостью понимается свойство жидкостей и газов оказывать сопротивление перемещению одной их части относительно другой. Иными словами, это их внутреннее трение.



Рис. 23. Изменение пористости в породах, вмещающих месторождение Тары-Экан. По Ю.А. Розанову и др. [27]

1 — фельзит-порфир; 2 — хлорит; 3 — серицит; 4 — трещины; 5 — сплошная руда и вкрапленное оруденение; 6 — рудная зона; 7 — кривая эффективной пористости; 8 — кривая общей пористости; 9 — места взятия проб

За единицу динамической вязкости (или просто вязкости) в системе СГС принимается пуаз. Под этим термином понимается перемещение в 1 сек. 1 кг жидкости на 1 м ($\Pi = \text{Кг/м} \cdot \text{сек}$). В настоящее время в связи с переходом на международную систему СИ эта единица изъята и заменена на единицу Паскаль-секунда ($\text{Па} \cdot \text{с}$).

Паскаль (Па) — единица давления. Один паскаль — величина давления, вызываемого силой в один ньютон (Н), равномерно распределенной на нормальной к ней поверхности площадью в 1 м^2 , т.е. $\text{Па} = [L^{-1}MT^{-2}]$, где L — метры; M — килограммы; T — секунды.

Ньютон (Н) — единица силы. Один ньютон равен силе, сообщаемой телу массой в 1 кг ускорение в 1 м/с^2 в направлении действующей силы, т.е. $\text{Н} = [LMT^{-2}]$.

Проницаемость выражается в дарси (Д)¹. За единицу дарси принимается проницаемость, при которой через поперечное сечение в 1 см^2 при перепаде давления в 1 атм на 1 см толщины образца за 1 с проходит 1 см^3 жидкости с вязкостью в 1 сантипуаз. Значение вязкости некоторых жидкостей приведено в табл. 1.

Таким образом, с повышением температуры вязкость жидкости сильно уменьшается, при повышении всестороннего давления — слабо увеличивается. Сильные электролиты слабо увеличивают вязкость раствора, слабые — резко повышают ее с увеличением концентрации. Проницаемость (K) рассчитывается по формуле $K = \mu L Q / S \Delta P$, где μ — вязкость протекающей жидкости; Q — количество протекающей жидкости; S — поперечное сечение образца; L — толщина образца, см; P — различие в давлениях.

¹Дарси — внесистемная единица (подлежит изъятию).

Таблица 1

Вязкость некоторых жидкостей (взято у А.В. Королева и П.А. Шехтмана [58])

Вещество	Температура, °С	Вязкость		Примечание
		Единица измерения	Величина	
Вода	20	миллипуаз	10,0	
"	100	"	2,8	
Водяной пар	100	"	0,127	
Вода	150	"	1,84	Давление, кг/см ²
"	75	"	0,72	
"	75	"	0,81	2000
"	75	"	1,0	5000
				Концентрация, %
Водный раствор NaCl	100	пуаз	1,013	0,1
То же	100	"	1,55	4
Раствор Na ₂ O + 1,09 SiO ₂	20	миллипуаз	55	10
То же	20		1500	40

Г.И. Теодорович, изучавший свойства нефтяных коллекторов Волго-Уральской области, дал классификацию пород по величине проницаемости. Взяв ее за основу, А.В. Королев и П.А. Шехтман [58] выделяют следующие группы горных пород:

1) очень хорошо проницаемые — свыше 1,0 Д. Сильно трещиноватые изверженные породы, кавернозные известняки и доломиты, рыхлые песчаники;

2) хорошо проницаемые — 0,1 до 1,0 Д. Разнообразные пористые и трещиноватые, измененные и выветрелые породы;

3) среднепроницаемые — от 0,01 до 0,1 Д;

4) слабопроницаемые — от 0,001 до 0,01 Д; плотные и нетрещиноватые породы — осадочные, изверженные и метаморфические;

5) непроницаемые — меньше 0,001 Д, способные к экранированию; глинистые сланцы, хлоритовые и тальковые сланцы, плотные липариты, кварцевые порфиры и др.

Эта группировка характеризует проницаемость горных пород в массиве, в их естественном залегании, с присущими им пустотностью, трещиноватостью. Проницаемость же, определяемая в лабораторных условиях в отобранных монолитных образцах неветрелых пород без видимых макроскопически трещин, существенно иная. Проницаемость "скальных" пород (неветрелых изверженных, метаморфизованных осадочных, метаморфических), с которыми обычно имеют дело при изучении эндогенных рудных месторождений, имеет весьма малые величины, обычно $n \cdot 10^{-2}$ — $1 \cdot 10^{-6}$ мД. Так, например, по данным лаборатории петрофизики ИГЕМ АН СССР, проницаемость мраморов, измеренная в образцах, отобранных на ряде рудных полей Средней Азии, имеет среднее значение 0,0055, гранитов — 0,000315, гранодиоритов — 0,00015, а пироксеновых скарнов — 0,000095 мД. Именно данными таких определений обычно пользуются при сравнительном анализе роли

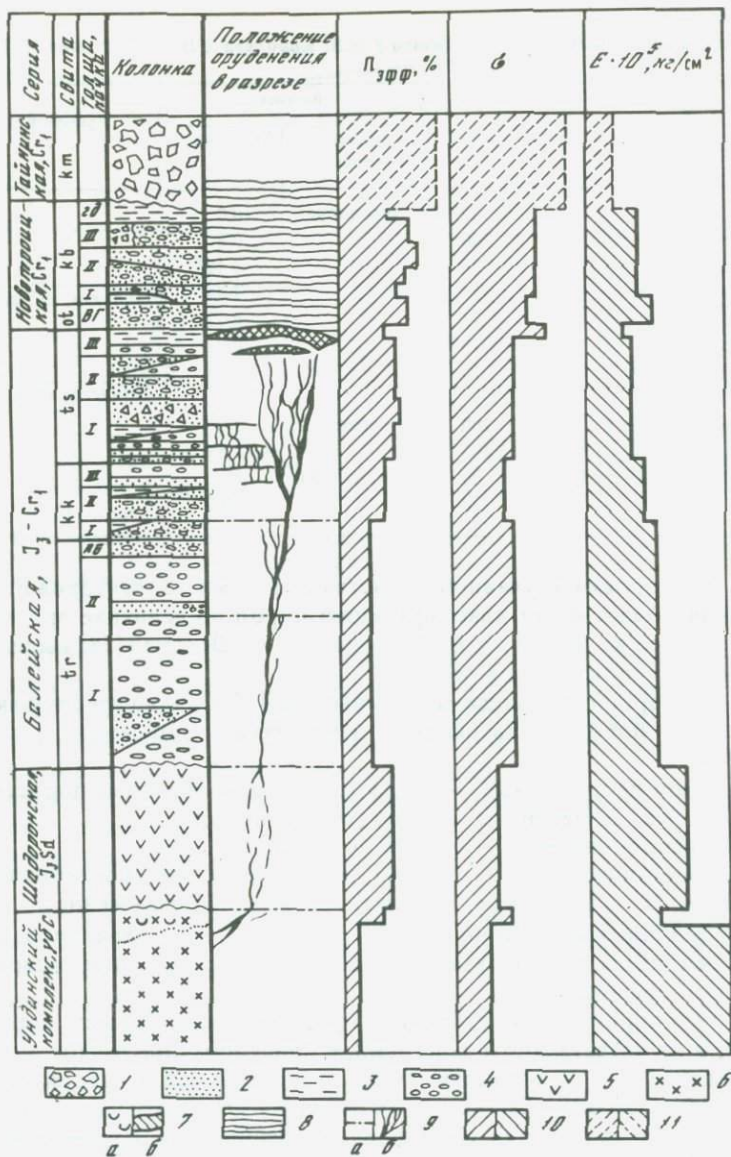


Рис. 24. Сводная стратиграфическая колонка Балейского грабена со средними константами физико-механических свойств пород и схемой размещения оруденения. По Ю.Г. Сафонову [144]

1 — плохо окатанные конгломераты, брекчи; 2 — песчаники; 3 — алевриты; 4 — конгломераты; 5 — вулканогенные породы; 6 — гранитоиды; 7 — зона каолинизации (а) и кварцевые метасоматиты (б); 8 — надрудная толща; 9 — пологие срывы (а) и рудные тела (б); 10, 11 — установленные (10) и предполагаемые (11) значения физико-механических свойств

проницаемости горных пород в локализации постмагматического оруденения.

Проницаемость — весьма важное свойство горных пород. Особенно успешно она используется при анализе конкретных примеров, когда поступление растворов в сферу рудоотложения обусловлено не наличием разрывных нарушений, а продвижением их широким фронтом через твердую породу. Такие условия характеризуют, например, образования скарнов по известнякам на контакте их с гранитами — обычно менее проницаемыми породами. Примером может служить вольфрамовое месторождение Ингичке в Средней Азии, где лежащий бок скарнов представлен гранитами, проницаемость которых 0,00016 мД, а известняков висячего бока — 0,004 мД [120]. Наоборот, грейзены в апикальных частях гранитных массивов образуются под покрывкой сланцев либо других пород, имеющих меньшее значение проницаемости.

Различной проницаемостью пород объясняются также явления экранирования оруденения в пределах отдельных гидротермальных месторождений и в целых районах. Так, в Южном Китае [102] маломощный чехол юрских осадочных и эффузивных отложений служил покрывкой для гранитоидов мелового возраста и связанного с ними вольфрамового оруденения собственно грейзенового и высокотемпературного жильного типов. В Западном Забайкалье подобную же роль играла толща пермских эффузивов, служившая слабопроницаемой покрывкой для верхнеюрских гранитоидов и редкометального оруденения.

Следует отметить, что оруденение может достаточно резко заканчиваться по восстанию и при отсутствии каких-либо экранирующих пород. Так, в пределах Балейского рудного поля рудные зоны заканчиваются под маломощной покрывкой высокопроницаемых пород (рис. 24) [144]. Такая особенность локализации оруденения, по-видимому, обусловлена резким нарушением равновесия в рудоносном растворе вследствие перепада давления при переходе его из менее проницаемых в более проницаемые породы.

Прочность. При рассмотрении влияния физико-механических свойств горных пород на формирование структур эндогенных рудных месторождений и локализацию оруденения должна учитываться также прочность пород, т.е. временное сопротивление одноосному сжатию (или предел прочности на сжатие). Прочность пород на одноосное сжатие $P_{сж}$ определяется по формуле $P_{сж} = F_{max}/S_0$, где F_{max} — максимальная разрушающая сила, кг; S_0 — начальная площадь поперечного сечения образца, см². Условно-мгновенные прочности на скалывание горных пород в сухих образцах при всестороннем давлении в 1 атм и нормальной температуре 10^2 — 10^3 кгс/см², на отрыв — 10 — 10^2 кгс/см², например для гранитов 600—1800 и 30 кгс/см² соответственно [33]. Прочность пород естественно зависит от всестороннего давления, температуры среды и других факторов.

2. ВЛИЯНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД НА РУДООТЛОЖЕНИЕ

В нашу задачу не входит детальное рассмотрение химизма процесса взаимодействия вмещающих пород и рудоносных растворов, способствующих рудоотложению. Отметим лишь, что в основе его лежит нарушение равновесия в растворе, что может быть обусловлено реакциями обмена, нейтрализации, восстановления и т.д.

Для образования скарнов необходимо наличие контакта карбонатной и алюмосиликатной пород. В условиях проявления пластической деформации [160], приводящей к увеличению пористости пород, в связи с движением рудоносных растворов вдоль контакта происходят обменные реакции между веществом обеих пород и привнос других — рудных компонентов. В результате этого образуются известковистые и железистые алюмосиликаты; избыток привнесенного железа может выделиться в виде магнетита. В дальнейшем скарны реагируют на деформации как более хрупкие, к тому же и более пористые породы, что способствует проникновению в них рудоносных растворов. Взаимодействие с железосодержащими алюмосиликатами (главным образом с пироксенами) приводит к выделению железистых сульфидов — пирита, халькопирита и др.

Карбонатные породы (известняки) благоприятны для локализации свинцово-цинкового оруденения. Рудоносные растворы кислого состава, соприкасаясь с известняками, нейтрализуются, что приводит к разложению находящихся в растворе сульфосолей свинца и цинка и выделению сульфидов этих металлов путем замещения.

Хорошим примером рудных залежей, образовавшихся в результате избирательного замещения пород, являются рудные тела свинцово-цинковых месторождений Маданского района в Болгарии [39]. Здесь среди пологозалегающей толщи различных по составу гнейсов имеются прослой мрамора. По этим прослоям в местах пересечения их рудоносными жилами возникли скарны со свинцово-цинковым оруденением, прослеживающиеся на некоторое расстояние от жил, особенно непосредственно вдоль контакта мраморов с гнейсами. В целом рудные залежи имеют форму лент, склоняющихся соответственно линии пересечения контакта этих пород с рудоносными жилами (рис. 25).

Основные породы также могут играть роль осадителей рудного вещества. Примером может служить вольфрамово-мышьяковое месторождение Кти-Теберда [128]. Здесь выделения шеелита и арсенопирита развиты в местах пересечения рудоносными жилами пластов амфиболита среди слюдястых сланцев. На контакте с жилами амфиболит превращен в породу, сложенную в основном биотитоподобной слюдой, обогащенной щелочами и полуторными окислами. Вместе с тем на этом интервале в зальбандах жил отсутствует калиевый полевой шпат, который наряду с плаггиоклазом широко развит на основном интервале жил в слюдястых сланцах (рис. 26). В данном случае, очевидно, было нарушено равновесие раствора за счет фиксации щелочей, что и привело к выпадению рудных минералов. Наличие щелочей в растворе доказывается тем, что тонкие прожилки сульфидов, рассекающие кристаллы плаггиоклаза, сопровождаются оторочкой альбита.

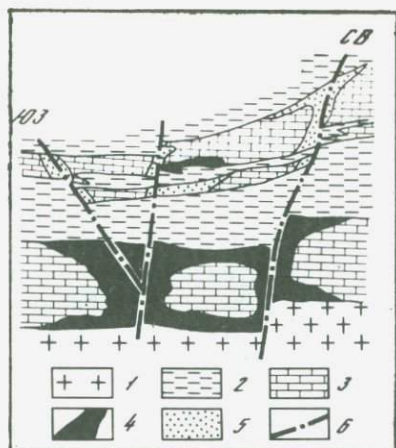


Рис. 25. План нижней метасоматической залежи месторождения Градище Пшеничище (Маданский район, Болгария). По Р.Д. Докову и др. [39]

1 — гранитизированные парагнейсы; 2 — биотитовые парагнейсы; 3 — мраморы; 4 — оруденелые скарны; 5 — метасоматическая залежь; 6 — рудные жилы и апофизы

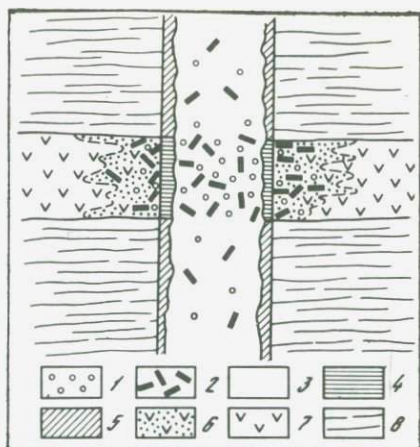


Рис. 26. Схема строения рудоносных жил вольфрамово-мышьякового месторождения Кти-Теберда. По А.В. Пэку и Л.И. Лукину [128]

1 — кристаллы шелита; 2 — кристаллы арсенопирита; 3 — жильный кварц; 4 — зальбанды жилы, сложенные плагиоклазом; 5 — зальбанды жилы, сложенные калиевым полевым шпатом и плагиоклазом; 6 — биотитизированный амфиболит; 7 — амфиболит; 8 — кварцево-сланцевые сланцы

Породы, содержащие значительную вкрапленность пирита, способствуют развитию обогащенных участков в жилах так называемой пятиэлементной формации в Саксонских Рудных горах. Полным аналогом являются издавна известные фальбанды Конгсберга в Норвегии, где серебросодержащие гидротермальные жилы существенно обогащаются этим металлом на участке пересечения пластов сланцев, проникнутых сульфидами, преимущественно пиритом и пирротинном.

Причину таких соотношений некоторые авторы усматривают в электролитическом взаимодействии рудоносных растворов с сульфидами, другие полагают, что сульфиды играют роль восстановителя, приводящего к изменению значения окислительно-восстановительного потенциала растворов.

Роль осадителя нередко играет органическое вещество. Его наличие создает резко восстановительную обстановку, благоприятную для образования сульфидов. Многие геологи связывают с реакцией восстановления выпадение из раствора урановой смолки благодаря переходу растворимого U^{6+} в нерастворимый U^{4+} .

Б.П. Худяков [28] отмечает, что на изученном им урановом рудопоявлении, относящемся к смолково-карбонатной формации, урановая минерализация приурочена в основном к механически хрупким и химически активным вмещающим породам. До 70% линз урановой смолки размещаются в местах пересечения рудоносными жилами литологически благоприятных толщ пород, сложенных скарнами, амфиболитами, углисто-кремнистыми и пиритизированными кварц-серпичитовыми сланцами.

ФОРМИРОВАНИЕ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР

1. ДОРУДНЫЕ РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Среди разрывных нарушений, возникших еще до процесса рудоотложения, прежде всего должны быть выделены так называемые глубинные разломы, играющие весьма важную роль в размещении рудных полей постмагматических месторождений. Они характеризуются длительностью и унаследованностью развития, большой глубиной заложения и протяженностью по латерали. По масштабам проявления глубинные разломы разделяются на несколько порядков [145]. Наиболее крупные, сверхглубинные разломы имеют планетарное значение, разграничивая участки земной коры океанического и материкового типов.

Геологи, изучающие структуры рудных полей и месторождений, обычно имеют дело с глубинными разломами наиболее высоких порядков, выделяемых как "структурные швы" или "секущие и поперечные швы" (по отношению к простиранию складчатости). Эти разломы представляют собой мощные зоны деформированных пород, прослеживающиеся по простиранию иногда на многие десятки километров. Они имеют длительную историю развития. По ним неоднократно повторялись перемещения, суммарная амплитуда которых достигает порой нескольких километров. Характеризуемые глубинные разломы закладывались еще в процессе осадконакопления, чем обуславливается различие фаций и мощностей слоистых толщ в их крыльях. Нередко они определяют положение корней вулканических излияний.

В пределах зон глубинных разломов прослеживаются пояса разновозрастных даек различного (в том числе и основного) состава, не связанных с каким-либо интрузивом. Часто проявляются также массивы гранитоидов, обычно небольших размеров. Широко развиты продольные, иногда мощные тектонические швы, выполненные брекчиями вмещающих пород и тектонической глиной.

С последующими движениями по разломам связано проявление постмагматической минерализации и развитие оруденения на прилежащих площадях. Таким образом, эти разломы играют рудоконтролирующую роль. Примеры таких глубинных разломов многочисленны. Таковы крупные долгоживущие разломы Кураминского, Алайского хребтов в Средней Азии, ряд разломов Забайкалья, Кавказа и других районов.

Весьма существенную роль в структуре рудных полей и месторождений играют дорудные нарушения менее крупных размеров, которые также могут неоднократно подновляться и быть рудоподводящими и рудовмещающими. Среди них могут быть выделены такие разновидности:

- 1) конседиментационные разломы;
- 2) разрывы, сопряженные с крупными разломами;
- 3) разрывы, возникшие в связи со становлением интрузивов;
- 4) разрывы, возникшие в связи со складкообразованием.

Разломы первой разности характеризуются тем, что перемещения по ним проявлялись синхронно с процессом осадконакопления. Они ограничивают тектонические блоки, различающиеся фациями слагающих их осадков, мощностями, часто также и выпадением отдельных горизонтов. В результате такие разрывные нарушения могут служить границами разновозрастных слоев и совместно с ними перекрываться более молодыми осадками.

Дорудные конседиментационные разрывные нарушения описаны для многих районов, сложенных слоистыми как осадочными, так и осадочно-эффузивными толщами. Пример такого разрывного нарушения приведен на рис. 27.

В результате детального картирования установлено, что четыре нижних горизонта верхнепалеозойских слоистых пород, залегающих на нижнепалеозойском фундаменте, имеют одинаковые мощности по обе стороны разлома. На основании сопоставления положения этих горизонтов установлено, что по разлому происходили сбросовые перемещения с амплитудой до 500 м.

В строении вышележащих шести горизонтов по разные стороны разлома имеются существенные различия. В приподнятом блоке каждый из горизонтов 5, 9 и 10 имеет меньшую мощность, чем в опущенном. Опускание произошло после отложения первых четырех горизонтов эффузивно-осадочной толщи, но до накопления пород последующих горизонтов. В дальнейшем вдоль разлома внедрились экструзивы кварцевых порфиров и дайка диабазы.

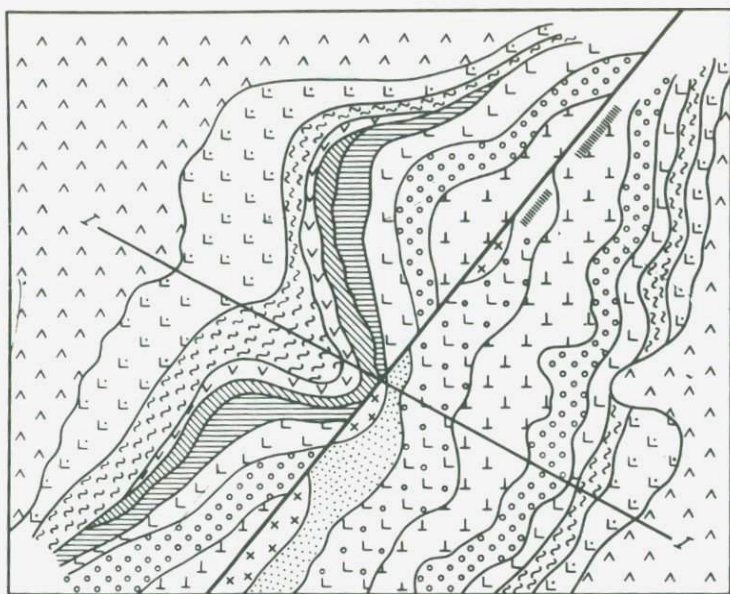
Ко второй группе дорудных разрывов могут быть отнесены разрывные нарушения, возникшие в связи с перемещениями по крупным разломам, априори к дорудным такие нарушения могут быть отнесены лишь в том случае, если они выполнены дайками изверженных пород, по времени внедрения предшествовавших рудоотложению. Они могут быть как кислого, так и среднего и основного состава. По положению могут соответствовать выполнением разрывов, сопряженных с ними параллельных либо оперяющих трещин.

К этой же группе должны быть отнесены и отдельные приоткрывающиеся участки в пределах глубинных разломов, выполненные дайками изверженных пород, не связанные генетически с какими-либо интрузивами.

Последующие перемещения по крупным разломам могут привести к повторному приоткрыванию таких дорудных трещин и развитию в них постмагматического оруденения.

Разрывные нарушения, возникшие при становлении интрузивов, связаны с ними и пространственно и генетически как результат внедрения последующих порций магмы застывающего массива. Они фиксируются дайками пород кислого, среднего состава, выполняющих трещины, возникшие при формировании интрузива, а именно разрывы, повторяющие трещины отслаивания, краевые надвиги, поперечные разрывы и т.п.

Вдоль таких разрывов также проявляются последующие перемещения, вследствие чего возникают условия для проникновения руденосных растворов и развития оруденения.



100 0 100 300 м

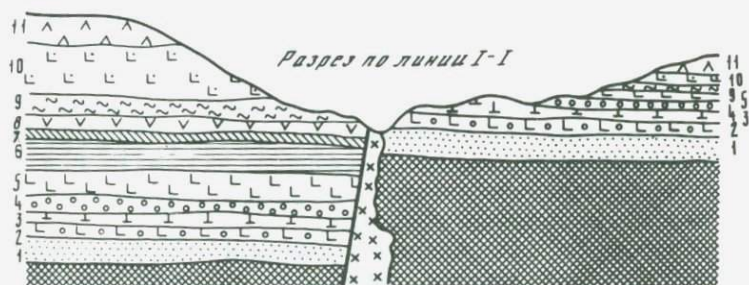


Рис. 27. Дорудный конседиментационный разлом. Устанавливается несоответствие стратиграфических разрезов осадочной эффузивной толщи по разные его стороны. Взято из статьи Е.П. Сонюшкина и др. [97]

1 — кварцы и порфиры; 2 — туфы; 3 — бурые фельзиты; 4 — серые туфы; 5 — песчаники мелкозернистые; 6 — туфобрекчии; 7 — сферолитовые кварцевые порфиры; 8 — конгломерат; 9 — бурые туфы; 10 — фиолетовые туфы; 11 — грубозернистые песчаники; 12 — породы нижнего палеозоя; 13 — экструзивы кварцевых порфиров; 14 — дайки диабазового порфирифта; 15 — разрывные нарушения. Цифры на разрезе — номера горизонтов

К этой же группе разрывов относятся трещины отдельности в интрузивах, развивающиеся в связи с их остыванием. Таковы трещины, определяющие формирование штокверковых месторождений грейзенового типа. Примерами могут служить штокверки оловорудных месторождений Альтенберг (ГДР) и Циновец (ЧССР). Сюда же относятся пологие трещины в интрузивах, повторяющие очертания кровли, трещины, согласные с положением контакта. К таким трещинам, возникшим также при становлении массивов гранитоидов, бывают приурочены высокотемпературные кварц-вольфрамитовые жилы, как, например, пологие жилы Букуинского месторождения [77]. Крутопадающие трещины, проходящие перпендикулярно относительно длинной оси гранитного массива, заложенные в процессе его становления, также могут быть рудовмещающими. Таковы, например, крутопадающие поперечные кварц-вольфрамитовые жилы месторождения Акчатау, сопровождающиеся грейзенами.

Дорудные разрывные нарушения, возникшие в связи с процессом складкообразования, проявляются различно. По направлению первичной анизотропии — слоистости пород — возникают межпластовые срывы. По таким разломам, а также по надвигам, крутопадающим сдвигам, диагональным относительно осей складок, и по поперечным трещинам отрыва и сбросам нередко проявляются дайки средних, кислых, иногда и основных пород, а в дальнейшем в связи с последующими перемещениями по ним развиваются рудоносные жилы. Примером могут служить рудные тела полиметаллического месторождения Ахтала (Армения), наследующие дорудные поперечные трещины отрыва, к которым приурочены дайки диабазового порфирита [45].

Такое же положение занимают рудные жилы на ряде месторождений Рудных гор (ГДР), приуроченные к трещинам, вмещающим дорудные дайки диабазы или лампрофиров. К дорудным элементам структуры относится также тектоническое разлинзование, проявляющееся среди сильно дислоцированных метаморфических толщ. Разлинзованию подвергаются пласты более хрупких пород, залегающие среди пород, более пластичных в данных условиях. Оно выражается расчленением хрупкого пласта на блоки, которые в дальнейшем обминаются и превращаются в линзообразные тела. При последующих деформациях в таких линзах образуются трещины, которые могут служить каналами для прохождения рудоносных растворов. При благоприятном химическом составе породы, слагающие линзы, могут замещаться рудой. Таково, например, месторождение сидеритовых руд Рудабания (Венгрия), возникшее путем замещения будин известняков, располагающихся среди более пластичных песчаников и сланцев.

Нередко дорудные разрывные нарушения, особенно если они выполнены тектонической глиной, существенно усложняют структуру месторождения. Они ограничивают распространение рудоносных трещин по простиранию и падению и зачастую ошибочно диагностируются как послерудные, якобы нарушающие залегание рудных тел. Дорудный возраст их выявляется по ряду признаков. От основной рудоносной трещины наблюдается растекание руды по контактам се-

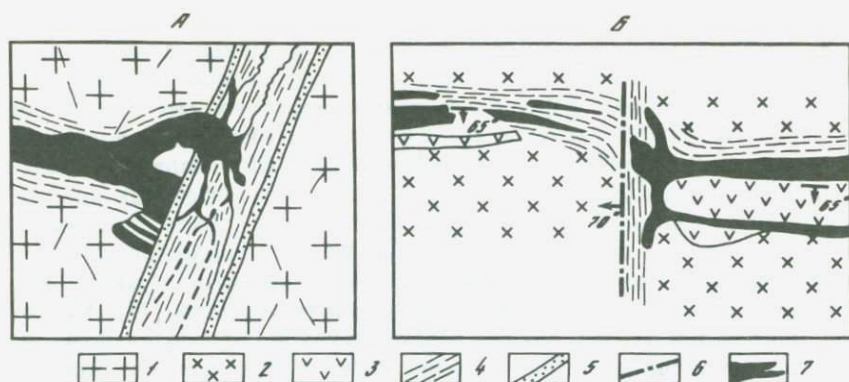


Рис. 28. Соотношения рудных жил с дорудными разрывными нарушениями (зарисовки)

А — увеличение мощности жилы на контакте с дорудной трещиной. По Т.М. Кайковой; *Б* — ограничение по простиранию кварцевой рудоносной жилы и дайки диабазового порфирита дорудным разрывным нарушением [40]. Взято из работы Ф.И. Вольфсона и П.Д. Яковлева [26]

1 — граниты; 2 — гранодиориты; 3 — диабазовый порфирит; 4 — зона расланцевания; 5 — тектоническая глинка; 6 — тектонический шов; 7 — рудная жила

кущего разлома с глиной трения и вмещающей породой, в глинке отмечаются неправильные рудные прожилки (рис. 28, *А*). В качестве примера можно привести ряд месторождений Рудных гор в ГДР, где пологие тектонические зоны, согласные со слоистостью пород и заложены, по-видимому, еще в процессе складкообразования, ограничивают распространение поперечных серебросодержащих рудных жил.

Аналогичную роль на ряде месторождений играют дайки интрузивных пород, выполняющие дорудные трещины и также ограничивающие распространение оруденения, приуроченного к трещинам секущего направления. В свою очередь дайки могут также ограничиваться или прерываться дорудными тектоническими нарушениями с глиной трения, имеющими иные элементы залегания. Пример таких соотношений можно видеть на приведенном выше рис. 28, *Б*, где дайка диабазового порфирита и развитая по ее контактам руда прерываются дорудным тектоническим нарушением с глиной трения.

2. СПОСОБЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

При изучении структур рудных полей и месторождений весьма важно решение вопроса о способе локализации оруденения, возникло ли оно в связи с выполнением какого-либо пространства или же основное значение в его формировании имели процессы замещения пород. Правда, можно говорить лишь о преобладающей роли того или иного процесса, поскольку нередко они проявляются совместно.

Обычно для рудных тел, образовавшихся преимущественно путем выполнения, считаются характерными следующие признаки [127].

1. Отчетливые, более или менее ровные контакты рудного тела с вмещающими породами. В последних около контакта могут быть вкрап-

ленность и неправильные скопления рудных и жильных минералов, что указывает на некоторое участие метасоматоза.

2. Угловатые включения вмещающих пород в руде, имеющие резкие очертания.

3. Крустификационные текстуры руд, обусловленные нарастанием рудных и жильных минералов на стенки трещины и на поверхности ограничения угловатых обломков горных пород.

4. Гребенчатое либо друзовое сложение кристаллических корок, указывающее на последовательное выпадение из растворов тех или иных минеральных комплексов.

Для рудных тел, образовавшихся путем метасоматоза, считаются характерными такие признаки.

1. Нерезкие контакты рудных тел с постепенным переходом к вмещающим породам через зону вкрапленников. Реже контакты резкие, но неровные, с образованием затеков во вмещающие породы.

2. Включения вмещающих пород сглаженной формы, сильно импрегнированные рудными и жильными минералами.

3. Крустификационные текстуры руд отсутствуют.

Однако эти признаки не всегда достаточны для решения вопроса о способе локализации оруденения. При замещении пород рудой могут возникнуть ровные резкие контакты, определяемые плоскостью дорудного разрывного нарушения с глиной трения, к которым руда плотно "припаяна". Такие тектонические нарушения могут быть кое-где прорваны рудой с образованием затеков в породу (рис. 29, А). Иногда метасоматические рудные тела, образовавшиеся путем замещения в тектонической зоне, содержат прослои и примазки глины трения, чаще вблизи ограничивающей тектонической плоскости. Такие пропластки можно принять за послерудные (рис. 29, Б). Чтобы избежать ошибки, требуются детальные микроскопические исследования. Если эти пропластки образовались в связи с движениями по рудоносной зоне в процессе минерализации, они не прослеживаются на сколько-нибудь значительные расстояния, постепенно выклиниваясь. На их продолжении среди руды и жильной массы не наблюдаются трещины или какие-либо следы раздробления. Глинка трения не содержит обломков руды или жильных минералов, но она обычно хлоритизирована либо серицитизирована и содержит вкрапленность рудных минералов.

Не всегда является бесспорным доказательством формирования рудных тел путем выполнения и наличие в них угловатых обломков вмещающих пород. Если трещина скалывания пересекает и дробит породы разного состава, то обломки пород, более благоприятные для взаимодействия с рудоносными растворами, могут быть целиком или частично замещены рудой, а обломки других пород сохраняют угловатую форму. Если участки породы среди рудной массы сохраняют свою первоначальную текстуру (слоистость, сланцеватость) в той же ориентировке, что и вмещающие породы (т.е. если они не повернуты), то можно полагать, что в образовании данного тела главную роль играли процессы замещения (рис. 29, В). О способе локализации рудных тел можно судить по их соотношениям с пересекаемыми ими прослоями

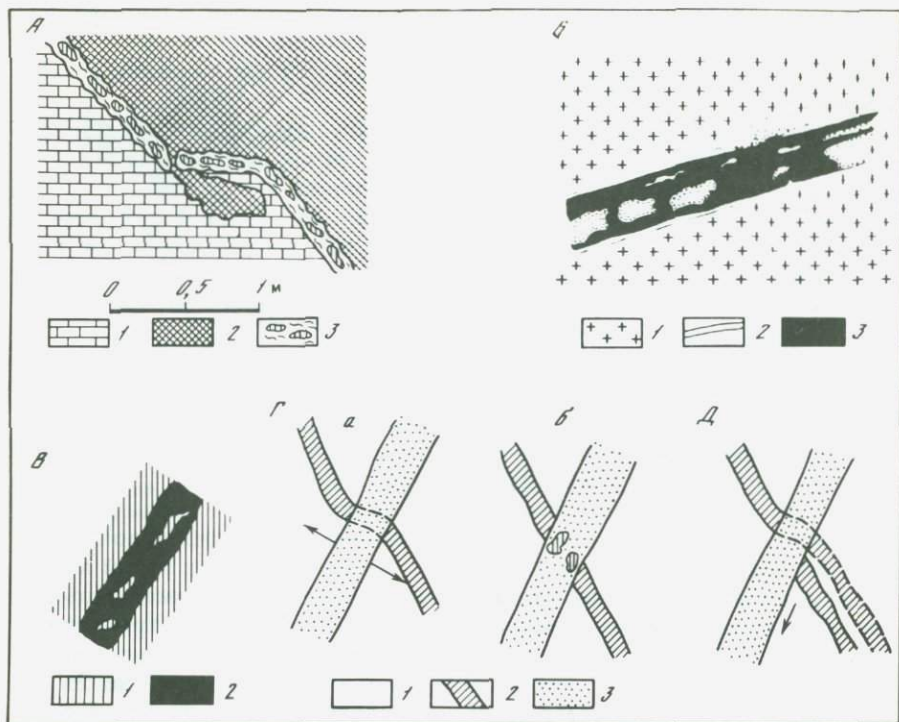


Рис. 29. Способы локализации рудных тел. По А.В. Пэку и др. [127]

А — месторождение Кансай. Контакт метасоматического свинцово-цинкового рудного тела, определяемый разрывом с тектонической глиной, местами прорывается рудой с образованием "заток" в известняке: 1 — мраморизованный известняк, 2 — сульфидные руды в скарпах, 3 — тектоническая глина с обломками известняка, замещенного рудой; Б — часть сульфидной жилы, залегающей в граните, образовавшейся путем замещения пластины пород, ограниченной двумя тектоническими трещинами: 1 — гранит, 2 — окварцованная и хлоритизированная тектоническая глинка, 3 — кварцево-сульфидная жила; В — схема, показывающая соотношение с вмещающими породами рудной жилы, образовавшейся в основном путем замещения: 1 — сланцы, 2 — рудная жила; Г — соотношения с более ранней жилой более поздней жилы, образовавшейся путем приоткрывания трещины (а), при существенной роли замещения (б) — схема; Д — поздняя жила возникла путем приоткрывания трещины с одновременным смещением одной из ее стенок в направлении, показанном стрелкой (схема). Штриховой линией отмечено положение ее отрезка в случае, если бы поздняя жила образовалась лишь путем приоткрывания трещины (как на рис. 29, Г). Для Г и Д: 1 — вмещающие породы, 2 — более ранняя жила, 3 — более поздняя жила. Стрелки показывают направление перемещений стенок трещины. Прерывистая линия дана для сопоставления перемещенных участков ранней жилы

каких-либо пород, даек или более ранних рудных тел. Если рудоносная жила пересекает их под острым углом, то в случае простого приоткрывания вмещающей ее трещины участки прослоев пород даек либо ранних жил, лежащие по обе ее стороны, могут быть совмещены путем простого сдвигания стенок трещины в перпендикулярном к ним направлении (рис. 29, Г). В случае же метасоматического образования рудного тела при пересечении им пласта пород, дайки или ранней жилы под острым углом отрезки последних по обе стороны рудоносной трещины располагаются точно один на продолжении другого. При этом в рудном теле на этом отрезке могут содержаться реликты

замещенной породы. Для строгого доказательства метасоматического образования рудного тела наличие таких реликтов совершенно необходимо, так как подобные же соотношения данного рудного тела с более ранней дайкой, жилой или пластом пород могут возникнуть, если рудное тело образовалось путем выполнения при некотором перемещении стенок рудоносной трещины (рис. 29, Д). Наличие гребенчатых текстур в жиле также не всегда может быть бесспорным доказательством ее формирования путем выполнения открытой полости. Имеется пример, когда идиоморфные кристаллы кварца, слагающие протяженные рудоносные жилы среди кислых изверженных пород, растут от тонких трещин в обе стороны, вдаваясь во вмещающие породы [74]. Метасоматическое происхождение гребенчатого кварца в таком случае не вызывает сомнения, поскольку под микроскопом по пылинкам в нем "просвечивает" структура замещенной им породы. В рудных трубках скарновых месторождений идиоморфные кристаллы геденбергита вырастают во вмещающие известняки. Во всяком случае, для решения вопроса о способе локализации оруденения путем выполнения или замещения требуется большая внимательность и проведение специальных детальных исследований.

3. О СТРУКТУРНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Структурная зональность рудных полей и месторождений выражается закономерным размещением в пространстве рудоконтролирующих и рудовмещающих элементов структур различных генетических типов. Она устанавливается и в вертикальном и в горизонтальном направлениях относительно какого-либо центра развития структуры. Им может быть крупный рудоконтролирующий разлом, в связи с которым возникают рудораспределительные, а также и более мелкие сопряженные с ними разрывы, несущие оруденение. Центром развития структуры может быть интрузив гранитоидов. В связи с его остыванием последовательно образуются трещины в его экзо- и эндоконтакте. Очень четкая структурная зональность устанавливается в вулканотектонических областях. Она определяется формой куполовидных поднятий и развивается последовательно от их центра к периферии с образованием кольцевых и радиальных трещин. Структурная зональность проявляется и относительно осей крупных складок и выражается закономерным сочетанием сопряженных со складкообразованием разрывных нарушений, а также развитием мелких складок, усложняющих крупные складчатые сооружения.

Проявление структурной зональности в значительной мере зависит от степени неоднородности среды, в первую очередь от физикомеханических свойств пород и изменения этих свойств во времени в связи с изменением всестороннего давления, температуры и др.

При прочих равных условиях в более прогретых и удаленных от земной поверхности участках проявляются зоны пластических деформаций. Для малых глубин характерно хрупкое разрушение пород.

Структурная зональность по вертикали проявляется достаточно отчетливо. При относительно однородных породах верхние горизонты месторождений нередко бывают представлены штокверковыми зонами,

когда при одном преобладающем направлении трещин порода разбита на многочисленные блоки. В процессе оруденения эти трещины могут приоткрываться, и в конечном счете возникает брекчия вмещающих пород, сцементированная рудными и жильными минералами.

С переходом к большим глубинам обособляется одно ведущее направление, представленное тектоническим швом или несколькими параллельными швами, которые сопровождаются рудоносными жилами, выполняющими сопряженные с этим разломом трещины отрыва.

На еще большей глубине роль ведущих разломов снижается. Их заменяют разобщенные кулисообразно расположенные трещины, сменяющиеся зонами рассланцевания как результат проявления пластических деформаций.

Такая общая схема вертикальной структурной зональности существенно нарушается, если рудоносные структуры формируются в неоднородной среде. Если на глубине имеются породы, малостойкие на разрыв, в них также могут возникнуть штокверки. Наоборот, прослой относительно пластичных пород, трудно поддающихся трещинообразованию, могут служить местными экранами, задерживающими продвижение вверх рудоносных растворов. Под ними могут возникнуть рудные скопления.

К сказанному следует добавить, что окончание оруденения по восстанию и на флангах в какой-то мере сходно с выклиниванием его на глубине. Рудоносные трещины разветвляются, постепенно уменьшаются количественно, теряют мощность, а затем сменяются рассредоточенными жилами и прожилками, которые нередко могут играть роль индикаторов, указывающих на развитие оруденения на глубине. В каждом конкретном случае установить, являются ли такие прожилки показателями верхов месторождения или они отражают выклинку оруденения на глубине, помогают наблюдения над минеральным составом их выполнения. Кратко об этом сказано в следующей главе. Подробные вопросы структурной зональности рассмотрены в статьях Е.М. Некрасова [90], Л.И. Лукина и др. [75].

4. О СТАДИЙНОСТИ ПРОЦЕССА РУДООБРАЗОВАНИЯ

Приведенная схема структурной зональности в чистом виде проявляется в достаточно однородной среде, в условиях постепенного разрастания структуры месторождения. Одновременное развитие процесса минерализации при постепенном снижении температуры единого рудоносного раствора по мере его продвижения к земной поверхности определяет возникновение в пределах месторождения прямой минеральной зональности отложения (или моноасцентной зональности). Она характеризуется постепенным изменением минерального выполнения по восстанию без заметных перерывов и значительных проявлений тектоники.

Чаще геологическая структура эндогенных рудных месторождений развивается на фоне последовательных тектонических импульсов, с которыми связано также последовательное поступление минерализующих растворов, различающихся по составу. Каждый такой импульс сопровождается прерывистым разрастанием рудовмещающего

нарушения и определяет возникновение все более низкотемпературных минеральных комплексов. Это приводит к появлению в пределах месторождения пульсационной (или полиасцентной) минеральной зональности. Периоды, в течение которых формируются такие, существенно различающиеся по составу минеральные комплексы, получили название стадий минерализации [10].

Постадийное изменение минерального состава формирующегося месторождения обуславливается изменением физико-химических условий, прежде всего падением температуры, давления в рудоносном растворе, изменением его состава, в частности кислотности—щелочности во времени и вследствие реакции с вмещающими породами, относительной роли серы и кислорода и т.д.

Вопросы стадийности проявления процесса постмагматического рудообразования рассматриваются в ряде специальных работ А.Г. Бетехтина и др. [10], А.Г. Бетехтина [100], в многочисленных статьях, содержащих характеристику конкретных месторождений. Много работ посвящено также и выяснению геолого-структурных условий рудоотложения. Согласно этим данным, ход процесса минералообразования в месторождениях разных генетических групп в общем виде рисуется следующим образом. Образование рудных месторождений, связанных со скарнами, начинается обменной реакцией между контактирующими алюмосиликатными и карбонатными породами под влиянием постмагматических растворов. Этот процесс развивается на фоне проявления пластической деформации известняков [160], приводящей к возникновению в них большей проницаемости. В результате образуются салит-гранатовые скарны. В дальнейшем, при понижении температуры раствора, формируются геденбергитовые и гранатовые скарны с большим содержанием андрадитовой молекулы (т.е. существенно железистые разности), наиболее ранние продуктивные кварц-кальцит-пироксен-гранат-амфиболовая или кварц-полевошпатовая ассоциации с парагенными шеелитом, магнетитом или молибденитом, реже с сульфидами меди и железа.

Последующие продуктивные стадии, относящиеся уже к собственно гидротермальному процессу, протекающему в условиях разложения скарнов, представлены кварц-кальцитовой ассоциацией с актинолитом, а затем с хлоритом. С этими ассоциациями парагенетически связаны шеелит, молибденит. Позже выделяются сульфиды меди, свинца, цинка. Заканчивается процесс минерализации развитием кварц-карбонатной и баритовой ассоциаций.

Поздние стадии процесса, с которыми связано накопление рудных минералов, проявляются на фоне хрупкого разрушения, выражающегося образованием рудоносных трещин.

Формирование высокотемпературных месторождений, связанных с грейзенами, протекает путем метасоматоза с использованием трещин отдельности, возникших при становлении вмещающих интрузивов. Оно проявляется прежде всего окварцеванием с одновременным замещением полевых шпатов светлой слюдой или развитием кварц-топазовой породы и выделением молибдена либо касситерита.

Более низкотемпературные кварцевые жилы, сопровождающиеся

грейзеновыми оторочками, несут крупные кристаллы этих минералов, а также арсенопирита и сульфидов меди, свинца и цинка. В формировании этих месторождений существенную роль играет дальнейшее развитие, приоткрывание и выполнение трещин, возникших в связи с остыванием вмещающих интрузивов и прилежащих участков прорываемых ими пород.

Развитие оруденения в месторождениях средних и низких температур выражается прежде всего в окварцевании и серицитизации вмещающих пород кислого состава, образованием кварц-полевошпатовых жил, окварцеванием известняков. Если же оруденение проявляется в породах, богатых железом и магнием (т.е. среднего или основного состава), либо если эти элементы привносятся растворами, характерными для сульфидных месторождений, происходит хлоритизация породообразующих алюмосиликатов и доломитизация известняков. С этим процессом связано разрушение сульфидных комплексов, находящихся в рудоносном растворе, и выпадение сульфидов. В дальнейшем выделяются сульфосоли и самородные благородные металлы совместно с кварцем и карбонатами.

В низкотемпературных месторождениях процесс минерализации нередко заканчивается аргиллизацией и каолинизацией вмещающих пород, что обусловлено воздействием сернокислых и хлоридных растворов. Обычно же формирование средне- и низкотемпературных месторождений завершается развитием поздних карбонатных жил. Обе эти группы месторождений образуются в условиях проявления нередко хорошо выраженных разрывных нарушений, большей частью сопряженных с крупными протяженными разломами, имеющими длительную историю развития, часто повторяющимися значительные дорудные разрывы.

В качестве примера последовательного развития стадий минерализации на фоне меняющегося химизма процесса можно привести схему, характерную для многих полиметаллических месторождений средних температур:

I стадия — ранние кварцевые жилы с небольшим количеством сульфидов железа;

II стадия — сульфидная. Кварцевые жилы с сульфидами железа, меди, цинка, свинца (существенная роль серы);

III стадия — сульфоарсениды, блеклые руды, менее сульфиды (снижается роль серы в процессе);

IV стадия — баритовые, карбонатные жилы (приобретает существенную роль кислород; значение серы сильно снижено).

Жильные образования каждой последующей стадии минерализации пересекают ранее образованные минеральные комплексы (рис. 30). Это дает возможность судить о последовательности их формирования.

Последовательность развития различных минеральных комплексов и выделение стадий минерализации производятся путем детальной документации горных выработок, обнажений и наблюдений над керном скважин. Очень большую помощь оказывает детальный осмотр отвалов горных выработок, в которых концентрируется материал из разных участков месторождений. Соотношения отдельных минеральных комп-

Рис. 30. Пересечение жилы кальцита со сфалеритом и сидеритом жилы более ранней стадии минерализации, сложенной кварцем и сидеритом с халькопиритом. По Я. Кути-не [10]

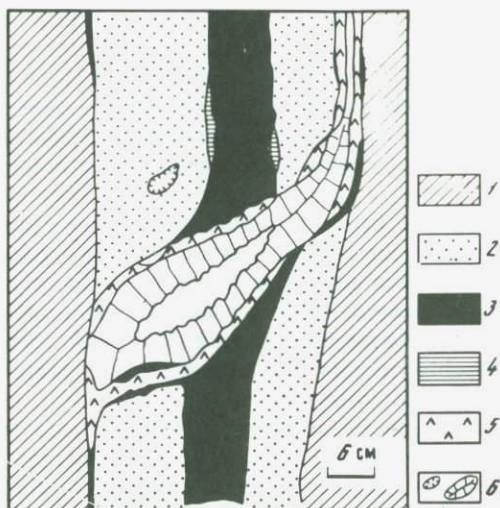
1 — вмещающие породы; 2 — рудный кварц; 3 — сидерит; 4 — халькопирит; 5 — сфалерит; 6 — кальцит с друзовой полостью в середине

лексов, установленные при таком осмотре, отыскивают в коренном залегании (в обнажении или в горных выработках) и таким образом выясняют их положение в пространстве.

В выделении стадий минерализации, помимо детального изучения минерального состава и соотношений различных минеральных комплексов, очень помогает определение температур образования входящих в них жильных минералов методами гомогенизации и декрепитации [70]. Наблюдения показывают, что при общем закономерном снижении температуры в ходе процесса рудообразования минеральные комплексы каждой последующей стадии обычно начинают формироваться при несколько более высокой температуре, чем та, при которой закончилось развитие предыдущей стадии. Вместе с тем иногда в течение одной стадии на фоне общего снижения температуры проявляются скачкообразные ее повышения.

В пределах рудных полей и отдельных месторождений минеральные образования различных стадий имеют разное положение по глубине и по флангам. Обычно более поздние, как правило и более низкотемпературные, ассоциации минералов локализуются ближе к земной поверхности и на флангах, что обусловлено последовательным развитием рудоносных разрывов. Для иллюстрации можно привести пример Канмансурского рудного поля в Средней Азии [102]. Здесь, согласно статистике, проведенной Е.Г. Красновым, рудопроявления меди (кварц-халькопиритовая ассоциация) почти не встречаются на современной земной поверхности (совпадающей с уровнем мезо-кайнозойского пенеплена). Они дают максимум на глубинах 300—500 м и заканчиваются в 700 м от земной поверхности. Более низкотемпературные кварц-полиметаллические жилы чаще встречаются на глубинах 200—400 м, а наиболее низкотемпературные кварц-барит-кальцитовые проявления широко распространены от поверхности до глубины 100 м. Ниже 400 м они отсутствуют.

Однако имеются и иные соотношения. Так, на ряде флюоритовых месторождений Забайкалья минеральные комплексы более поздних стадий минерализации проявляются на большей глубине от земной поверхности, т.е. развита обратная зональность [112].



Наблюдения над размещением различных минеральных комплексов в пределах рудного месторождения и рудного поля могут оказать помощь в решении вопроса о перспективах оруденения на глубину. При нормальном ходе процесса минерализации, развивающегося на фоне разрастания структуры вверх и на фланги соответственно, здесь проявляются минеральные комплексы более поздних стадий, а также и связанное с ними околорудное изменение пород. Это отличает рассредоточенные жилы и прожилки верхов и флангов месторождения от аналогичных по форме образований, проявляющихся при выклинивании оруденения на глубину, где они представлены комплексами ранних стадий минерализации. Следует, однако, иметь в виду, что в случае проявления обратной зональности минерализации такой способ оценки возможных перспектив оруденения на глубину, конечно, неприменим.

Процесс постмагматической минерализации развивается на фоне тектонических движений, чем обусловлены нередко наблюдающиеся пересечения, местами со смещением более ранних минеральных комплексов последующими минеральными образованиями, связанными с более поздними стадиями процесса. Иногда последующий комплекс локализуется при простом приоткрывании уже минерализованной трещины. Он может выполнять центральную ее часть либо проявляться вдоль одного из зальбандов и, пересекая жилу без смещения, переходить на другой ее контакт (см. рис. 30). Для таких рудных тел характерны полосчатые, часто гребенчатые текстуры. В тех же случаях, когда последующий минеральный комплекс развивается в условиях проявления тектонических движений по вновь возникающей трещине, отмечается пересечение ею более ранних жил со смещением.

Выяснение направления перемещений по рудовмещающим трещинам в процессе минерализации, связанных с возникновением различных минеральных комплексов, отвечающих разным стадиям минерализации, имеет весьма важное значение. Оно позволяет восстановить историю развития структуры месторождения и выяснить закономерности оруденения в его пределах, в частности положение рудных столбов, обусловленное приоткрыванием трещин в местах их изгибов. Зная направление перемещений по рудоносным разрывам в процессе рудоотложения и используя известные данные эксперимента, устанавливающие относительное положение сопряженных систем трещин, возникших в условиях направленного сжатия, можно воссоздать тектоническую обстановку для каждой стадии минерализации, т.е. установить соответствующие им положения полей напряжения или главных осей деформации (A — ось наибольшего растяжения; C — ось наибольшего сжатия; B — средняя ось деформации).

Следует заметить, что при таких построениях сопряженными разрывными нарушениями для момента развития данной стадии можно считать лишь те, которые выполнены минеральным комплексом, отвечающим данной стадии.

5. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ И ПРОЦЕСС ОРУДЕНЕНИЯ

Тектонические разрывы, проявляющиеся в процессе оруденения

Критерием отнесения разрывов к этой категории является наличие в них рудной минерализации. Как было отмечено ранее, по положению они нередко унаследуют дорудные разрывы, но часто также возникают и в ходе процесса оруденения.

В локализации средне- и низкотемпературных рудных месторождений существенную роль играют движения по охарактеризованным выше крупным рудоконтролирующим разломам, заложенным в дорудное время. Непосредственно в пределах самих таких разломов гидротермальное оруденение проявляется крайне редко. Можно указать лишь на единичные флюоритовые и редкометалльные месторождения. В крупных разломах имеются обычно лишь мелкие рудопроявления, иногда также безрудные кварцевые жилы. Рудовмещающими, как правило, являются разрывы, развитые в прилежащей к ним полосе вмещающих пород. Такими могут быть дорудные разрывы разного происхождения, имеющие различное положение в пространстве. Движения по крупным рудоконтролирующим (или рудоподводящим) разломам вызывают приоткрывание этих разрывов и проникновение в них рудогенных растворов. При этом оруденение проявляется лишь в тех разрывах, которые имеют благоприятное положение для приоткрывания.

Рудовмещающими могут быть также разрывные нарушения, возникающие как оперяющие в связи с движениями по крупным разломам. Но далеко не всегда постмагматическое оруденение развивается в связи с перемещениями по крупным рудоконтролирующим разломам. Рудоносными могут быть разрывные нарушения различного происхождения, расположенные благоприятно для приоткрывания относительно общего напряженного состояния данного района в момент развития оруденения.

В ряде районов известны рудоносные трещины, которые подновляют разрывы, заложенные при складкообразовании. Так, нередки рудные жилы, приуроченные к сбросам, поперечным к простиранию складок, повторяющим по положению трещины отрыва, сопряженные со складчатостью. Они развиваются при том же плане деформации, что и трещины отрыва, т.е. в условиях возможности некоторого расширения в направлении простирания складок. Примером могут служить рудоносные жилы некоторых месторождений Казахстана [91] и Саксонских Рудных гор. Большое значение в процессе рудоотложения имеет подновление сопряженных со складчатостью надвигов, сдвигов, а также межпластовых срывов, переходящих в надвиги. К последнему типу относят широко известные седловидные жилы месторождения Бендиго, а также свинцово-цинковые месторождения Рудного Алтая, где широко распространены согласные межпластовые залежи в приосевых частях антиклинальных складок и на их крыльях. Часто рудоносные разрывы повторяют разрывные нарушения, определяющие трещинные излияния лав, положение вулканических нектров, жерл вулканов центрального типа, экструзивов, субвулканических тел.

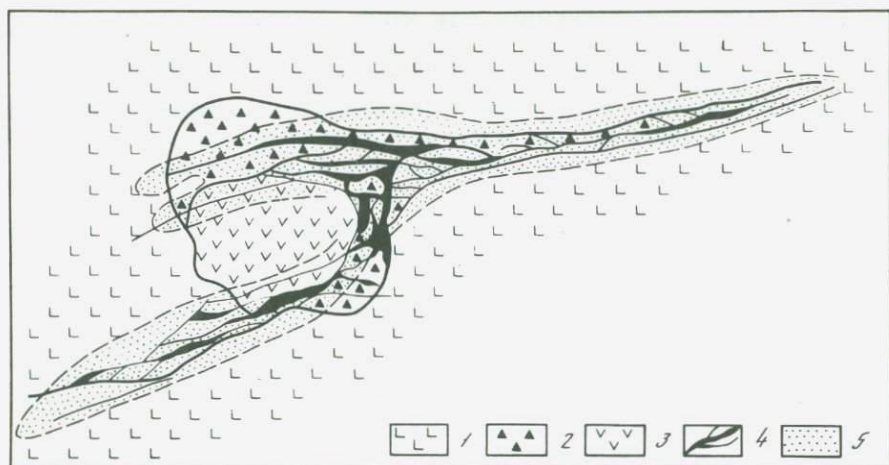


Рис. 31. Строение жильной зоны, тяготеющей к экструзиву фельзита (план). По Н.П. Лаврову и др. [71]

1 — кварцевые сферолит-порфиры и брекчии; 2 — агломераты necka; 3 — фельзиты экструзива; 4 — рудные жилы; 5 — зоны прожилково-вкрапленного оруденения

При этом образуются сложные штокверки, границы которых определяются контурами этих образований (рис. 31). На ряде месторождений рудные жилы выполняют радиальные и концентрические трещины куполовидных поднятий, а также вулканических и интрузивных тел. Нередко рудоносные трещины повторяют положение мелких трещин отдельности, заложившихся при становлении интрузивов. В таких случаях образуются штокверки, сложенные сетью тонких рудных прожилков, пространство между которыми может быть почти нацело представлено рудоносным грейзеном. Таково, например, известное оловорудное месторождение Альтенберг в ГДР. Как правило, грейзеновые месторождения формируются непосредственно в эндоконтакте гранитных массивов, прикрытых кровлей пород, малопроницаемых для рудоносных растворов.

Иногда в условиях проявления тангенциального сжатия по ранним трещинам в массивах гранитоидов развиваются выдержанные рудные тела. Таковы, например, жилоподобные крутопадающие грейзеновые залежи Центрального месторождения в Центральном Казахстане [77].

Часто рудоносные разрывы образуются по контактам даек средних и основных пород. Таковы рудные тела полиметаллического месторождения Ахтала, положение которых контролируется контактами даек диабаз [45]. Подобный пример приведен также в работе Е.П. Союшкина и др. [97]. Серебросодержащие жилы Саксонских Рудных гор, приуроченные к поперечным сбросам, иногда проявляются вдоль контактов даек лампрофиров либо диабазового порфирита, выполняющих трещины отрыва.

Иногда рудоносные разрывы располагаются непосредственно в теле даек. Так, широко известные лестничные кварцевые жилы Березовского месторождения на Урале выполняют поперечные тре-

щины отрыва в близмеридиональных дайках гранит-порфира, плагиогранит-порфира и обычно не выходят за пределы их контактов, вдоль которых прослеживается тонкая оторочка дорудной тектонической глинки. Ей приписывается роль смазки в образовании трещин при воздействии тангенциального сжатия близширотного направления [68]. На свинцово-цинковом месторождении Пршибрам (ЧССР) рудные жилы залегают внутри даек диабазового порфира, а не вдоль их контактов, хотя имеют согласные с ними элементы залегания. Причину этого М. Машка видит в том, что оба контакта даек имеют крайне сложные зубчатые ограничения.

В ряде случаев возникновение рудоносных трещин определяется наличием среди сложной толщи прослоев или линз более хрупких пород. Таковы некоторые месторождения средней и северной частей свинцово-цинкового рудного пояса Восточного Забайкалья [54]. Так, на Явленском рудном поле оруденение располагается в тектонических линзах известняков, залегающих среди пород песчано-сланцевой толщи. Оно приурочено к местам сочленения и пересечения трещин, развитых в блоках известняков, размеры которых определяют масштабы оруденения. Подобные же соотношения известны в пределах Ивановского месторождения, где положение рудных тел определяется пересечением зонами брекчий линзовидных тектонических блоков известняков. В пределах Шунк-Канского рудного района (Таджикистан) ртутное оруденение приурочено к разрывам, сопряженным с крутым надвигом, и концентрируется в местах пересечений ими горизонта плотных конгломератов и песчаников [153]. Примерно в таких же тектонических условиях, по-видимому, формировались кварцщелитовые рудные тела на месторождении р. Озерной в Горном Алтае. Их положение определяется трещинами, развитыми в линзовидных телах песчаников, залегающих среди более пластичных сланцев [105]. Приведенные примеры показывают, что в образовании разрывных рудоносных нарушений существенную роль играют различия в физико-механических свойствах пород, слагающих разрез слоистой толщи.

Приоткрывание разрывных нарушений в ходе процесса минерализации

Выше отмечалось, что при формировании рудных месторождений жильного типа важную роль играет процесс выполнения разрывных нарушений, раскрытие которых обусловлено движениями их стенок. Оно проявляется:

- 1) расхождением стенок в перпендикулярном к ним направлении;
- 2) приоткрыванием участков искривления при относительном перемещении вдоль них блоков прилежащих пород.

Причины приоткрывания разрывов путем раздвигания их стенок в процессе развития оруденения могут быть различными. На высокотемпературных месторождениях, приуроченных к интрузивам гранитоидов, могут приоткрываться трещины отдельности благодаря сокращению объема пород при их остывании. Приоткрываться могут также трещины отрыва, сопряженные с основным разломом в связи с

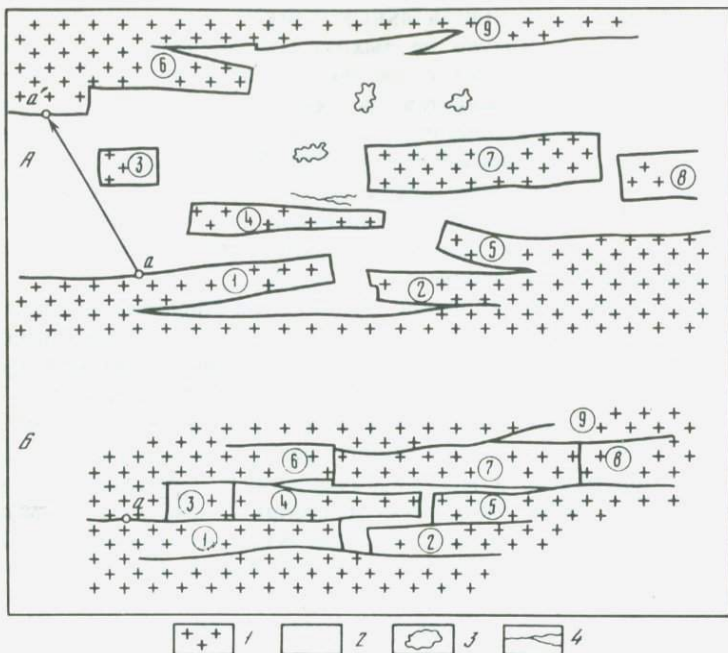


Рис. 32. Приоткрытие трещины в процессе формирования кварцево-вольфрамовой жилы (жила N 53 — Букукинского месторождения)

А — зарисовки части жилы [40]; Б — реконструкции того же участка до рудообразования [77]. Взято у Ф. И. Вольфсона [97]. 1 — гранодиориты; 2 — жильный кварц; 3 — друзовые пустоты; 4 — вольфрамит. Для простоты сопоставления рисунков отдельные блоки пронумерованы. Стрелкой показано направление отодвигания всячего бока жилы от лежащего

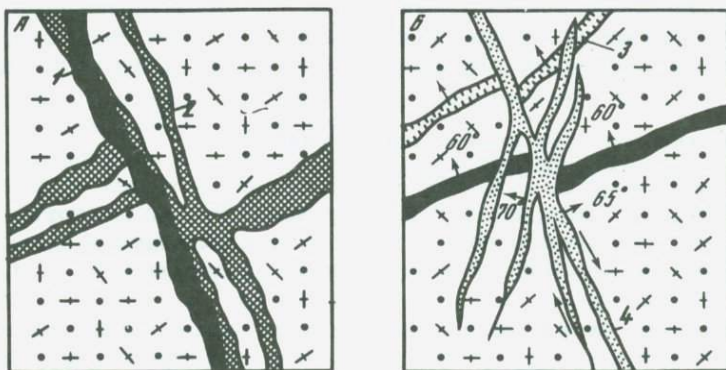


Рис. 33. Рудное поле Чукур-Джилга

А — пересечение гематит-кварцевой жилы (1) кварцево-пиритовой жилы (2); Б — пересечение кварцево-пиритовой (3) и гематит-кварцевой жил прожилками (4) кварца. По Е. М. Некрасову [89]

движениями по нему. Возможно некоторое расширение разрывов благодаря кристаллизационной силе выделяющихся минералов, например кварца (рис. 32).

Для рудоносных разрывных нарушений, приоткрывающихся в связи с расхождением стенок, характерны текстуры выполнения; столбчатые удлиненные кристаллы нарастают на стенках вновь возникших трещин. Неоднократные приоткрывания в процессе минерализации приводят к образованию полосчатых жил, в которых заметны границы более поздних минеральных комплексов с более ранними. При этом не наблюдается раздробления, брекчиевые текстуры отсутствуют. Жила, выполненная более поздним минеральным комплексом, проходит либо в центральной части, либо по одному из зальбандов ранней жилы. Она может пересечь раннюю жилу и перейти на другой зальбанд, не смещая ее (рис. 33).

К этому же типу приоткрывания относится образование пустот отслаивания в приосевых частях антиклинальных складок, определяющих появление пластовых залежей и седловидных жил.

Приоткрывания разрывных нарушений в связи со смещением вдоль них прилегающих блоков пород возникают на участках искривления их по падению и(или) по простиранию. На отдельных интервалах разрыв плотно притирается, а на других возникают относительно приоткрытые участки, часто выполненные раздробленным материалом; они являются местами возможной локализации руд (рис. 34).

Положение таких приоткрытых участков зависит от типа изгибов разрывов и относительного перемещения прилежащих блоков пород. Так, если перемещение строго вертикально, то в случае сброса приоткрываются участки разрыва с более крутым падением, а при надвиге — более пологие интервалы (см. рис. 34, А). В случае горизонтального перемещения при правом сдвиге приоткрываются участки трещины с большим, а при левом — с меньшим азимутом простирания (см. рис. 34, Б).

Если же разрывное нарушение изгибается и по простиранию, и по падению и(или) перемещения по нему имеют промежуточное направление (например, сбросо-сдвиг, взбросо-сдвиг и т.п.), то участки приоткрывания будут наклонены в ту или другую сторону. Насколько важны наблюдения над залеганием рудоносных трещин, можно видеть из примера рудопроявления Долпран в Средней Азии [97]. Это месторождение представлено зоной рассланцевания, в пределах которой среди кварцево-хлоритовых пород распространены согласные со сланцеватостью мелкие линзочки и прожилки рудоносного кварца. Они располагаются неравномерно. На участках с элементами залегания сланцеватости 329° , падение СВ 50° , прожилки составляют менее 5% объема пород; более 5% объема пород они слагают на участках с простиранием 341° , падение СВ 75° . С залеганием сланцеватости (и с интенсивностью развития кварца) связаны и различия в содержании металла (рис. 35). Так, малые содержания характерны для участков со средним простиранием 331° , падение СВ 50° . Участки с более значительной концентрацией совпадают со средним простиранием прожилков 341° , падение СВ 74° . И, наконец, обогащенные

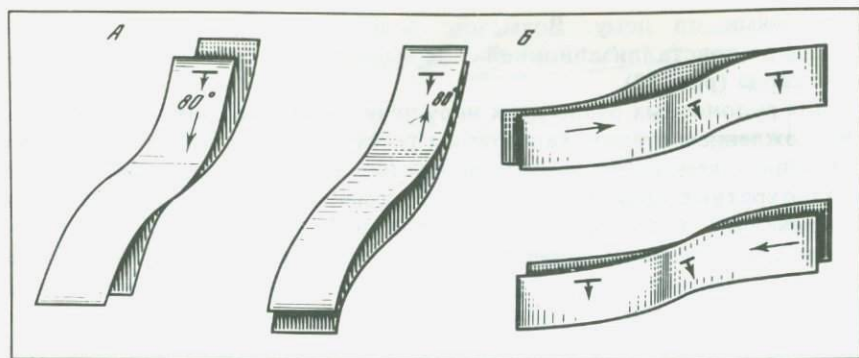


Рис. 34. Приоткрытие разрывного нарушения в местах изгибов по падению (А) и по простиранию (Б). Стрелкой показано направление относительного перемещения по разрыву

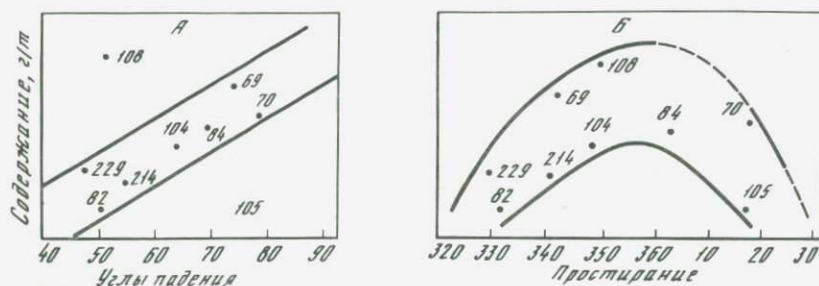


Рис. 35. Рудопоявление Долпран. Зависимость между углом падения (А) и азимутом простирания (Б) сланцеватости кварц-хлоритовых пород и содержанием золота на различных участках рудного тела N I. Точки с цифрами — номера канав, вскрывающих рудное тело. По В.Ф. Чернышеву [97]

участки характеризуются простиранием прожилков кварца 343° , падение СВ $\angle 50^\circ$.

Таким образом, разница в простирании и падении рудоносных жил всего в $10-12^\circ$ уже сильно влияет на интенсивность оруденения.

Помимо наиболее обычного приоткрытия рудоносных разрывов на изгибах, приоткрытые участки образуются также в местах сочленения их с сопряженными с ними трещинами. Наиболее часто приоткрытия происходят в местах сопряжения трещин отрыва. Но наряду с этим иногда возникают приоткрытые участки в основном разрыве, в месте сочленения его с оперяющей трещиной скальвания. Полагают [29], что это обусловлено также перемещением по основному разрыву, передающимся затем на уже имеющуюся оперяющую трещину. Блок породы, заключенный в тупом углу между основным разрывом и оперяющей ее трещиной скальвания, упирается в последнюю и скользит вдоль нее в направлении от основного разрыва, что и приводит к его приоткрытию (рис. 36).

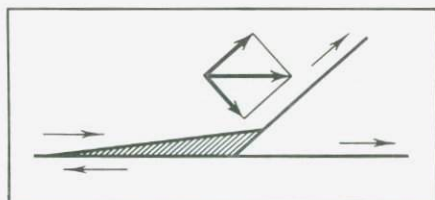
Перемещения в процессе развития оруденения могут проявляться по вновь возникающим разрывным нарушениям, либо повторять

дорудные разрывные нарушения, выполненные тектонической глиной или дайками, либо унаследовать разрывы, залеченные ранними минеральными комплексами. Соответственно возникают либо простые жилы, либо сложные, в которых материал даек ранних минеральных комплексов раздроблен и сцементирован более поздними образованиями.

Хорошим примером сложного длительного развития процесса минерализации на фоне проявления тектонических движений, приводивших к неоднократным приоткрываниям разрывных нарушений, обусловивших возникновение фбогащенных участков, может служить рудное поле Чукур-Джилга в Средней Азии [73] (рис. 37).

Главная зона этого месторождения располагается в пределах некка туфолов кварцевого порфира, положение которого определяется сопряжением сходящихся под прямым углом двух крутопадающих разломов близмеридионального и запад-северо-западного простирания (см. рис. 37). По своему положению Главная зона повторяет

Рис. 36. Схема смещения по оперяющей трещине скальвания с одновременным приоткрыванием главной трещины (заштриховано). План по Б.Л. Рыбалову [29]



разломы, определяющие границы некка. Основной шов зоны и параллельные ему более мелкие разрывы имеют близмеридиональное простирание ($20-30^\circ$) и круто падают к западу. С юга она ограничивается так называемым Свинцовым разломом запад-северо-западного простирания ($290-300^\circ$), падающим круто к северу.

В пределах месторождения имеются крутопадающие дайки кварцевого сиенит-порфира и более поздние дайки диабазового порфирита, прослеживающиеся по азимуту $60-70^\circ$, иногда вдоль единой трещины. По форме они соответствуют выполнением трещин отрыва. Дайки кварцевого сиенит-порфира отмечаются и на отдельных участках в пределах Свинцового разлома.

Процесс минерализации в пределах рудного поля Чукур-Джилга проявился в течение четырех стадий, разделенных тектоническими перемещениями вдоль основного шва Главной зоны. Наиболее ранняя стадия представлена кварцево-сульфидными (преимущественно халькопирит-пиритовыми) метасоматическими и жильными телами. С последующей стадией связано образование кварцевых жил с пиритом и гематитом. К третьей стадии относятся метасоматические тела и жилы халцедоновидного кварца с галенитом и халькопиритом. Процесс рудоотложения заканчивают безрудные кварцевые жилы и прожилки (рис. 38).

Образования всех этих стадий проявлены в пределах основного шва Главной зоны и в параллельных ему разрывах, а также в оперяющих трещинах отрыва, развитых в его висячем боку. Эти трещины

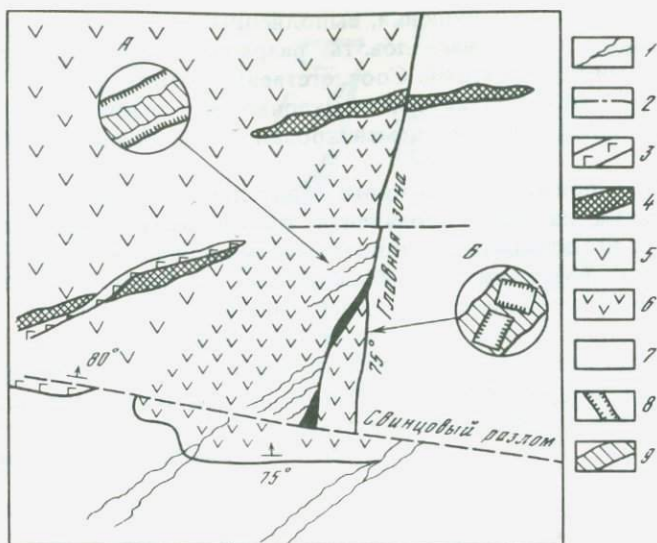


Рис. 37. Рудное поле Чукур-Джилга, Главная зона. По Л.И. Лукину и др. [72]

1 — рудоносные трещины; 2 — разрывные нарушения с поздней минерализацией; 3 — дайки диабазового порфирита; 4 — дайки кварцевого сиенит-порфира; 5 — туфолавы кварцевого порфира, покровные; 6 — туфолавы кварцевого порфира, слагающие некк; 7 — кварцевые порфиры; 8 — минералы I стадии; 9 — минералы II стадии. А — схема строения рудоносной жилы, приуроченной к оперяющей трещине; Б — строение рудоносной жилы, приуроченной к тектоническому шву Главной зоны

имеют простирание $60\text{--}70^\circ$ и падают круто к северу, т.е. повторяют направление даек, прослеживающихся на площади месторождения, хотя и не встречаются совместно.

Раздельное измерение залегания рудоносных трещин с различным минеральным выполнением показало, что оперяющие трещины, как и основной шов и параллельные ему разрывы, проявились в процессе развития всех стадий минерализации. Как правило, минеральные комплексы различных стадий минерализации выполняют разные оперяющие трещины с образованием гребенчатых текстур. Но иногда различные стадии минерализации проявляются в пределах единой трещины путем ее последовательного приоткрывания без дробления с образованием полосчатых жил (см. рис. 37, А). В пределах основного разлома и в параллельных ему разрывах фиксируется раздробление более ранних минеральных комплексов и цементация их последующими (см. рис. 37, Б). Это обусловлено перемещениями по нему в процессе рудоотложения, что приводило к приоткрыванию его в местах искривлений по простиранию и по падению и возникновению обогащенных рудных участков.

Результатом этого процесса явилось образование рудных столбов в приоткрытых интервалах Главного разлома и обогащенных участков в местах его сопряжений с оперяющими трещинами отрыва.

Развитие структуры месторождения продолжалось и по окончании процесса эндогенной минерализации, что выражается перемещениями

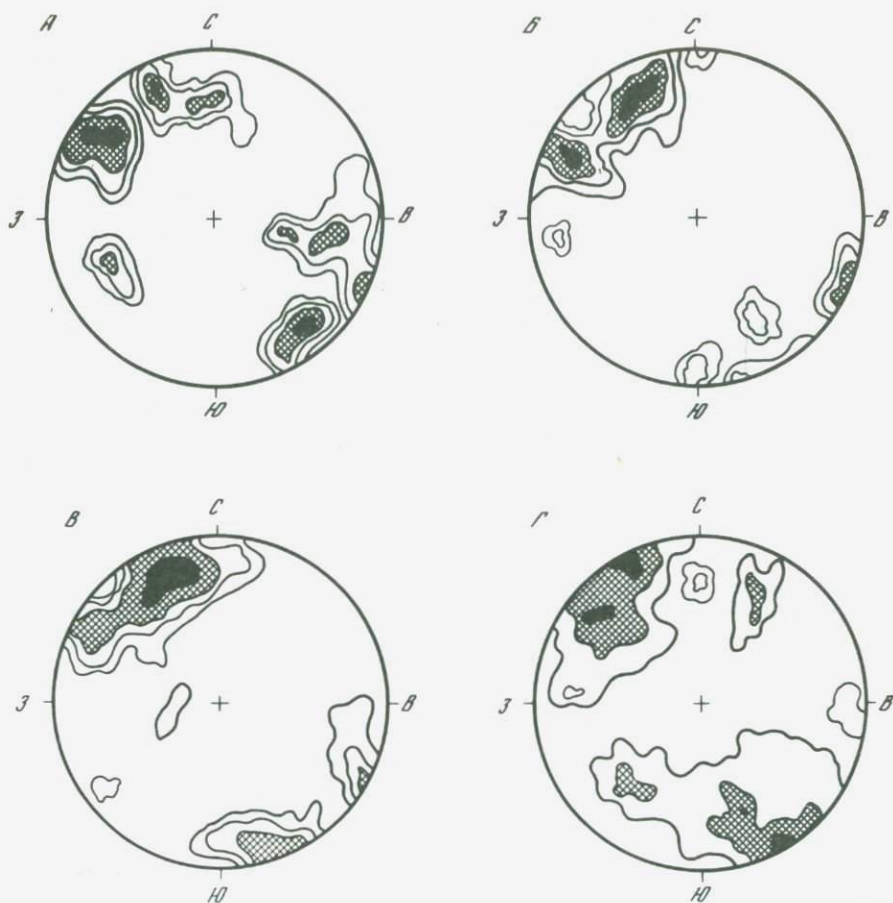


Рис. 38. Рудное поле Чукур-Джилга. Диаграммы ориентировки жил различных стадий минерализации. По Л. И. Лукину и др. [72]. Главная зона: А — кварцево-сульфидные жилы, 50 замеров (< 1—2—3—5%); Б — кварцево-гематитовые жилы, 47 замеров (< 1—2—3—5%); В — жилы белого кварца, 90 замеров (< 1—1,5—3—5%). Зона Чукур-Джилга: Г — галенит-флюоритовые жилы, 50 замеров (< 1—3—5%)

небольшой амплитуды вдоль контактов минерализованных трещин, частично также и по малоамплитудным поперечным сбросам.

Из сказанного следует, что формирование структуры эндогенных рудных месторождений представляет собой сложный длительный процесс. Он начинается заложением дорудных разрывов, нередко фиксируемых телами изверженных пород. В процессе минерализации они неоднократно подновляются. Возникают также новые разрывы. В дальнейшем структуры усложняются послерудными нарушениями, иногда имеющими значительную амплитуду перемещений.

6. РУДНЫЕ СТОЛБЫ

В пределах постмагматических рудных месторождений оруденение редко распределяется равномерно. Обычно наряду с непромышленными или слабо оруденелыми, иногда полностью затертыми интервалами рудных жил имеются участки промышленных руд за счет повышенного содержания металла, часто также вследствие значительного увеличения мощности. Такие участки промышленных руд среди непромышленных или слабо оруденелых интервалов, имеющих определенную протяженность, несколько условно принято называть рудными столбами. Нередко рудные столбы представляют основную промышленную ценность. Выяснение их положения в пространстве, поведения на глубину является одной из главных задач геолога.

Неправильные небольшие концентрации руды называют карманами, гнездами, кустами. Особенно богатые столбы или кусты серебряной и золотой руды иногда именуют бананцами. Чаще этот термин употребляется для обозначения участков богатых руд, возникших в результате вторичного обогащения. Вертикальные или крутонаклонные рудные столбы более или менее изометричного сечения называют рудными трубами. Для обозначения пологих рудных столбов иногда употребляется термин "рудные залежи".

Рудные столбы, не лежащие в горизонтальной плоскости, характеризуются такими элементами залегания, как простирание, падение, а также плоскость падения, проходящая через линию падения и линию простирания. Но положение их в пространстве определяется прежде всего положением их осей, т.е. направлением наибольшей вытянутости в плоскости падения (рис. 39). Для характеристики рудных столбов важны и другие элементы их залегания. Часто они имеют наклонное положение относительно направления падения (как на рис. 39).

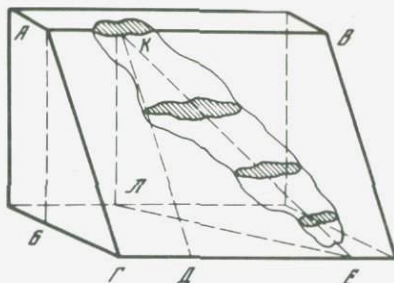
Угол между осью рудного столба в плоскости его падения и линией простирания называется углом склонения. Он характеризует отход оси рудного тела от направления падения. В практической деятельности геолога, при проведении разведки и эксплуатации рудного месторождения, и особенно при проектировании глубоких горных выработок, важно знать угол и азимут ныряния или скатывания рудных столбов. Угол ныряния образуется осью рудного столба и ее проекцией на горизонтальную плоскость, а азимут ныряния определяется направлением этой проекции.

Ныряние или скатывание рудных столбов обычно устанавливается путем построения, основываясь на данных документации положения на разных горизонтах. Однако это не всегда возможно. Во многих случаях этот элемент залегания рудного столба можно определить путем простого графического построения, пользуясь стереографической проекцией (сеткой Вульфа). Об этом способе сказано в специальном разделе работы, посвященном определению положения рудных столбов.

Размеры рудных столбов по простиранию обычно варьируют от 10 до 100 м, иногда более. По падению они прослеживаются также до 100 м и более; в редких случаях протяженность их на глубину достигает более 1000 м.

Рис. 39. Столбообразное рудное тело линзообразного поперечного сечения. По А.Г. Бетехтину и др. [11] с добавлениями

AB — линия простирания; *КД* — линия падения; *ГABE* — плоскость падения; *KE* — ось рудного тела; *АГБ* — угол падения; *ВКЕ* — угол склонения; *КЕЛ* — угол скатывания; *ЛЕ* — направление ныряния



Описания морфологических типов рудных столбов с объяснением их происхождения даются во всех учебниках и учебных пособиях по рудным месторождениям. Ряд конкретных примеров рудных столбов и некоторые вопросы их генезиса рассмотрены в сборнике "Проблемы образования рудных столбов". В этой главе нами дана краткая характеристика главных типов рудных столбов с позиций структурного контроля их формирования.

По способу образования рудные столбы могут быть разделены на четыре основные группы:

1. Рудные столбы, определяемые складчатыми формами.
2. Рудные столбы, контролируемые разрывными нарушениями.
3. Рудные столбы на пересечениях рудоносными разрывами пород, благоприятных для рудоотложения.
4. Рудные столбы, определяемые экранированием слабопроницаемыми породами.

Однако такое разграничение нельзя считать твердым. При формировании рудных столбов двух первых групп нередко наряду с тектоническими факторами существенную роль играют различные свойства горных пород, что выражается в преобладающей приуроченности приоткрытых участков к определенным породам, а также значительная роль процессов замещения наряду с выполнением полостей. И наоборот, рудные столбы двух последних групп образуются при непременном участии тектонических факторов, прежде всего разрывных нарушений.

Помимо указанных групп, некоторые геологи выделяют в качестве рудных столбов обогащенные участки в пределах рудных полей и месторождений, контролируемые глубиной и, как следствие этого, изменением условий температуры и давления, а также рудные столбы повторяющейся минерализации, которые возникают при пересечении рудоносными жилами ранее образовавшихся минеральных комплексов, способствующих выпадению руд из растворов.

Обогащенные участки, контролируемые изменением по восстанию физико-химических условий, по существу, не являются рудными столбами. Они характеризуются достаточно резким либо постепенным изменением типа или интенсивности оруденения на значительных площадях — в пределах всего месторождения или даже рудного поля. Их появление обусловлено зональностью развития минерализации в связи с изменением состава рудоносных растворов в пространстве (моноасцентная зональность) либо с последовательным поступлением

Данные, полученные при установлении ныряния известных рудных столбов, могут послужить основой для прогнозирования на прилегающей площади других, еще не вскрытых эрозией рудных столбов, контролируемых аналогичными сочетаниями элементов структуры. В случае контроля положения рудных столбов в основном тектоническими факторами для этого может быть использовано статистическое измерение элементов залегания основных складок, осложняющих их мелких складок и разрывов на всей площади рудного поля, возможно более часто и желательно вкрест простирания. При обработке этих данных следует выделять блоки (домены), характеризующиеся близкими значениями этих элементов залегания. Выделение среди них рудных и безрудных участков и их сравнение позволяют вскрыть детали структурного контроля размещения обогащенных участков и наметить подобные же участки в пределах изучаемой площади. На хорошо изученном сурьмяно-ртутном месторождении Хайдаркан С.А. Айрапетян установил, что наиболее богатые участки ртутного оруденения в джаспероидах, развитых по контакту известняков и покрывающих сланцев, тяготеют к ядрам мелких складок северо-восточного простирания с наиболее крутыми углами ныряния шарниров (рис. 40). В случае контроля локализации оруденения сочетанием разрывных нарушений и благоприятных пород необходимо тщательное изучение разреза, а также состава и физико-механических свойств слагающих его пород. Путем сопоставления этих данных с характеристиками пород, способствовавших возникновению уже известных рудных столбов, удается выделить участки, где также возможно ожидать проявление оруденения.

Рудные столбы (залежи), определяемые складчатыми формами

К этой разности относятся прежде всего рудные тела, приуроченные к участкам приоткрывания по контактам пластов пород с различными физико-механическими свойствами в приосевых частях антиклинальных складок изгиба со скольжением (рис. 41, А). Таковы, например, широко известные кварц-золоторудные тела месторождения Бендига в Австралии, согласные рудные тела некоторых месторождений Рудного Алтая. Сюда же можно отнести рудные скопления в приосевых частях складок течения, возникшие благодаря перемещению рудного материала из крыльев с попутным выщелачиванием некоторых компонентов при метаморфизме вмещающих пород. Примером могут служить рудные залежи некоторых железорудных месторождений Кривого Рога и Курской магнитной аномалии. Эти рудные тела протягиваются и ныряют соответственно положению определяющих их шарниров складок, что не трудно устанавливается, как это будет показано в части второй работы. Нередко приоткрывание в приосевой части складок обуславливается воздействием крутых продольных надвигов, проявляющихся вдоль крыльев складок, на отдельных участках, приобретающих секущее положение. Подобное сочетание складчатых форм и разрывов известно и на упомянутых выше месторождениях. При этом возникают рудные тела, наибольшая мощность которых приходится на

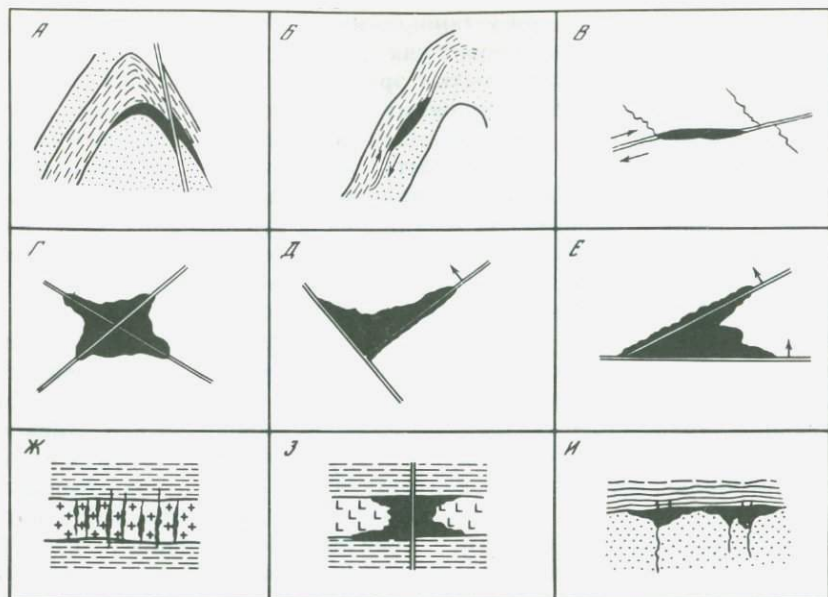


Рис. 41. Некоторые типы рудных столбов

А — в приосевой части складки в связи с проявлением надвига; *Б* — на крыле складки в месте изгиба пластов; *В* — на участке искривления разлома; *Г* — на пересечении разрывных нарушений; *Д* — на сопряжении разрывов; *Е* — на сопряжении разрыва с оперяющей его трещиной; *Ж, З* — на пересечении рудоносными жилами пород, благоприятных по механическим (*Ж*) и химическим (*З*) свойствам; *И* — под экраном слабопроницаемых пород

участки сопряжения контактов пластов с надвигами. Ныряние их определяется линией пересечения поверхностей напластования и разрыва.

Некоторую разновидность представляют рудные столбы (вернее, рудные залежи), приуроченные к местам изгибов на крыльях складки, либо в связи с флексурами (рис. 41, *Б*). Они возникают при относительном проскальзывании одного пласта относительно другого, что приводит к образованию приоткрытых участков. Ныряние таких рудных тел определяется линией сопряжения основной поверхности напластования с поверхностью границы слоев в месте изгиба.

Иногда обогащенные рудные участки возникают при наложении складчатости двух направлений. Положение таких рудных тел определяется сочетанием шарниров складок обоих направлений; такие рудные тела имеют сложную лепешкообразную, большей частью неправильную форму и обычно не выдерживаются на сколько-нибудь значительное расстояние. Выяснение наличия наложенной складчатости производится путем массовых замеров элементов залегания слоистых толщ и их дальнейшей статистической обработки (см. часть вторую работы).

Рудные столбы, контролируемые разрывными нарушениями

К этой разности относится подавляющее большинство известных рудных столбов, развитых в пределах постмагматических рудных месторождений жильного типа, в том числе и значительная часть рудных труб. Среди характеризующихся рудных столбов в свою очередь могут быть выделены следующие типы.

1. Рудные столбы в местах искривлений рудоносных разрывов.
2. Рудные столбы на пересечениях разрывов.
3. Рудные столбы в местах сопряжения разрывов.

Рудные столбы в местах искривлений рудоносных разрывов.

Появление таких рудных столбов (рис. 41, В) определяется выполнением рудной массой относительно приоткрытых участков, возникающих в местах искривления разрывов в связи с продольными перемещениями их стенок и заполненных раздробленным, более проницаемым материалом. Простейшие варианты положения таких участков приоткрывания были рассмотрены выше. Ныряние приуроченных к ним рудных столбов определяется положением линии сопряжения притертой поверхности стенки разрыва и участка стенки на изгибе, определяющем его приоткрывание, как это показано ниже (см. часть вторую работы).

Рудные столбы на пересечениях разрывов. Образование таких рудных столбов обусловлено развитием повышенной трещиноватости в месте пересечения рудоносного разрыва с одним или несколькими разрывами других направлений. Это благоприятствует проникновению рудоносных растворов, а также приводит к изменению физико-химических условий, что и способствует рудоотложению. Наряду с выполнением трещин весьма существенную роль в локализации оруденения играют процессы замещения.

Форма таких рудных столбов может быть различной (рис. 41, Г). Если вмещающие породы замещаются относительно слабо, образуются рудные столбы крестообразного сечения. Часто они имеют округлые, эллипсовидные очертания, иногда с апофизами по определяющим их положение разрывам.

Крутопадающие округлые в сечении рудные столбы, или рудные трубы, иногда распространяются на большие глубины. Имеются данные, что на глубине рудные трубы иногда переходят в жилообразные тела. Примером могут служить некоторые участки полиметаллического месторождения Алтын-Топкан в Средней Азии [160]. Кстати, в рудных трубах этого месторождения, залегающих среди известняков, хорошо выявляется роль замещения при их образовании. Окружающая эти трубы кайма существенно пироксенового скарна представлена столбообразными кристаллами геденбергита, растущими в виде щетки во вмещающую породу.

Ныряние охарактеризованных рудных столбов определяется линией сопряжения разрывных нарушений, обуславливающих их возникновение.

Некоторой разновидностью являются рудные столбы, образующиеся на участках пересечения рудоносными разрывами зон расщепления или раздробления среди однородных пород. Обычно оруденение

развивается путем выполнения трещин, а также замещения, распространяется вдоль зоны расланцевания в стороны от пересекающего ее рудоносного нарушения и постепенно выклинивается.

Ныряние таких рудных столбов определяется линией пересечения рудоносного разрыва с плоскостью, отражающей среднее залегание зоны расланцевания.

Рудные столбы в местах сопряжений разрывов. Чаще всего такие рудные столбы образуются в участках утыкания и ограничения по простиранию рудоносного разрывного нарушения дорудным разрывом под углом, близким к прямому. Такой дорудный разрыв может быть представлен разломом с глинкой трения, зоной расланцевания, а также дайкой средних либо основных пород, приуроченной к дорудной тектонической зоне.

Подходя к подобным разрывным нарушениям, рудоносный разрыв разветвляется на целый ряд составляющих, нередко с образованием штокверка. Наряду с выполнением трещин оруденение развивается путем замещения, и образуются рудные столбы, постепенно выклинивающиеся на глубину и с удалением от ограничивающего разрыва.

В плане такие рудные столбы могут иметь Т- или Г-образную форму (рис. 41, Д). Поведение их на глубину определяется линией сопряжения рудоносного и ограничивающего его по простиранию сопрягающегося с ним дорудного разрыва.

Разновидностью характеризующихся рудных столбов являются обогащенные участки на сопряжениях рудоносных разломов и оперяющих трещин отрыва (рис. 41, Е). Перемещения по разрыву в процессе рудоотложения приводят к приоткрыванию прилежащих к нему частей оперяющих трещин: в них локализуется оруденение, постепенно выклинивающееся с удалением от разрыва. Иногда такие обогащенные участки существуют одновременно с рудными столбами, развитыми на искривлениях того же основного рудоносного разрыва.

Рудные столбы на пересечениях рудоносными разрывами благоприятных для оруденения пород

Рудные столбы, вернее рудные залежи, этой разности характеризуются тем, что рудоносный разрыв, слабо оруденелый или даже практически безрудный, приобретает промышленное содержание металла на участке пересечения пород, отличающихся от окружающей толщи своими физико-механическими или химическими свойствами. Помимо повышения содержания металла в пределах самого рудоносного разрыва, нередко оруденение развивается также по порам и мелкой трещиноватости и в этих пересекаемых им породах.

В соответствии со сказанным среди рассматриваемой разности выделяются рудные столбы (залежи), обусловленные пересечением рудоносным разрывом пород, благоприятных по физико-механическим либо по химическим свойствам.

Рудные залежи, определяемые породами, благоприятными для оруденения по физико-механическим свойствам. Такие породы отличаются повышенной способностью к трещинообразованию (т.е. значи-

тельной хрупкостью), а также достаточно высокой пористостью и проницаемостью (рис. 41, Ж). Примером локализации оруденения в более хрупких породах, залегающих среди более пластичных, могут служить уже упомянутые ранее широко известные жилы Березовского месторождения на Урале. Здесь главная масса рудоносных жил залегает только в пределах даек; они имеют секущее положение и почти не выходят за их пределы. Трещины, вмещающие эти жилы, несомненно, тектонические, поскольку пересекают разновозрастные дайки в местах их пересечения. Форма их неправильная, соответствующая трещинам отрыва, а по контактам даек с интенсивно рассланцованными вмещающими их сланцами имеются согласные кварцевые жилы. Конечно, не исключено, что поперечные рудоносные трещины отрыва наследуют контракционные трещины, возникшие в дайках при их остывании.

На месторождениях Южной Киргизии главная масса ртутного оруденения локализуется среди хрупких, сильно трещиноватых и достаточно пористых джаспероидов, возникших по известнякам под покрывкой сланцев. Оруденение залечивает сеть трещин, а также выполняет поры с образованием вкрапленности.

На свинцово-цинковом месторождении Эльбрус (Северный Кавказ) рудоносные трещины, пересекающие дайку кварцевого порфира со смещением ее контактов до 1 м в плане, выклиниваются во вмещающих сланцах на коротком расстоянии [23]. Пример совместного влияния на локализацию оруденения физико-механических свойств пород и приоткрывания рудоносного разрыва приведен у В.И. Смирнова [136]. Рудоносная трещина при переходе из более пластичных пород в более хрупкие "преломляется", приобретает более крутой угол падения. В связи с небольшим перемещением ее стенок типа сброса (?) этот участок приоткрывается и возникает мощное рудное тело.

Рудные залежи на пересечении рудоносными разрывами пород, благоприятных для рудоотложения по химическим свойствам. Такие рудные залежи возникают в тех случаях, когда рудоносные разрывы пересекают породы, вступающие во взаимодействие с растворами, движущимися по этим разрывам. Примеры таких залежей были приведены выше (см. гл. II, разд. 2). Напомним, что скарново-рудные тела свинцово-цинковых месторождений Маданского района в Болгарии образовались по прослоям мраморов среди толщи гнейсов, в местах пересечения их рудоносными жилами. Мышьяковое и вольфрамовое (главным образом шеелитовое) оруденение на месторождении Кти-Теберда (Северный Кавказ) локализовано в местах пересечения рудоносными жилами пластов амфиболита среди слюдисто-кварцевых сланцев (рис. 41, З). Подобные примеры можно значительно умножить. К этой же разности относятся залежи, приуроченные к местам пересечения рудоносными жилами пластов пород, содержащих вкрапленность сульфидов, а также обогащенных органическим веществом. Во всех таких случаях рудные залежи имеют форму лент, протягивающихся соответственно линии пересечения контактов, благоприятных для рудоотложения пород с рудоносными жилами.

Рудные столбы, определяемые экранированием

Рудные столбы этого типа, по сути дела, представляют сочетания с другими разностями. На их формирование наряду с экранированием обычно оказывают влияние горные породы, благоприятные для рудоотложения, а также секущие трещины и межпластовые разрывы. Роль экранирования сводится к подпруживанию рудоносных растворов полупроницаемыми породами. В непосредственном контакте с ними руда как бы растекается в стороны от разрыва, сам же он нередко разветвляется и в случае благоприятных пород образует либо штокверк, либо рудное тело замещения. Примеров таких рудных тел можно привести очень много. Так, на известном месторождении Америкэн-Нетти (рис. 41, И) оруденение в кварцитах образует рудные столбы на границе с покрывающими их глинистыми сланцами. На месторождении Сиерра-Мадре в США, согласно Б. Батлеру (цит. по [136]), рудоносный разрыв при переходе из гранитов в толщу кварцитов образует в них мелкие апофизы и заканчивается мощной рудной залежью, возникшей путем замещения вышележащего пласта доломита, ограничиваясь по восстанию пластом сланцев.

Роль экранов могут играть дайки основных пород, неблагоприятные для замещения. Руда образует в них прожилки и вкрапленность, вызывает околорудное изменение; рудные тела при подходе к дайкам тупо заканчиваются, иногда образуя расширение в непосредственном контакте. И наконец, часто рудные столбы возникают благодаря ограничению рудоносного разрыва и экранированию оруденения тектонической зоной, выполненной глиной трения. Рудные столбы этого типа часто встречаются среди жильных месторождений. Они характеризуются утыканием рудоносного разрыва и развитием около ограничивающей тектонической зоны участков раздробления, проявлением мелких минерализованных трещин с образованием "раструба" — штокверка, постепенно заканчивающегося с удалением от экранирующей поверхности и на глубину. Такие рудные столбы в плане могут иметь Т- или Г-образные очертания. Однако нередко подобные ограничения рудных столбов тектонической зоной рассматриваются ошибочно как проявления послерудной тектоники. Дорудный возраст тектонической зоны выявляется при проведении детальных исследований.

7. ПОСЛЕРУДНЫЕ РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывы, нарушающие целостность рудных тел, а также и месторождений, часто сильно затрудняют проведение геологоразведочных и эксплуатационных работ. Нередко выяснение их роли в структуре месторождения превращается в основную задачу геологов. Решение же ее зачастую оказывается весьма сложным и требует выполнения большого комплекса дорогостоящих горных работ, не всегда приводящих к желаемым результатам. Дело в том, что за послерудные часто ошибочно принимаются нарушения, возникшие до процесса рудообразования. Положение таких разрывов определяет первоначальную форму рудных тел, и поиск якобы смещенных их частей оказывается

безуспешным. Поэтому очень важно правильно диагностировать послерудные нарушения. Основной задачей геолога при изучении послерудных разрывов является выяснение направления, по возможности и амплитуды перемещения разобщенных частей рудного тела или месторождения. Но, прежде чем решать эту задачу, очевидно, надо убедиться в том, что данное разрывное нарушение действительно послерудное. Часто в качестве признаков послерудного разрывного нарушения принимают [127]:

1) непосредственно наблюдаемое в забое или обнажении перемещение участков рудного тела, разобщенных пересекающим его разрывным нарушением, или резкое ограничение рудного тела тектоническим разрывом с глиной трения;

2) резкое различие мощностей рудного тела по обе стороны пересекающего его разлома;

3) наличие среди выполнения разлома угловатых обломков руды или гидротермально измененных вмещающих пород;

4) завороты рудоносной жилы около контакта с пересекающим ее разрывным нарушением;

5) зеркала скольжения на руде.

Однако эти признаки не всегда могут считаться безусловными показателями наличия послерудных разрывных нарушений.

Видимое пересечение рудного тела разрывным нарушением с перемещением его разобщенных частей или резкое его ограничение разрывом могут возникать, если еще безрудная трещина была разорвана и смещена по разрыву, а затем в ней локализовалась руда. Разрыв был дорудным и служил преградой, ограничивающей продвижение растворов.

Резкое изменение мощности рудного тела по обе стороны разрыва может быть также обусловлено его экранирующим воздействием. Наблюдаемое иногда различие таких разобщенных частей рудного тела в минеральном составе может быть обусловлено воздействием разлома как полупроницаемого экрана.

Наличие среди перетертого глинистого материала, выполняющего разлом, угловатых включений руды или гидротермально измененных пород может быть результатом замещения обломков вмещающей породы, попавших в разлом еще до рудообразования. Иногда можно наблюдать, что такие рудные псевдообломки соединяются с основным рудным телом тонкими рудными прожилками, секущими тектоническую глину.

Подвороты рудоносных жил могут быть результатом воздействия разлома на дорудную трещину, в дальнейшем выполненную рудой. В таком случае не наблюдается дробления руды, а она в контакте с разломом может давать раздувы.

Зеркала скольжения на руде встречаются довольно часто в связи с послерудными перемещениями и нередко сопровождают крупные разрывы. Сами же по себе они фиксируют лишь небольшие перемещения, амплитуда которых измеряется сантиметрами — первыми десятками сантиметров.

Сказанное отнюдь не отрицает действенность приведенных ранее признаков послерудных разрывных нарушений. Наши замечания имеют

целью лишь показать, что следует соблюдать определенную осторожность при их использовании. Помимо упомянутых ранее признаков послерудных нарушений, необходимо еще подчеркнуть такие характерные их черты, как отсутствие в их выполнении секущих рудных прожилков, проявления гидротермального изменения, окраска его, обусловленная цветом раздробленного и перетертого рудного материала, и разные по величине обломки руды. В тех случаях, если руда имеет полосчатое сложение, она резко обрезается послерудным разрывом, который содержит вблизи контакта с рудным телом угловатые обломки рудного материала (рис. 42).

При уверенности в том, что изучаемое разрывное нарушение имеет послерудный возраст, для определения направления перемещения могут быть использованы в сочетании следующие данные.

1. Непосредственно наблюдаемое или устанавливаемое путем построения перемещение частей рудного тела (лучше двух параллельных тел).

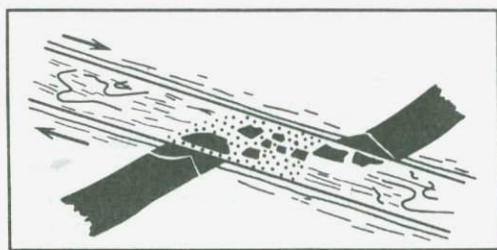


Рис. 42. Послерудные разрывные нарушения. Рудное тело (черное) разорвано и смещено по разрыву, выполненному растертым материалом. Видны обломки и мелкие включения руды. Стрелками показано направление перемещения

2. Загибы прилегающих к разлому рудных жил, сопровождающиеся раздроблением руды около контакта. Обломки руды среди глинки трения располагаются по направлению к смещенной части жилы (см. рис. 42).

3. Складки волочения среди тектонической глинки, выполняющей разлом.

4. Борозды скольжения (статистически) на руде и вмещающих породах в контакте с разломом.

5. Сопряженные с разломом неминерализованные или содержащие послерудную минерализацию оперяющие трещины отрыва.

6. Анализ положения разрыва относительно общей геологической структуры района с учетом данных по смещениям вдоль других послерудных разрывных нарушений.

7. Данные микроструктурного анализа. Изучение ориентированного сложения пород и рудного материала на контакте с разломом и в удалении от него. Ориентировка кварца может показать положение линии скольжения, по ориентировке зерен карбоната удастся выявить также и направление перемещения по разлому. Подробнее об этом сказано в специальном разделе работы.

8. Наличие двойников в кристаллах сфалерита, халькопирита и некоторых других минералов.

8. ДАЙКИ И ОРУДЕНЕНИЕ

При изучении месторождений цветных и редких металлов наблюдения над положением даек в общей геологической структуре данного района и над их соотношениями с рудными телами имеют важное научное и практическое значение.

Очень часто граница распространения даек является также и границей развития оруденения. Нередко положение даек основных пород унаследовано рудными жилами, которые развиваются вдоль их контактов. Такая взаимосвязь подчеркивает общую тектоническую нарушенность района и говорит о значительной активности магматизма. Практическое значение этих данных очевидно. Широкое распространение даек — важный критерий при поисках рудных месторождений.

Наблюдения над дайками имеют важное металлогеническое значение. Они позволяют уточнить относительный возраст оруденения данного типа и выявить возможную генетическую связь его с тем или иным магматическим комплексом. Дайки играют роль своеобразного маркирующего горизонта при расшифровке последовательности развития магматизма и оруденения. Такие наблюдения способствуют выработке рационального направления поисковых работ, дают возможность ограничить их проведение более локальными площадями.

Важное значение имеют также наблюдения над соотношениями даек и оруденения непосредственно в пределах конкретного рудного поля. При этом нередко выявляется роль даек в локализации и морфологии рудных тел. Вместе с тем такие наблюдения помогают выяснить структурную обстановку рудоотложения на различных этапах его развития и восстановить историю формирования рудного поля.

При детальном геолого-структурном исследовании нужно иметь в виду, что в массивах гранитоидов наряду с рассекающими их дайками иногда приходится иметь дело с псевдодайками, т.е. с ксенолитами, имеющими дайкообразную форму. Они могут быть представлены осадочными, метаморфическими и изверженными породами. Такие псевдодайки легко можно принять за истинные дайки. Лишь микроскопическое изучение слагающих их пород позволяет правильно решить вопрос.

На рис. 43 для сравнения показаны зарисовки стенок кварцшлягов двух разных месторождений. Чертеж *А* представляет истинные дайки диабазового порфирита среди кварцевого порфира. Помимо формы и состава, в этом убеждает наличие в дайках на контакте их с вмещающей породой отчетливой зоны закалки. На чертеже *Б* показаны дайкообразные тела темной плотной мелкозернистой породы среди гранодиорита. По форме они очень сходны с дайками, изображенными на рис. 43, *А*. Однако изучение состава слагающих их пород под микроскопом показало, что это окварцованные тонкозернистые песчаники, совершенно аналогичные породам, вмещающим интрузив. Любопытно, что элементы залегания этих тел — их простирания и азимуты падения — также совершенно им идентичны.

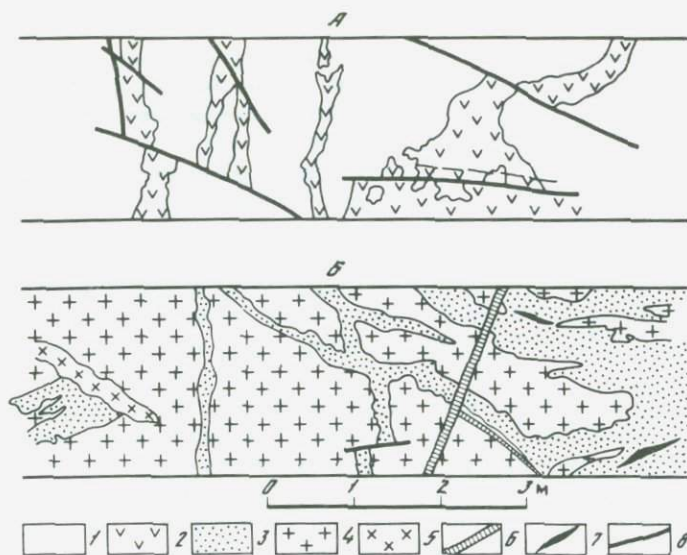


Рис. 43. Дайки и псевдодайки. Зарисовки стенок кваршлагов

А — морфология даек диабазового порфирита. По Е.П. Соношкину и др. [97]; Б — ксенолиты окварцованного песчаника. По Л.И. Лукину. 1 — кварцевый порфир; 2 — диабазовый порфирит; 3 — окварцованный песчаник; 4 — амфибол-биотитовый гранодиорит; 5 — аплитовидный гранит; 6 — прожилки кварца; 7 — прожилки кальцита; 8 — разрывные нарушения

Приведенный пример показывает, что надо быть весьма осторожным при диагностике плитообразных дайкоподобных тел различных пород в интрузивах.

Основываясь на данных целого ряда исследователей, В.И. Смирнов [136] выделяет пять групп даек, имеющих различные позиции относительно гидротермального оруденения.

1. Дайки гранодиорита, гранита, гранит-порфира, аплита и других кислых пород, отнесенные В.С. Коптевым-Дворниковым к дайкам первого этапа. Они представляют собой отщепления магматических расплавов, поступавших по трещинам в период раскristализации гранитных массивов. Пространственно они тесно связаны с интрузивами и располагаются в пределах их эндо- и ближайших экзо-контактов. По времени с их внедрением близко формирование ранних скарнов и грейзенов.

2. Дайки, связанные с глубинными частями интрузий, представленные диабазами, габбро-диабазами, лампрофирами, порфиритами и порфирами, отнесенные В.С. Коптевым-Дворниковым к дайкам второго этапа. Они внедряются после формирования интрузивов по тектоническим разрывам. Вначале образуются кислые, затем — основные дайки, после которых проявляются разрывные деформации и развивается оруденение.

3. Дайки, не связанные пространственно с крупными интрузивами и вместе со штоками образующие самостоятельную группу малых интрузий. Формируются на орогенной стадии развития территории.

Пояса таких даек протягиваются на значительные расстояния. Для них характерна последовательность внедрения, выдерживающаяся по всему поясу. Орудение следует непосредственно за последними членами внедрений даек, представленных обычно основными породами. Наиболее рудоносны участки максимально полного развития даек от ранних до поздних разностей. Именно с таким поясом распространения основных даек пространственно связано развитие полиметаллических месторождений на Северном Кавказе.

4. Дайки и субвулканические штоки альбитофиров, кварцевых альбитофиров, тесно связанные с осадочно-вулканогенными комплексами ранней стадии геосинклинального развития. С ними ассоциируются колчеданные месторождения меди, свинца и цинка. Многие геологи рассматривают вулканогенные породы, субвулканические штоки и дайки, а также и колчеданные залежи как производные единого магматического очага.

5. Дайки — корневые части трещинных лавовых излияний, обычно не связанных с орудением.

Некоторые особенности морфологии даек

Дайки изверженных пород имеют различную форму, что обуславливается структурными условиями их локализации. Наряду с простыми жиллообразными либо пластообразными телами, определяемыми внедрением магматического расплава в трещины отрыва или приоткрывающиеся трещины скалывания, часто наблюдаются очень сложные формы даек.

А.В. Дружинин [40] задокументировал на молибденовом месторождении Давенда угловатые, со ступенчатыми ограничениями дайки диабазовых порфиритов среди гранитоидов, тупо заканчивающиеся, ограничиваясь тектоническим разрывом с глиной трения, дайкой другого состава, а то и просто сухой трещиной (рис. 44). Неправильная форма даек может быть объяснена лишь приоткрыванием в момент внедрения сложной системы трещин разных направлений. Н.И. Бородаевский и М.Б. Бородаевская [15] открыли в Березовском месторождении дайку гранит-порфира среди метаморфических сланцев, ограниченную по простиранию проходящей под прямым углом зоной разлома с глиной трения. Додайковый возраст разлома доказывается тем, что дайка в контакте с ним, как и со вмещающими сланцами, имеет отчетливую зону закалки. На этом же месторождении указанные авторы отметили дайку, которая также подходит к разрывному нарушению под прямым углом, следует на некотором расстоянии вдоль одной из его стенок при уменьшенной мощности, затем пересекает его и уходит в другую стенку.

Во многих случаях, особенно в районах развития вулканических толщ, отмечаются кольцевые, полукольцевые дайки, развивающиеся по системе сопряженных трещин. Кольцевые дайки описаны Р. Болком [14]. По его мнению, их появление обусловлено, вероятно, взрывной деятельностью вулканов.

Такая сложная форма даек показывает, что они развивались в

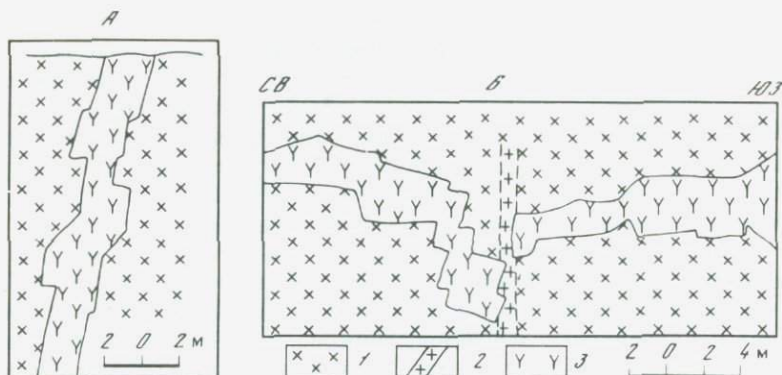


Рис. 44. Морфология даек

А — дайки диоритового порфирита со сложными ступенчатыми контактами среди гранита; Б — сложноступенчатая дайка диоритового порфирита, ограниченная по простиранию более древней дайкой гранит-порфира. По А. В. Дружинину [40]. 1 — граниты; 2 — гранит-порфир; 3 — диоритовый порфирит

условиях горизонтального растяжения, обусловленного, вероятно, воздействием поднимающегося магматического расплава. Структура и крупность зерен пород, слагающих дайку, в значительной мере зависят от условий их кристаллизации. Относительно большие глубины и неостывшие вмещающие породы способствуют развитию более крупнозернистого сложения, однородного по всей мощности дайки. Если же кристаллизация происходит на небольшой глубине в существенно остывших вмещающих породах, маломощные дайки приобретают тонкозернистое сложение, а более мощные получают зону закалки по контактам вплоть до образования афанитовой структуры. Зона закалки по зальбандам даек, помимо отличия их от псевдодаек-ксенолитов, нередко помогает в выяснении относительного возраста пересекающихся даек, близких по составу.

В дайках кислых пород часто отмечаются текстуры течения, выраженные параллельным расположением вкрапленников или зерен темноцветных минералов. Они протягиваются параллельно контактам и изгибаются соответственно изменению их направления. Иногда текстуры течения приобретают более сложную форму и дают изгибы, подобные складкам волочения. Это указывает на наличие относительных перемещений вдоль стенок трещины в ходе их выполнения магматическим расплавом. Трещины в дайках обычно имеют те же направления, что и во вмещающих их изверженных породах, но нередко они более частые. Дайки среди метаморфических пород, существенно различающиеся от них по возрасту, обычно бывают разбиты поперечными контракционными трещинами. Иногда в дайках возникает сложная трещиноватость: одна система трещин более или менее параллельна их стенкам, другая — диагональная. Это объясняется проявлением по контактам даек тектонических перемещений типа сдвига.

Дайки как показатель положения дорудного поля напряжений

При характеристике разрывных нарушений, сопряженных со складчатостью, отмечалось, что в направлении действующих усилий, т.е. параллельно оси S эллипсоида деформаций, возникают трещины отрыва. Если есть возможность расширения вверх, они будут иметь субгоризонтальное положение; на больших глубинах образуются вертикальные трещины отрыва в плоскости BC эллипсоида деформации, т.е. в плоскости σ_1 — σ_2 эллипсоида напряжений. Очевидно, что такие трещины наиболее благоприятны для внедрения даек. И действительно, во многих рудных районах дайки лампрофиров и диабазовых порфиритов выполняют вертикальные трещины отрыва, перпендикулярные простиранию складок. Таковы, например, дайки северо-западного направления, пересекающие вкрест простирания складчатые сооружения Рудных гор. Как следует из условий образования, такие дайки имеют неправильную форму и пересекают контакты различных пород без смещения. Их положение фиксирует возможность расширения вдоль оси складок, чему соответствует положение эллипсоида напряжений. Иногда дайки (главным образом основных пород) развиваются по трещинам скалывания. Однако детальное изучение таких даек показывает, что в процессе внедрения вмещающие их разрывные нарушения развивались в условиях, соответствующих трещинам отрыва. Тем самым их положение в момент внедрения фиксирует размещение плоскости σ_2 — σ_3 эллипсоида напряжений, а перпендикулярно ей — соответственно направление оси σ_1 .

Такие соотношения некоторые геологи объясняют изменением плана деформаций перед становлением даек. Нередко, однако, дайки основных пород и лампрофиров выполняют трещины двух взаимно перпендикулярных направлений. К этой же категории относятся дайки кольцевой, полукольцевой формы, а также дайки, ограниченные сложной системой трещин нескольких направлений, подобно тем, что были отмечены выше. Такое расположение даек позволяет говорить о возможном общем расширении в горизонтальной плоскости, по-видимому, в связи с вертикальными силовыми импульсами внедряющегося магматического расплава, т.е. о вертикальном положении оси σ_1 поля напряжений.

Соотношения даек и оруденения

Взаимоотношения оруденения с дайками достаточно разнообразны. Имеются дайки, возникшие заведомо раньше оруденения, встречаются дайки послерудные и разделяющие во времени различные этапы минерализации. Выяснение этих соотношений порой встречает существенные затруднения.

Непосредственными наблюдениями при проведении детальной геологической съемки и документации горных выработок устанавливаются разные видимые соотношения даек и рудных тел. Мы принимаем выделение соответствующих групп даек, предложенное В.И. Смирновым [136], с некоторыми изменениями.

1. Дайки и рудные тела встречаются совместно на участках

месторождения, но залегают в различных геологических образованиях — разломах, отслоениях в стратифицированных толщах.

2. Дайки пересекаются рудными жилами.

3. Дайки пересекают рудные тела.

4. Рудные жилы выполняют трещины оперения вдоль контактов даек.

5. Дайки и рудные жилы приурочены к одним и тем же трещинам.

6. Дайки содержат прожилково-вкрапленное оруденение.

Возрастные соотношения даек и рудных тел, встречающихся совместно, но в различных геологических образованиях, обычно удается выяснить по наблюдаемым пересечениям с дополнительным изучением контактов руды и даек под микроскопом.

При отсутствии непосредственных пересечений дорудное формирование даек устанавливается по наличию в них гидротермального изменения, редкой вкрапленности рудных минералов, характерных для рудных тел.

Пересечение даек рудными жилами, подобно Березовскому месторождению на Урале, как правило, не вызывает сомнения в более позднем возрасте оруденения. Однако о механизме образования таких жил имеются разные представления. Поскольку рудные жилы на этом месторождении располагаются лишь в дайках гранит-порфира, пересекают их перпендикулярно зальбандам, имеют большей частью неправильную форму, вполне естественно рассматривать их как выполнение контракционных трещин отрыва, возникших при остывании внедрившихся даек. Однако наряду с поперечными в дайках Березовского месторождения имеются диагональные жилы, приуроченные к трещинам скалывания. Вдоль контактов даек отмечается зона сильно рассланцованных вмещающих их сланцев с глиной трения. Она пересекается рудоносными жилами, прослеживающимися на некоторое расстояние и среди сланцев. Эти данные приводят к заключению, что и поперечные рудоносные трещины являются тектоническими. Они возникли в связи со сжатием относительно хрупких даек в направлении, перпендикулярном их простираению, по типу чистого сдвига; при этом дорудная глина трения играла роль смазки. При формировании рудоносных жил существенное значение имели процессы замещения, значительно увеличившие их мощность [68].

Пересечение дайками рудных тел обычно рассматривается как показатель более позднего их возраста относительно процесса оруденения. Истинные пересечения рудных жил дайками порфиритов известны в целом ряде рудоносных провинций.

На оловорудных месторождениях Приморья, по данным В.Н. Дубровского [41] и И.Н. Кигая [51], жилами плагиоклазового порфирита пересекаются рудные жилы, сложенные тремя последовательно выделившимися минеральными ассоциациями (рис. 45): кварц-каситеритовой, пирротин-пирит-халькопирит-сфалеритовой и галенит-сфалеритовой, включающими обломки руды и местами выполняющими пустоты в жилах, обрамленные идиоморфными кристаллами

Рис. 45. Пересечение сульфидной жилы внутриминерализационной дайкой плагиоклазового порфирита. План по И.Н. Кигаю (1957)

1 — песчаник; 2 — порфирит; 3 — арсенопирит-халькопиритовые жилы; 4 — кварцевые жилы; 5 — последайковые кварц-серцит-пиритовые жилы; 6 — серицитовые прожилки

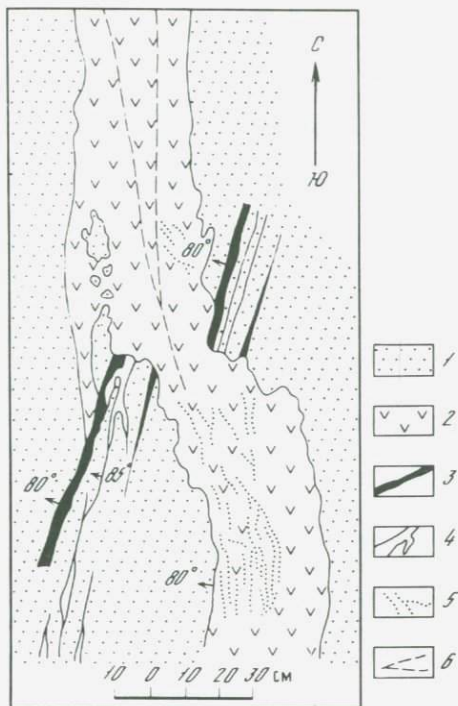
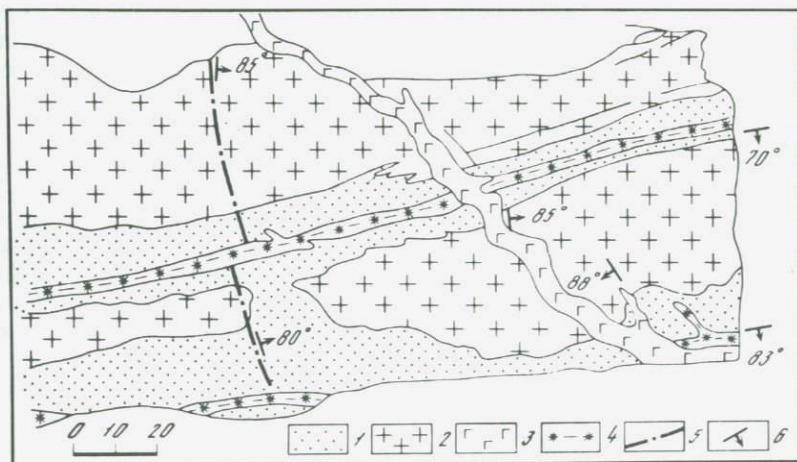


Рис. 46. Месторождение Индустриальное. Документация части кровли штрека на горизонте штольни 30. По А.Л. Соколову [139]

1 — рудная зона; 2 — граниты; 3 — базальты; 4 — турмалинизация; 5 — разрывные нарушения; 6 — элементы залегания



кварца. После внедрения даек на месторождениях проявились деформации, вызвавшие дробление всех пород (включая и послерудные дайки) и развитие тектонической глинки. Возникшие при этом трещины были залечены кальцитовыми, кварц-кальцитовыми и кварц-кальцит-флюоритовыми прожилками.

Примеры послерудных даек порфиров приведены в работах Ф.И. Вольсона и П.Д. Яковлева [26], М.П. Материкова [78]. После-

рудные дайки базальта установлены А.Л. Соколовым [139] на месторождении Индустриальное. Рудные тела этого месторождения залегают среди гранитов и представляют собой оловоносные кварцевотурмалиновые и хлоритовые метасоматиты. Подчиненную роль играют кварцевые прожилки, местами содержащие обильные выделения касцитерита, иногда также флюорит; изредка встречаются сульфиды.

На участке наблюдения над пересечением рудное тело представлено зоной хлоритизации, в средней его части по сколовому нарушению развита маломощная полоса турмалинизации и окварцевания. Дайка миндалекаменного базальта пересекает рудное тело под острым углом (рис. 46), на значительном расстоянии прослеживается вдоль него, переходя от одного зальбанда к другому, и дает тонкие ответвляющиеся апофизы. Дайка выполняет извилистую трещину отрыва. Она интенсивно каолинизирована, но визуально хорошо устанавливается пилотакситовая структура вблизи контакта и лучшая раскристаллизация в средней части; проявлений гидротермальной минерализации — развития хлорита, турмалина — в дайке не отмечено.

Но не всегда визуально наблюдаемые пересечения рудных жил дайками являются бесспорными показателями их послерудного возраста. Имеется много примеров ложных пересечений. Такие ложные пересечения обычно наблюдаются у даек основных, реже средних по составу — относительно более вязких — пород. При этом, однако, следует учитывать, что наличие в дайке кислых пород прожилков кварца, а в основной — кальцита само по себе нельзя считать показателем ее дорудного возраста. Такие прожилки могут быть поздними, не связанными непосредственно с процессом рудообразования. В случае истинного пересечения рудоносного разрыва дайкой в ней наблюдаются обломки рудоносных тел, жильное выполнение разрыва на контакте с дайкой раздроблено и цементируется тонкими прожилками слагающей ее породы. На руде заметно контактовое тепловое воздействие — перекристаллизация жильного кварца, изменение состава рудных минералов.

Примеры подобных соотношений отмечены А.В. Дружининым [97] на Давендинском молибденовом месторождении в Забайкалье. Кварц-молибденитовая жила подходит под прямым углом к дайке диабазы и при этом обрывается, а на ее продолжении в дайке видны лишь тонкие кварцевые прожилки, сопровождающиеся интенсивной хлоритизацией породы. На противоположном контакте дайки вновь появляется мощная кварцевая жила, но уже безрудная и обогащенная турмалином. В данном случае дорудная дайка играла роль полупроницаемого экрана. Другие кварц-молибденитовые жилы, пересекающие дайку, образуют в ней более мощные прожилки.

На медно-молибденовом месторождении Каджаран, залегающем в монзонитах, по данным К.А. Карамяна и др. [50], три параллельные дайки гранодиорит-порфира разобщают на блоки подходящую к ним под острым углом кварц-молибденитовую жилу. При подходе к дайкам жила разветвляется, ветви ее хорошо прослеживаются между дайками и образуют в них отдельные апофизы. Вдоль контакта одной из даек проходит маломощный кварц-молиб-

денитовый прожилок, ответвляющийся от жилы. Он сопровождается окварцеванием и хлоритизацией прилегающей части дайки; вместе с тем в ней отмечается повышенное содержание молибдена и меди. На месторождении имеются также маломощные дайки кварцевого сиенит-порфира, содержащие обломки вмещающих монцонитов, свежих и измененных гидротермально. Особый интерес представляет обломок монцонита с кварцевой жилой, содержащей по зальбандам характерную оторочку кристаллов молибденита. В породе отмечаются обильная вкрапленность и прожилки халькопирита и пирита. Таким образом, дайки гранит-порфира являются дорудными, а кварцевые сиенит-порфиры отделяют молибденовое оруденение от более позднего медного, т.е. являются внутрирудными.

Жилы, выполняющие трещины оперения вдоль контактов даек, могут быть как более поздними по отношению к ним, так и предшествовавшими их образованию. Последайковые рудные жилы сопровождаются гидротермальным изменением прилегающих частей даек, наличием в них рудной вкрапленности, иногда прожилков. Формирование таких жил связано с перемещениями по контактам даек, что может фиксироваться развитием борозд скольжения, к которым приварена руда. Визуально подобные соотношения могут возникнуть, если дайки внедрились в подновленные рудоносные трещины. В таких случаях дайки не несут признаков гидротермального изменения и рудных прожилков, не содержат обломков руды, а рудные минералы претерпевают термальную переработку, в частности пирит переходит в пирротин; руды могут содержать тонкие прожилки породы, отходящие от даек.

Дайки и рудные жилы, приуроченные к одним трещинам, встречаются довольно часто, причем возрастные соотношения бывают различны. В случае, если дайки являются дорудными, рудные жилы на значительном протяжении могут проследиваться вдоль одного из контактов и сопровождаться гидротермальным изменением прилегающих пород, рудной вкрапленностью, прожилками и, пересекая дайку под острым углом, следовать также вдоль другого контакта. Если же дайка моложе рудного тела, наблюдаются обратные соотношения. Дайка пересекает под острым углом рудное тело, срезает его полосчатость и может оказывать термальное воздействие на минеральный состав, а также давать тонкие прожилки по стыкам зерен. Гидротермальная переработка в дайке отсутствует.

Дайки содержат вкрапленность рудных минералов в тех случаях, когда они пересекаются рудными жилами. Дайки, имеющие внутрирудный возраст, могут пересекать более ранние рудные тела и содержать вкрапленники и прожилки поздних минералов.

В качестве примера можно привести рудное поле Канджол в Карамазаре (Средняя Азия). Здесь, по данным В.М. Турлычкина [144], жилы массивного кварца, содержащие вкрапленность сульфидов, пересекаются дайками диабазового порфирита, которые сами пересечены кварцево-карбонатными жилами с полиметаллической минерализацией, представляющей свинцово-цинковыми рудами с серебро-содержащими минералами.

Подобные соотношения отмечаются и в других районах. Так, на месторождении Джилау (Зеравшанский хребет) дайками лампрофира и диабазы пересекаются наложенные на скарны кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы с шеелитом. В свою очередь эти жилы вместе с секущими их дайками пересечены кварцевыми жилами с халькопиритом и золотой минерализацией [144]. Внутрирудные дайки кислых пород и лампрофиров, отделяющие молибденовую минерализацию от последующей вольфрамовой, известны на Джидинском месторождении в Забайкалье [109].

Примеры аналогичных соотношений можно существенно умножить. В большинстве случаев более поздние последайковые рудоносные жилы являются более низкотемпературными. Если же поздние жилы также высокотемпературные, то обычно устанавливается, что они отделены от ранних значительным временным интервалом и их образование связано с последующим тектономагматическим циклом.

Рудные прожилки в дайках могут быть также связаны с проявлением динамометаморфизма, как это, в частности, допускается рядом геологов для колчеданных месторождений, либо с переотложением в связи с последующей гидротермальной переработкой. Так, серебро-висмутовые жилы Рудных гор нижнепермского возраста отчетливо пересекаются дайками базальтов — корнями излияний, покрывающих третичные конгломераты. Вместе с тем в этих дайках иногда встречаются прожилки, аналогичные по составу палеозойским рудным жилам. В данном случае имела место регенерация — переотложение руды в связи с последующим развитием гидротермального процесса.

ГЛАВА IV

НЕКОТОРЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Исследованиями последних лет установлено, что существует определенная взаимосвязь между структурными условиями формирования рудных месторождений и генетическими особенностями оруденения. Имеется также ряд работ, вскрывающих зависимость структур рудных полей и месторождений от их приуроченности к тому или иному структурному этажу.

Рассмотрим кратко эти вопросы, имеющие важное практическое значение.

1. СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В локализации эндогенного оруденения весьма существенное значение имеет степень относительной структурной открытости—закрытости системы рудоотложения. Под этим термином понимается совокупность структурных условий, влияющих на изменение основных

параметров среды рудоотложения. Она определяет возможность продвижения рудоносных растворов, в значительной мере влияет на их физико-химическое состояние, а тем самым и на локализацию оруденения и на генетические особенности возникающих рудных месторождений [78, 113].

Охарактеризовать степень структурной открытости—закрытости системы рудоотложения в каких-либо количественных показателях для разных конкретных условий пока не представляется возможным. Она обуславливается глубиной от земной поверхности, физико-механическими свойствами пород, а также общим геотектоническим режимом и интенсивностью проявлений деформаций.

Для месторождений различных генетических типов существует свой набор структурных признаков. Максимально закрытая система рудообразования в целом характеризуется отсутствием разломов, значительной глубиной формирования и соответственно малой подвижностью рудных компонентов при наличии плотной ненарушенной кровли. Такие условия свойственны магматическим сегрегационным месторождениям. Высокотемпературные минеральные ассоциации (биметасоматические скарны, грейзены) развиваются без образования тектонических трещин, при слабой структурной открытости системы рудообразования. Процесс минералообразования протекает при затрудненном просачивании рудоносных растворов по порам в породе с использованием трещин отдельности, возникших в связи с охлаждением интрузивов, и проявляется путем химических реакций с благоприятными породами. Менее высокотемпературные ассоциации локализуются в условиях напряженного состояния среды, в непротяженных разобщенных трещинах разного происхождения путем их выполнения и замещения пород. Таковы поздние инфильтрационные скарны, высокотемпературные малосульфидные кварцевые жилы с вольфрамитом. Среднетемпературные гидротермальные месторождения развиваются уже в объединенных, достаточно протяженных разрывах путем их выполнения при частичном замещении вмещающих пород. Таковы гидротермальные жилы с вольфрамитом, молибденитом, сульфидами меди, цинка, свинца, а также среднетемпературные многостадийные жилы с существенно сульфидным оруденением. И наконец, низкотемпературные кварц-кальцитовые жилы с золотом, кварц-баритовые жилы с сульфосолями, ферберит-антимонитовые жилы развиваются в связи с проявлением крупных сосредоточенных разломов и выполняют сопряженные с ними оперяющие трещины, а также зоны дробления. Таким образом, по мере усложнения геологической структуры и увеличения структурной открытости среды рудоотложений проявляются все более низкотемпературные месторождения. Вместе с тем преобладающие среди рудных минералов окисные соединения сменяются сульфидами, а затем сульфосолями и карбонатами.

Отсюда можно сделать вывод, что возникновение минеральных ассоциаций, различающихся по составу и температуре формирования, находится в связи с особенностями структурных условий минералообразования. Более того, как полагает Е.П. Малиновский [114],

особо значимые месторождения формируются при определенных, им свойственных условиях структурной открытости—закрытости среды рудоотложения.

При дальнейшей разработке изложенных выше представлений могут быть получены дополнительные критерии прогнозирования и оценки эндогенного оруденения.

Подробнее вопрос о взаимосвязи генетических особенностей эндогенных рудных месторождений и структурных условий их формирования рассматривается в упомянутой выше работе Е.П. Малиновского.

2. ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУР ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРИУРОЧЕННЫХ К РАЗЛИЧНЫМ СТРУКТУРНЫМ ЭТАЖАМ

Наблюдения в различных рудоносных областях показывают, что особенности структур эндогенных рудных месторождений в значительной мере определяются их положением в том или ином структурном этаже. Эта закономерность освещена в ряде работ [25, 102, 144]. Здесь нами приводится краткое изложение данных по этому вопросу.

Структурные этажи, отражающие крупные этапы геологического развития рудоносных территорий (геосинклинальный, платформенный и т.д.), различаются литологическим, химическим составом и степенью метаморфизма слагающих их пород, а также относительной ролью складчатых, разрывных деформаций, магматизма и последовательностью их развития. Эти различия, проявляющиеся в геологическом строении структурных этажей, существенно сказываются и на особенностях структур залегающих среди них эндогенных рудных месторождений, нередко имеющих значительно более молодой возраст, чем вмещающие их породы.

В строении рудоносных территорий нами выделяются: 1) кристаллическое основание; 2) геосинклинальный структурный этаж; 3) эпигеосинклинальный орогенный этаж; 4) платформенный этаж; 5) эпиплатформенный орогенный этаж. Это разделение дает полную схему последовательности формирования структурных этажей, определяемой разными этапами одного цикла геотектонического развития области. Схематически их соотношение показано на рис. 47. Но отдельные члены этой схемы нередко выпадают. Вместе с тем имеется ряд примеров полициклического развития, когда повторяются некоторые этапы и формирование соответствующих им структурных этажей.

Кристаллическое основание (или комплекс основания по М.В. Муратову) — наиболее древнее образование. Оно служит фундаментом геосинклинальных областей моноциклического развития и древних (раннепалеозойских) платформ. В пределах древних щитов, плит и срединных массивов может быть фундаментом для молодых (эпикаледонских и эпигерцинских) платформ, а также для образований эпиплатформенного орогенного этажа.

Под кристаллическим основанием понимается комплекс метамор-

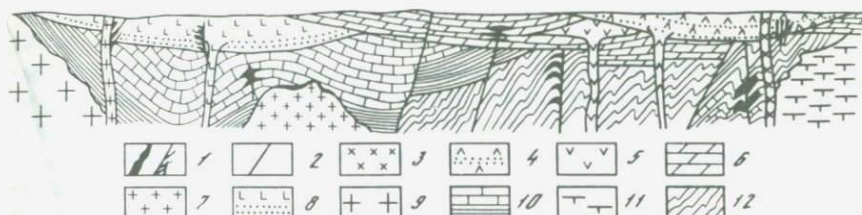


Рис. 47. Структурные этажи и приуроченные к ним эндогенные рудные месторождения (схема)

1 — рудные тела; 2 — разрывные нарушения; 3 — интрузивы постплатформенного орогенного этажа; 4 — образования постплатформенного орогенного этажа; 5 — интрузивы постплатформенные; 6 — образования платформенного структурного этажа; 7 — интрузивы постгеосинклинального орогенного этажа; 8 — образования постгеосинклинального структурного этажа; 9 — интрузивы постгеосинклинальные складчатые; 10 — образования геосинклинального этажа; 11 — интрузивы древние, прорывающие кристаллическое основание; 12 — кристаллическое основание

фических пород протерозойского, архейского, частью раннепалеозойского возраста. Он представлен разнообразными кристаллическими сланцами, гнейсами и прорывающими их, обычно гнейсированными, древними гранитоидами, реже основными и ультраосновными породами.

Слоистые толщи смяты в сложные складки, сопровождающиеся крупными, часто согласными разломами, заложенными в процессе древнего складкообразования и рассланцевания. Эти разломы, как правило, представлены blastomylonитами высокой (амфиболитовой) ступени метаморфизма. Они нередко включают древние дайки изверженных пород и подвержены последующему наложенному метаморфизму более низкой — хлоритовой — ступени [49]. Благодаря интенсивному метаморфизму физико-механические свойства пород (прочностные свойства, проницаемость и т.п.) существенно выравниваются. Последующие деформации проявляются, как правило, подновлением старых, а также образованием новых разломов.

Иногда метаморфические породы кристаллического основания имеют пологое залегание, и создается впечатление об их слабой деформированности, что, по-видимому, не всегда верно. Есть данные, что и в таких случаях они образуют сложные лежащие складки.

В кристаллическом основании выделяются древние и молодые эндогенные месторождения.

Положение древних месторождений в значительной мере связано с внутренней структурой толщи кристаллического основания. Обычно они приурочиваются к древним мобильным зонам, в которых проявлены интенсивная складчатость и разрывные нарушения. Оруденение распространяется вдоль зон рассланцевания и по разрывам в них, а также в благоприятных для замещения породах. Характерными представителями являются докембрийское свинцово-цинковое месторождение Брокен-Хилл (Австралия) и золоторудное месторождение Колар (Индия).

Молодые месторождения в кристаллическом основании формируются в связи с процессами активизации. Они проявляются путем

подновления старых разломов или в связи с возникновением новых. Рудные тела имеют форму жил, иногда штокверков, а также залежей, развивающихся по пластам пород, благоприятных для размещения. Типичным примером являются свинцово-цинковые месторождения Маданского района (Болгария) третичного возраста, залегающие среди пород древнего кристаллического основания.

Для большинства рудных месторождений, развитых в кристаллическом основании, характерны значительная протяженность по латерали и глубина распространения по вертикали, иногда достигающая (например, на месторождении Колар) 3,5 км. Им свойственна также существенная выдержанность минерального состава на глубину и по простиранию.

Геосинклинальный структурный этаж формируется в условиях проявления интенсивных нисходящих движений (демиссионный режим развития по Т.Н. Спижарскому), что приводит к накоплению мощных слоистых толщ. Осадконакопление заканчивается интенсивным складкообразованием, сопровождающимся обычно внедрением больших магматических масс кислого или среднего состава.

По условиям развития, составу слагающих пород и типам рудных месторождений геосинклинальные структурные этажи эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон существенно различны.

В эвгеосинклинальных зонах осадконакопление происходит в условиях особенно интенсивного прогибания. Наряду с глубоководными, преимущественно кремнистыми морскими осадками существенную роль играют подводные излияния лав, представленные породами так называемой спилит-кератофировой формации, частично альбитофирами и базальтами, ныне превращенными в различные сланцы. Эти породы вместе с вышележащими преимущественно терригенными морскими осадками смяты в линейные складки и разбиты продольными разломами, иногда повторяющимися разломы фундамента, а также послонными и секущими разрывами, сопряженными со складчатостью. Характерно наличие крупных, большей частью подчиненных морфологии складок, реже секущих, массивов ультрабазитов и габбро. С первыми бывают связаны собственно магматические месторождения хромитов, со вторыми — титаномагнетитов. Среди измененных пород спилит-кератофировой формации часто присутствуют колчеданные месторождения в виде согласных залежей, иногда также секущих тел.

В эвгеосинклинальных зонах отмечаются также массивы гранитоидов, более поздних относительно ультрабазитов и габбро, развиты скарновые залежи с железными и медными рудами, а также жильные гидротермальные месторождения золота и других металлов.

Геосинклинальный структурный этаж миогеосинклинальных зон формируется в условиях менее интенсивного прогибания, иногда сменяющегося относительными поднятиями. Ультрабазиты развиты слабо, главным образом вдоль разломов, образующих границы между структурно-формационными зонами.

Характерна мощная толща терригенных и карбонатных пород, реже отмечаются вулканогенные породы среднего и кислого состава,

связанные с наземными излияниями. Эти толщи смяты в линейные складки и прорваны крупными интрузивами гранитоидов, обычно приуроченными к ядрам антиклиналей. Характерно проявление протяженных зон крупных разломов, сопряженных со складчатостью. Породы метаморфизованы в меньшей степени, чем в кристаллическом основании, вследствие чего различия их по физико-механическим свойствам более контрастны.

В пределах геосинклинального структурного этажа миогеосинклинальных зон распространены многочисленные месторождения, связанные со скарнами, а также гидротермальные месторождения вольфрама, молибдена, свинца, цинка, золота, ртути, сурьмы и других металлов. Рудные тела в слоистых толщах часто имеют форму пластовых, иногда седловидных залежей. Согласно залежи развиваются преимущественно по межпластовым срывам, особенно по контактам пород, различающихся физико-механическими свойствами. Секущие разрывы, сопряженные со складчатостью либо оперяющие крупные разломы, также часто включают рудные тела и иногда существенно влияют на их форму, образуя комбинированные складчато-трещинные структуры.

В интрузивных породах гидротермальное оруденение часто локализуется в трещинах, заложенных еще в процессе становления массивов, либо развивается по трещинам, оперяющим разрывы, сопряженные с крупными разломами. Рудные тела месторождений, связанных со скарнами, обычно возникают в контактах карбонатных пород с интрузивами либо образуют трубы в известняках, определяемые пересечением разрывных нарушений.

Оруденение развивается в основном при умеренной структурной открытости системы рудоотложения путем выполнения трещин и пор, а также путем замещения пород, благоприятных по химическому составу. По восстанию оно нередко ограничивается менее проницаемыми или неблагоприятными для замещения породами либо разрывными нарушениями с тектонической глиной. Иногда роль подобных экранов играют вышележащие образования иных структурных этажей. Для большинства месторождений характерно проявление минеральной зональности, обусловленной многостадийным формированием. Глубина распространения оруденения по вертикали может достигать 1000—1500 м. Примерами месторождений, приуроченных к геосинклинальному структурному этажу миогеосинклинальных зон, являются полиметаллические месторождения Средней Азии, Рудного Алтая, различные месторождения Кавказа и др.

Эпигеосинклинальный орогенный структурный этаж (или верхний структурный ярус геосинклинального этажа) проявляется в подвижных зонах в условиях относительного поднятия территории (инверсионный режим по Т.Н. Спизарскому). В своем формировании он тесно связан с геосинклинальным этажом, не имеет с ним большого перерыва в осадконакоплении. Рассматриваемые образования обычно приурочены к остаточным депрессиям геосинклинального этажа либо выполняют наложенные мульды.

Для эпигеосинклинального орогенного структурного этажа ха-

рактены излияния лав кислого, реже среднего состава, а также континентальные или мелководные морские осадки небольших мощностей. Часты местные несогласия, обусловленные перерывами в осадконакоплении. Пликативные структуры проявлены слабо и чаще всего представлены крупными пологими брахискладками. Вместе с тем характерны разрывные нарушения разных масштабов, в том числе и крупные разрывы, повторяющие направление долгоживущих глубинных разломов; они служили путями наземных излияний лав. К зонам разломов тяготеют породы жерловой фации, тела малых интрузий, а также субвулканические образования, близкие по возрасту к оруденению. Долгоживущие разломы и сопряженные с ними разрывы контролируют размещение оруденения. Рудные месторождения представлены преимущественно жилами, штокверками, частично пластовыми залежами в связи с межпластовыми срывами. В локализации оруденения большую роль играют физико-механические свойства горных пород, особенно способность их к трещинообразованию (т.е. упругие свойства). Оруденение развивается в условиях существенной структурной открытости среды рудоотложения в значительной мере путем выполнения пустот и пор. Глубина распространения оруденения по вертикали обычно достигает 600—800 м, иногда и более. Для месторождений характерно проявление микротермальные зональности. Примером являются разнообразное гидротермальное рудное месторождения Кураминского хребта (Средняя Азия), золоторудные месторождения Румынии, свинцово-цинковое месторождение Райбл в Италии и др.

Платформенный структурный этаж формируется при относительно слабой активности движений земной коры и при медленном осадконакоплении. Соответственно для него характерна выдержанность состава осадков на больших площадях без резкого изменения фаций. Платформенный этаж развивается после существенного перерыва в осадконакоплении на выровненной поверхности нижележащих пород. Такими могут быть породы кристаллического основания либо образования областей завершенной складчатости.

Формирование платформенного этажа начинается образованием маломощных терригенных осадков — песчаников, конгломератов и др. В дальнейшем в связи с относительным опусканием происходит длительное медленное накопление осадков неглубокого моря — известняков, доломитов, глин. В условиях местных поднятий отлагаются континентальные, иногда угленосные осадки.

Образования платформенного этажа, как правило, слабо метаморфизованы и на больших площадях имеют практически почти горизонтальное залегание. Тектоническое оживление платформенных областей связано с последующей активизацией, проявляющейся возникновением разрывных нарушений, часто повторяющих разломы фундамента и захватывающих как платформенный этаж, так и нижележащие образования.

С процессом активизации нередко бывает связана магматическая и постмагматическая деятельность. Особый интерес представляют магматические комплексы, свойственные только платформен-

ным областям. Это эффузивные и интрузивные траппы, с которыми иногда бывает связано медно-никелевое и железное оруденение. Примерами являются медно-никелевые месторождения Норильского района и магномангнетитовые месторождения Сибирской платформы.

Гидротермальные месторождения образуются в пределах наиболее нарушенных площадей, обычно на участках неглубокого залегания фундамента. Их структуры определяются сочетанием секущих разрывов и послонных зон дробления по контактам пород с различными физико-механическими свойствами. Оруденение локализуется при существенной структурной открытости среды рудоотложения путем выполнения пустот, частично за счет замещения благоприятных пород. Глубина распространения оруденения по вертикали достигает 1000 м и более. Примером могут служить месторождения Лебединое (Алдан) и Сандонг (Южная Корея).

Эпиplatformенный орогенный структурный этаж формируется после достаточно длительного периода спокойного развития области в условиях преобладания восходящих движений. Образования характеризуемого этажа залегают на пенепленизированных складчатых толщах, либо на платформенном этаже, либо, наконец, на выровненной поверхности пород кристаллического основания. Развитие эпиplatformенного орогенного этажа связано с процессом активизации территории. Образование его начинается возникновением крупных разломов, обуславливающих появление наложенных прогибов. Процесс выполнения этих прогибов, по А.Д. Щеглову [162], разделяется на две стадии. В первую отлагаются континентальные обломочные, а также вулканогенные породы. В случае активизации областей завершённой складчатости проявляются трещинные интрузии разного состава. Для активизированных платформ и щитов свойственны покровы кислых и щелочных эффузивов, а также интрузивы тех же составов. Во вторую стадию возникают наложенные впадины, выполненные континентальными угленосными, большей частью грубообломочными отложениями. Проявляются интрузивы основных и субщелочных пород, а в завершающий период развития впадин — излияния базальтов, иногда слагающих значительные площади.

Осадочные и вулканогенные породы обычно неметаморфизованы, залегают почти горизонтально; крутые складки образуются лишь вблизи разломов. Эти разломы проявляются еще и в процессе осадконакопления; с движениями по ним связаны различия мощностей и фаций осадков в соседних блоках.

В формировании рудных месторождений существенную роль играют разрывные нарушения, прежде всего разломы, разрастающиеся по восстанию из подстилающих пород. Оруденение развивается по крутопадающим разрывам среди более хрупких пород, частично вдоль срывов по их контактам с вышележащими породами, менее проницаемыми для рудоносных растворов. Руда локализуется в значительной мере путем выполнения трещин и пустот при существенной структурной открытости среды рудоотложения.

Оруденение распространяется по вертикали до 600—800 м и нередко

отличается богатым содержанием металлов. В некоторых случаях рудоносные разрывы переходят в подстилающие породы кристаллического основания либо в метаморфизованную складчатую толщу геосинклинального структурного этажа. Тогда общий размах оруденения по вертикали достигает 1000 м и более. Примером являются молибденовые, флюоритовые, некоторые свинцово-цинковые и другие месторождения Восточного Забайкалья.

Среди образований, связанных с процессами активизации, особо выделяются вулканические пояса. Они "возникают в результате мобилизации тектонических движений в областях завершенной складчатости и на массивах платформенного типа, связанной с высокой подвижностью земной коры в смежной геосинклинальной области более молодого возраста" [152].

Вулканические пояса возникают путем проявления системы протяженных глубинных разломов, служащих путями излияния мощных покровов преимущественно кислых и средних лав, которые чередуются в разрезе с пирокластами и частично с континентальными осадками. В верхах разреза появляются основные лавы. Эти толщи смяты в пологие и широкие брахискладки либо сундучные складки и осложнены разломами. Местами имеются прогибы, нередко вулканические постройки. Часто разрез заканчивается покровами базальтов; иногда занимающими значительные площади.

Положение эндогенных рудных месторождений контролируется крупными разломами, местами их сочленений и пересечений с более мелкими разрывами. Характерны близповерхностные низкотемпературные месторождения золота и серебра, ртути, а также олова. Оруденение представлено минерализованными зонами, штокверковыми зонами, пластообразными и линзообразными телами. Оно локализуется путем выполнения трещин, пустот при участии процессов замещения.

Примером охарактеризованных образований может служить Охотско-Чукотский вулканический пояс, расположенный в пограничной зоне между Тихоокеанским кайнозойским геосинклинальным прогибом и областью завершенной мезозойской складчатости.

Приведенные данные показывают, что существует определенная зависимость структурных особенностей эндогенных рудных месторождений от их положения в том или ином структурном этаже.

Это может быть использовано при решении целого ряда практических вопросов. Так, при оценке вновь обнаруженного месторождения можно прогнозировать особенности его геологического строения — относительную роль складчатых и разрывных нарушений, преобладающий способ локализации оруденения, морфологию рудных тел. Могут также прогнозироваться возможная глубина распространения и выдержанность оруденения на глубину. Конечно, помимо знания о приуроченности оруденения к тому или иному этажу, должны учитываться и другие основные показатели, как, например, литологический состав пород рудовмещающей толщи, степень их деформированности, метаморфизма, генетический тип оруденения, глубина эрозионного среза и т.д.

Вопросы организации геологической съемки, приемы проведения полевых и лабораторных исследований освещены в ряде работ. Таковы известные учебники В.А. Обручева [95], В.Н. Вебера [19], М.А. Усова [151], более новые пособия В.А. Апродова [4], Н.И. Буялова [17], Г.И. Сократова [140], А.Е. Михайлова [84], В.Н. Павлинова [104], методические пособия, составленные геологами ВСЕГЕИ [79—83, 98, 99].

Имеются специальные работы, посвященные методам крупномасштабного геологического картирования рудных полей и месторождений [38, 53, 97]. Поэтому мы не рассматриваем детально методы и технику геологического картирования, отметим лишь те особенности, которые, как нам представляется, следует учитывать геологу, занимающемуся специальным изучением структуры рудного месторождения или рудного поля.

При проведении таких работ геолог имеет целью ответить на следующие основные вопросы:

1. Какова структурно-геологическая позиция рудного поля и месторождения?
2. Какова геологическая структура рудного поля и месторождения?
3. Каковы закономерности размещения оруденения в пределах месторождения, причины возникновения этих закономерностей и перспективы нахождения подобных обогащенных участков?

Первый вопрос обычно решается путем анализа геологических карт мелких и средних масштабов (до 1:100 000—1:50 000), составленных геологами-съемщиками. Геолог, изучающий структуру месторождения и рудного поля, как правило, ограничивается рекогносцировкой этих карт и проведением дополнительных наблюдений в наиболее важных участках.

При анализе геологической карты в целях выявления структурно-геологической позиции месторождения, т.е. установления основных геологических условий, определяющих положение месторождения (рудного поля) в регионе, следует иметь в виду, что оно определяется такими элементами геологической структуры, как:

- а) Региональные разрывные нарушения. Рудные поля и месторождения часто располагаются в местах искривления крупных раз-

ломов по простиранию, также в местах разветвления, сопряжения или пересечения их с разрывами иных направлений. Особенно же благоприятны для размещения рудных полей сочетания нескольких отмеченных факторов.

б) Складчатые нарушения. Рудные поля и месторождения часто приурочиваются к антиклиналям, особенно к местам их погружения, обычно в сочетании с разрывными нарушениями; благоприятны также места пересечения складок разных направлений и возраста (т.е. проявления наложенной складчатости). Значительно реже отмечается приуроченность рудных месторождений к синклиналям.

в) Вулканогенные структуры. Положение рудных месторождений в областях развития вулканизма определяется наличием вулканотектонических депрессий либо кальдер проседания; месторождения чаще проявляются по их периферии, нередко приурочиваются также к участкам развития вулканокупольных структур.

г) Массивы изверженных пород. Магматические месторождения хромитовые, титаномagnetитовые, частично медно-никелевые, пространственно (и генетически) связаны с интрузивами основных или ультраосновных пород, в пределах массивов которых они залегают и представляют собой неразрывно связанные с ними образования, т.е. части этих массивов или сопутствующих им дайкообразных тел.

Грейзеновые месторождения тесно связаны пространственно с гранитоидами, развиваются, как правило, в апикальных частях интрузивов в виде штокверков и жил, а также в их непосредственном экзоконтакте, образуя жилообразные тела в слабопроницаемых породах.

Скарновые месторождения для своего образования требуют наличия контакта между алюмосиликатной и карбонатной породой; обычно это контакт гранитоидов с известняками и зона интенсивного прогрева кровли интрузива.

Средне- и низкотемпературные гидротермальные месторождения далеко не всегда проявляют пространственную связь с интрузивами. Часто площади рудных полей этих месторождений бывают вовсе лишены выходов изверженных пород. Но иногда при геологической разведке или геофизическими методами устанавливается наличие скрытого на глубине интрузива. В случае выхода интрузива на поверхность нередко отмечается зональное расположение месторождений или рудопроявлений, закономерно изменяющихся по температуре образования. Это рассматривается как показатель определенной связи между ними.

д) Породы, благоприятные для локализации оруденения. Постмагматические рудные месторождения образуются преимущественно среди пород, благоприятных для локализации оруденения по физико-механическим и химическим свойствам. К первым прежде всего относится способность пород к трещинообразованию, что обуславливает развитие жильных и штокверковых месторождений; их формированию способствует достаточная проницаемость пород, определяющая возможность движения рудоносных растворов широким фрон-

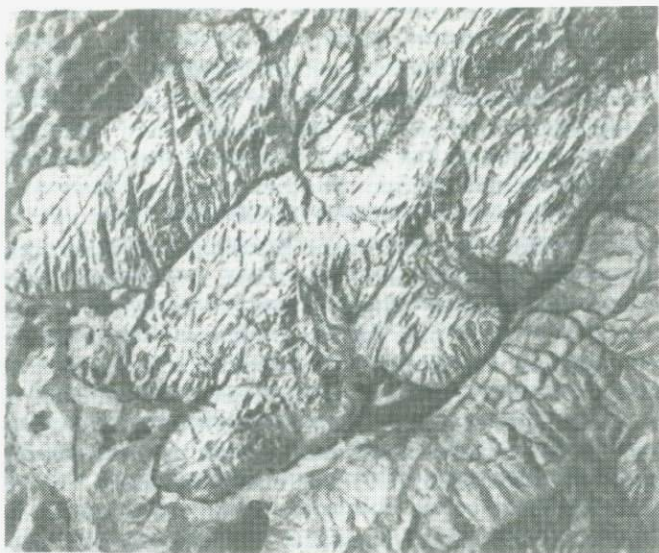


Рис. 48. Аэрофотоснимок незалесенной местности в масштабе 1:20 000—1:22 000. Гранитный массив (обведен штриховой линией) выделяется среди вмещающих песчаников и сланцев резкими формами рельефа [97]

том с последующим стягиванием их к трещинам. Пористость пород способствует развитию в них вкрапленного оруденения. Породы, благоприятные для локализации оруденения по химическим свойствам, характеризуются способностью вступать в химические реакции с рудоносными растворами и, нарушая в них равновесие, приводят к выделению рудных компонентов. Нередко оба фактора — благоприятность пород по физико-механическим и химическим свойствам — воздействуют совместно.

В решении вопроса о структурно-геологической позиции рудного поля и месторождения существенную помощь оказывает метод аэрофотосъемки [107, 108], позволяющий хорошо фиксировать элементы региональной геологической структуры (рис. 48). Имеются также отдельные примеры использования при изучении структур рудных полей космических снимков [164].

Второй и третий вопросы, т.е. изучение геологической структуры рудного поля и месторождения и выяснение закономерностей размещения оруденения в их пределах, решаются на основании крупномасштабной геологической съемки поверхности с использованием данных буровых скважин, канав, расчисток, а при наличии подземных горных выработок — составлением погоризонтных планов.

И геологическая съемка поверхности, и погоризонтные планы выполняются на маркшейдерской основе. Единая квадратная сетка, ориентированная по истинному меридиану с указанием координат ее узлов, позволяет сопоставлять эти графические материалы, строить

разрезы вкрест и вдоль простирания рудоносных элементов структуры. Этим достигается получение пространственного представления о строении рудного объекта и о размещении оруденения в его пределах. Оно часто оформляется в виде блок-диаграмм или моделей.

1. КРУПНОМАСШТАБНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТИ

Крупномасштабное геологическое картирование имеет целью выяснить те стороны геологического строения, с которыми связаны закономерности размещения данного вида полезного ископаемого в пределах рудного поля или месторождения. Масштаб геологического картирования определяется размерами известных рудных тел, сложностью строения, а также масштабами проявления элементов структуры, влияющих на локализацию оруденения. Существуют общие требования, чтобы рудные поля эндогенных рудных месторождений картировались в масштабе 1:10 000, особо сложные — в масштабе 1:5000. Для отдельных месторождений простого строения принимается масштаб 1:5000, для сложных — 1:2000 и для особо сложных — 1:1000. Имеются соответствующие рекомендации по выбору масштабов картирования для разных полезных ископаемых, а также указания о кондиционности карт — необходимом количестве наблюдений на единицу картируемой площади. Не вдаваясь в подробности, отметим лишь, что, согласно общему правилу, для карт масштабов 1:5000 и мельче на 1 см² карты должна приходиться как минимум одна точка наблюдения. Такой же нормы придерживаются при съемке карт более крупных масштабов в условиях слабой обнаженности, когда требуется проведение искусственных обнажений — расчисток, канав и буровых скважин. При хорошей обнаженности составление геологических карт крупных масштабов производится путем площадного картирования, когда изучаются и описываются сплошь все обнажения.

Руководствуясь требованиями инструкций, все же надо иметь в виду, что наиболее важные участки рудоносной площади должны обследоваться с большей детальностью, иногда даже превышающей общие требования, с применением искусственных обнажений — расчисток, канав и картировочного бурения. Детальная геологическая карта должна постоянно уточняться по мере получения новых данных.

В проведении крупномасштабной геологической съемки существенную помощь оказывают геофизические методы [97, 165]. При прослеживании контактов пород и разрывных нарушений используется электроразведка. Контакты основных и ультраосновных пород хорошо отбиваются с помощью магнитометрии. При прослеживании разломов и рудоносных зон применяются геохимические методы [35]. Полученные при этом данные оформляются в виде особых графических приложений, которые сопоставляются с геологической картой. Их комбинированное использование позволяет иногда существенно уточнить положение контактов слоистых толщ и интрузивов, помочь в прослеживании поясов даек, разрывных нарушений, руд-

ных тел. Они помогают и в определении примерной глубины залегания нескрытых эрозией интрузивов, а также пород фундамента.

В проведении детальной геологической съемки применяются различные методы. Наиболее рационально проводить ее одновременно с составлением топографической карты путем инструментального фиксирования на ней основных точек наблюдения. Можно работать и с уже готовой топографической картой с нанесенными маркшейдерскими точками, привязываясь к ним с помощью буссоли. Очень удобно такую работу проводить с помощью круга Вебера. Об этом приборе будет сказано ниже. Замеры рулеткой имеют лишь вспомогательное значение в пределах обнажения или уступа карьера.

При картировании рудных полей и месторождений, сложенных слоистой толщей с преобладанием согласных рудных тел (какими являются многие свинцово-цинковые, сурьмяно-ртутные, меднорудные месторождения), прежде всего требуется детальное расчленение разреза вмещающих пород с выделением в пределах пачки, благоприятной для локализации оруденения, горизонтов, наиболее интересных в отношении рудоносности. Это производится с применением различных приемов. А.В. Королев и П.А. Шехтман [58] рекомендуют при расчленении разреза пород учитывать цвет, текстуру породы, наличие включений, средние размеры зерен. В обломочных породах желательно выделять ритмы осадконакопления. Обычно они начинаются более крупными обломками; размер их вверх по пласту постепенно уменьшается.

В пластах основных эффузивов следует обращать внимание на наличие и положение округлых выделений кальцита. Они образуются в результате выполнения газовых пузырьков, поднимающихся в верхние части лавового потока. Такие наблюдения помогают определить положение почвы и кровли пластов, что особенно важно, когда имеют дело со сложнослоистой слоистой толщей.

В слоистых толщах рекомендуется также отмечать степень слоистости (количество слоев на 1 м мощности пласта). Систематически отбираются образцы для определения пористости пород, исследуется минеральный состав породы, соотношение крупных и мелких частей цемента, определяется химический состав породы. Результаты исследований используются для объяснения отношения пород к рудному метасоматозу и экранирующей способности, пластичности, хрупкости и других свойств породы. Рекомендуется определение удельной трещиноватости (количество трещин на 1 м длины выработки или обнажения, измеренное вкрест их простирания) и объема прожилков залечивания (в % на общий объем блока пород), а также регистрация проявления и интенсивности метаморфизма породы. К этому нужно еще добавить, что необходимо иметь образцы пород для изучения проницаемости, определения модуля упругости (модуля Юнга) и коэффициента Пуассона. При статистическом изучении минерализованных трещин следует отмечать положение их относительно контактов пласта и состав выполнения. Нужно также обращать внимание на характер контактов между ними, а также на проявление гидротермального изменения пород. Для

расчленения и протягивания пластов достаточно однородных карбонатных пород можно использовать метод изучения нерастворимых остатков [1], а силикатных — исследование состава цемента и обломочных зерен.

Массивные известняки трудно расчленить по окраске. Для этого наряду с нерастворимыми осадками можно использовать пропластки сингенетичных, фашиально устойчивых доломитов. В монотонных песчано-сланцевых толщах может применяться детальное микропетрографическое изучение разреза со специальным определением акцессорных минералов.

Особую трудность представляет расчленение разреза метаморфических толщ. В основе метода лежит выявление ритмов в петрографическом составе пород. Этот метод подробно освещен в работе Б.Н. Роненсона и др. [131]. Краткое изложение его имеется в книге "Геологоструктурные методы..." [32], а также в пособии Г.Ф. Яковлева [165].

Расчленение разреза слоистой толщи позволяет подойти к расшифровке складчатой структуры рудного поля или месторождения.

Расшифровка складчатой структуры успешно проводится при наличии характерного маркирующего горизонта, выделенного при расчленении стратиграфического разреза слоистой толщи и прослеживающегося на значительное расстояние. Если породы, слагающие слоистую толщу, близки по составу, можно использовать подмеченные закономерности сочетания разных горизонтов в разрезе или хотя и невыдержанные, но характерные прослои иных пород, быстро выклинивающиеся по простиранию, но вырисовывающие положение слоистости.

В сложодислоцированных районах, когда нет уверенности в нормальном залегании пластов, появляется необходимость установить положение их почвы и кровли. Для этого используются наблюдения над ритмичностью осадконакопления, над положением складок волочения и, наконец, над соотношением слоистости и сланцеватости. Напомним, что в складках изгиба со скольжением по наклонам осевых поверхностей складок волочения можно определить направление относительного перемещения соседних слоев и таким образом выяснить, с каким крылом имеем дело и каково положение данного пласта в разрезе. При видимом пологом залегании пластов обратное положение осевых поверхностей складок волочения говорит либо об опрокинутах ее залегании, либо, наконец, о сползании на крыле образующейся складки еще не консолидированных осадков. Решить этот вопрос можно лишь при картировании значительных площадей.

При отсутствии маркирующего горизонта положение оси складки можно установить путем массовых замеров элементов залегания в разных породах на ее крыльях и последующей обработки полученных данных с помощью сетки Вульфа, как это кратко будет показано ниже. При этом хорошо выявляется также мелкая складчатость и наличие наложенной складчатости иного простирания [164].

При картировании складок нужно иметь в виду, что по границам пластов, различающихся физико-механическими свойствами, в наиболее распространенных складках изгиба со скольжением возникают приоткрывания в сводовой части, а иногда и на флексурных изгибах в крыльях. Это места, благоприятные для развития оруденения. Нередко также по контактам пластов проявляются межпластовые срывы типа надвигов, вдоль них образуются пластообразные или лентообразные рудные тела.

При картировании рудных полей и месторождений с преобладанием согласных рудных тел, по данным достаточно частой сети буровых скважин или при наличии большого количества горных выработок, полезно составлять специальные карты мощностей, а также рельефа почвы и кровли рудоносного пласта.

Сопоставление изогипс кровли или почвы опорного горизонта с изолиниями мощностей рудных тел при согласном их залегании помогает выяснить связь оруденения с тектоникой.

При картировании рудных полей и месторождений, сложенных эффузивными породами, выявить маркирующий горизонт удастся далеко не всегда. Эффузивы часто представлены однообразными толщами, среди которых лишь иногда выделяются пласты иного состава, маловыдержанные по простиранию. Несколько упрощается выяснение структуры эффузивной толщи, когда в ней имеются прослои основных эффузивов, содержащих в верхних частях миндалины, выполненные карбонатом или халцедоном. Нередко в эффузивах отмечается флюидалность, причем наклонное ее положение не всегда обусловлено тектоникой, часто она отражает неровности рельефа подстилающих пород, либо завихрение при течении вязкой лавы.

Определенную помощь в расшифровке структуры эффузивной толщи может оказать наличие среди нее плоских обломков. Более надежны имеющиеся иногда осадочные образования, которые либо образуют самостоятельные пласты, либо содержатся в виде примесей в пирокластах. Для расчленения и прослеживания толщ вулканитов могут использоваться также имеющиеся в них элементы-примеси [42].

Вулканокупольные структуры, столь характерные для палеовулканических областей, выявляются по падению пластов вулканитов от центра таких образований к их периферии и по уменьшению в этом же направлении обломков древних пород, оторванных от жерла вулкана. Жерловые фации этих структур обнажаются на поверхности в условиях достаточно глубокого эрозийного среза и нередко включают рудные месторождения. Задача картирования сводится прежде всего к их оконтуриванию, поскольку рудоносные трещины, как правило, не выходят за их границы. Эта задача облегчается при наличии крутопадающей флюидалности и обломков нижележащих пород в приконтактной части жерла. В пределах жерл вулканов основное внимание уделяется изучению трещинной тектоники, особенно выяснению закономерностей положения рудоносных трещин. Следует иметь в виду, что размещение жерл древних вулканов контролируют разрывы, заложенные еще в процессе накопления вулканических толщ. Нередко такие разрывы определяют контакты

жерл древних вулканов с одной, а иногда и с нескольких сторон. Последующие подвижки по таким разломам способствовали подновлению ранее заложенных и возникновению новых трещин, а также развитию в них оруденения.

В связи с вулканокупольными постройками проявляются кальдеры проседания, ограниченные кольцевыми или полукольцевыми субвертикальными либо крутопадающими к центру разрывами. Эти разрывы иногда фиксируются дайками изверженных пород.

При картировании таких образований должно быть уделено внимание прослеживанию развитых в их пределах разрывных нарушений, нередко рудоносных. Обычно здесь проявляются радиальные, а также кольцевые разломы, повторяющие контуры кальдеры.

При картировании районов развития эффузивных толщ следует обращать внимание на вулканические мульды и депрессии. Они выражаются пологими падениями пластов к центру и часто ограничиваются разломами. К периферическим частям таких образований зачастую тяготеют рудные месторождения. Оруденение контролируется не только секущими разрывами, но также межпластовыми срывами и иногда локализуется в пластах благоприятных пород. Поэтому при картировании следует уделять внимание детальному изучению и расчленению разреза эффузивной толщи с отбором образцов пород для изучения их физико-механических свойств.

В рудных полях, сложенных эффузивами, распространены выходы изверженных пород — интрузивные тела, а также дайки — корневые части покровов эффузивов и экструзивы лавобрекчий. Иногда среди эффузивных толщ отмечаются межпластовые экструзивы лавобрекчий с апофизами, соединяющимися с секущими дайками.

Очень трудно проводить геологическую съемку рудных полей, сложенных сильно метаморфизованными эффузивами, превращенными в различные сланцы. Расчленение разреза производится путем воссоздания первоначального состава пород. Это делается с помощью детального изучения шлифов и искусственных шлихов. В общем, как правило, по кислым эффузивам образуются существенно серицитовые, а по основным — существенно хлоритовые породы. Воссоздание первоначального облика пород и сравнение с эталонными образцами плашек керн буровых скважин позволяют вытянуть пласты эффузивов в разрезе. Определенную помощь в расшифровке залегания метаморфизованных эффузивов оказывают наблюдения над соотношением слоистости и сланцеватости.

Подробнее вопросы изучения вулcano-тектонических структур освещены в специальной работе Н.П. Лаверова и А.Е. Толкунова [32], а также в пособии Г.Ф. Яковлева [165].

При картировании интрузивных массивов следует иметь в виду, что они нередко бывают сложными, многофазными. Соответственно отдельные разности выделяются на карте. Их возрастные соотношения устанавливаются по наличию жил или прожилков одной разности в другой, а также по присутствию обломков другой породы с резкими контактами. Изучаются шлифы, взятые непосредственно из контакта с целью выяснения воздействия одной разности породы

на другую. При наличии постепенных переходов отбираются шлифы из всей зоны контакта. Помимо обычного петрографического изучения пород с определением оптических констант основных породообразующих минералов, рекомендуются исследования тяжелой фракции искусственных шлихов, а также полные химические анализы с определением рудных элементов в свежих и гидротермально измененных породах [3]. Отмечается ориентированное сложение гранитоидов, выраженное закономерным расположением вкрапленников полевых шпатов, а также слюды и других темноцветных компонентов. При наличии в породе плоскостной или линейной ориентировки их следует показывать на карте, как это предложено Н.А. Елисеевым [43] и группой геологов ВСЕГЕИ [82].

Статистически изучается ориентировка трещиноватости в массиве: проводятся замеры трещин отдельно в каждой разности пород, слагающих интрузив, и в разных их частях — на контакте, в удалении от контакта с вмещающими породами. Измеряются также элементы залегания трещин в породах экзоконтакта и на некотором расстоянии от него. Особо отмечается положение минерализованных трещин (с указанием состава выполнения) в разных частях отдельных разностей пород, слагающих интрузив. На карту наносятся и породы дайковой серии. При наличии дайкообразных тел меланократовых пород среди гранитоидов нужно быть осторожным. Как было показано выше, известны случаи, когда за дайки принимались ксенолиты вмещающих пород пластинчатой формы. Микроскопическое изучение таких пород и их контактов показало ошибочность создавшегося вначале представления.

Большое внимание уделяется прослеживанию и картированию контактов интрузивов с вмещающими породами. Прямолинейный крутой контакт может быть тектоническим доинтрузивным или послепостинтрузивным. Это выясняется путем детального прослеживания плоскости контакта и изучения взятых вдоль него шлифов. Если интрузив образовался за счет гранитизации метаморфических сланцев, контакт очень неровный; гранит образует пальцеобразные затеки во вмещающие породы; их удлиненные реликты далеко входят в массив, постепенно выклиниваясь к его внутренним частям. Интрузивный контакт обычно неправильный, с апофизами во вмещающие породы. При картировании такого контакта необходимо установить, согласный он или секущий, каково направление и угол его падения.

Детально картируется экзоконтакт интрузивов с выделением разностей контактовых образований и указанием их мощности. В контакте с алюмосиликатными породами возникают роговики. В непосредственном контакте гранитоидов с карбонатной средой часто располагаются залежи скарнов. Их формирование представляет собой длительный процесс, отдельные его этапы иногда разделяются внедрением даек.

Детально развитие процесса скарнообразования охарактеризовано в статье В.Ф. Чернышева [32]. Ширина контактового ореола определяется размерами интрузива, его вещественным составом, глубиной локализации и, наконец, крутизной контакта. В эндоконтакте

гранитоиды, как правило, вследствие контаминации изменяют свой состав. По форме контактового ореола, соотношению интрузива с вмещающими породами, ориентировке вкрапленников и положению трещин в эндоконтакте интрузива можно судить о его форме и условиях залегания.

При крупномасштабном геологическом картировании особое внимание уделяется разрывным нарушениям, поскольку они контролируют размещение рудных месторождений и часто вмещают оруденение. Их изучению посвящены специальные работы А.А. Белицкого [8], И.П. Кушнарера [69], В.А. Невского [32]. Здесь мы отметим лишь, на что нужно обратить внимание при детальной геологической съемке.

При геологическом картировании рудных полей и месторождений региональные зоны разломов, контролирующие их размещение, нередко остаются вне сферы наблюдений. Как правило, картированию подлежат разломы более высоких порядков, прослеживающиеся на километры — первые десятки километров. Положение этих разломов в общей структуре района, их отношение к зонам региональных разломов и к складчатым структурам первых порядков выявляются при анализе мелкомасштабных геологических карт.

При проведении детального геологического картирования необходимо прослеживание разломов по простирацию, выяснение их соотношений между собой, поведения в различных породах, проявления и истории их развития во времени и особенно по отношению к процессу рудообразования.

В условиях хорошей обнаженности прослеживание разломов не представляет особых трудностей, но чаще требуется проведение расчисток, проходка канав и т.д. На поверхности разрывные нарушения иногда хорошо выражены в рельефе. Если они представлены зоной дробления или рассланцевания, то проявляются более или менее прямолинейным углублением. В тех же случаях, когда к ним приурочены дайки или кварцевые жилы, они образуют бровки, выступающие среди более разрушенных пород. Часто разломы прослеживаются в виде зон гидротермального изменения пород, а геохимическое опробование выявляет наличие рудных ореолов. Разломы обычно хорошо фиксируются геофизическими методами.

При прослеживании разрывных нарушений на поверхности отмечаются изменения их простирания, по возможности и углов падения, а также вариации в мощности и составе выполнения на отдельных интервалах. Картируются также оперяющие разрывы с указанием их выполнения, участки гидротермального изменения и признаки в них рудной минерализации. При этом следует обращать внимание и на изменение залегания и выполнения разлома при пересечении им различных пород.

Для выяснения истории формирования структуры месторождения важно получить данные, свидетельствующие об относительном возрасте заложения разрывных нарушений, а также о направлении и амплитудах перемещений по ним в разное время их развития, в том числе и в отдельные стадии процесса рудообразования. Со-

поставляются разрезы слоистых толщ по обе стороны разлома; выпадения отдельных горизонтов, изменения их мощности и фациального состава указывают на конседиментационное его заложение. Тщательно картируются контакты прилежащих к разлому пород, отмечаются изменения их залегания вблизи него. Фиксируется положение пересекаемых им и пересекающих его даек и разломов других направлений. Такие наблюдения, как и наблюдения над движениями по разлому в процессе рудообразования, особенно эффективно проводятся при наличии подземных горных выработок путем составления погоризонтных планов. Преимущество этого заключается в возможности систематического (по мере проходки) сбора фактов в условиях отсутствия приповерхностного разрушения и окисления.

Круг Вебера. При детальном геологическом картировании поверхности, пользуясь уже готовыми топографическими картами или планами, наносить на них элементы геологического строения очень удобно с помощью круга Вебера.

Это приспособление было предложено проф. В.Н. Вебером еще в 1917 г. для нанесения данных маршрутной съемки [19].

Круг Вебера очень прост в изготовлении и сильно упрощает работу: пользуясь им, не требуется ориентировать карту или план, как это обычно приходится делать при геологической съемке.

Основу круга Вебера (рис. 49) составляет несущий квадратный планшет из толстой фанеры (А) размером 50×50 или 60×60 см. К одному краю планшета наглухо прикрепляется планка (Б), немного выступающая с одной стороны над его поверхностью.

В центре планшета с помощью заклепки закрепляется свободно вращающийся круг (В) из более тонкой фанеры, диаметром несколько меньшим, чем стороны планшета. При этом головка заклепки не должна выступать над поверхностью круга.

По периферии круга, в направлении по часовой стрелке, тушью прочерчиваются деления через 1°; каждый десяток отмечается соответствующими цифрами от 0 до 350°. В комплекс входит и прямоугольный треугольник (Г); его также можно сделать из тонкой фанеры. При работе меньший катет скользит вдоль планки (Б).

Поместив треугольник в рабочее положение и подведя его больший катет к центру круга, на несущем планшете над кругом отмечают штрих (Д); он перпендикулярен планке и заменяет на планшете направление "север" на местности. Круг Вебера готов к работе.

Наклеивание карты или плана. Топографические карты или планы имеют сетку, нанесенную по истинному географическому меридиану. Чтобы сразу же данные измерений, полученные с помощью буссоли или горного компаса, наносить на карту или план, необходимо при наклеивании ориентировать их так, чтобы эта сетка была смещена на угол, соответствующий магнитному склонению. Допустим, что в данном районе магнитное склонение восточное 10°. Поворачивая круг, совмещают со штрихом на несущем планшете деление лимба круга 350° и несколькими каплями клея укрепляют на

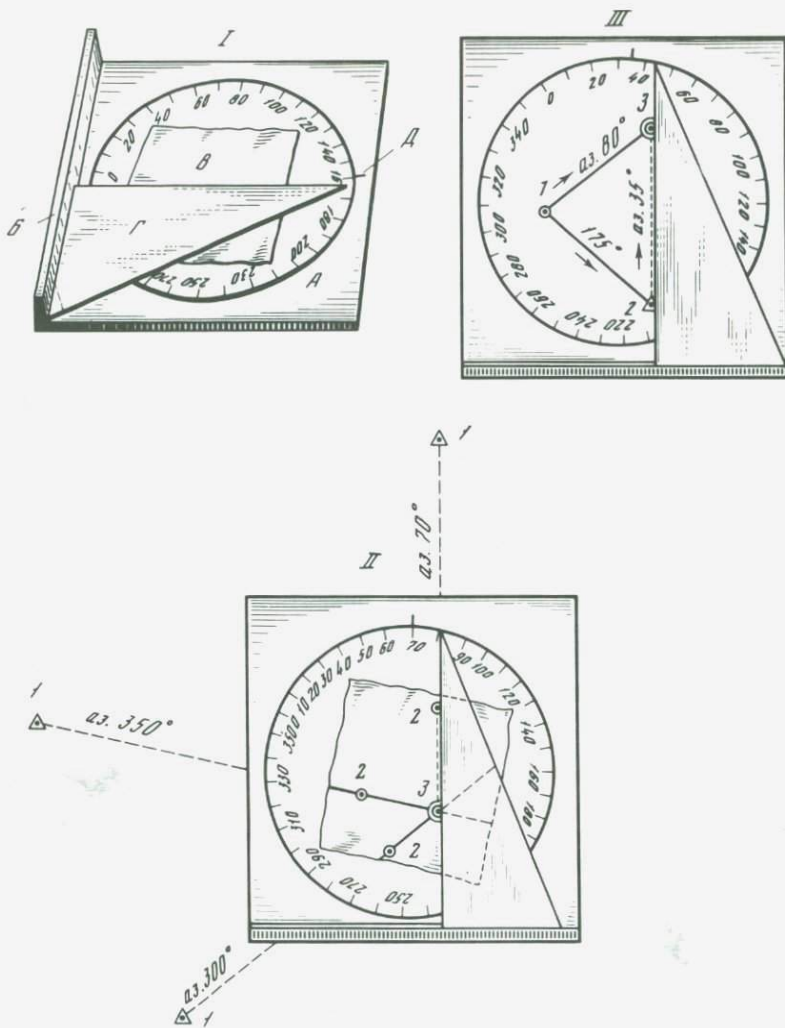


Рис. 49. Круг Вебера

I — круг Вебера в рабочем состоянии; *A* — планшет, несущий круг; *B* — планка, по которой при работе перемещается прямоугольный треугольник *Г*; *Д* — круг с делениями через 1° ; на нем наклеен планшет *B*; *II* — нанесение на карту (план) точки стояния 3 по засечкам на маркшейдерские точки: 1 — маркшейдерские точки на местности; 2 — то же, на плане. Чертеж ориентирован с учетом магнитного склонения (восточное 10°); *III* — положение маршрута от точки 2 до точки 3 и нанесение на план точки 1, находящейся в стороне от линии маршрута

круг карту или план так, чтобы при таком положении линия их сетки, отвечающая направлению истинного меридиана, была параллельна большему катету треугольника в рабочем состоянии.

Нанесение точки стояния. Для точного нанесения точки стояния на карту или план, помимо аккуратности в работе, необходимо, чтобы с этой точки на местности было видно не менее трех марк-

шейдерских точек или каких-либо других заметных предметов, точно нанесенных на карте или плане. С точки стояния делают засечки буссолью или горным компасом на все эти точки. Последовательно вращением круга деления на его лимбе, соответствующие замеренным азимутам, совмещают со штрихом на несущем круг планшете и по большему катету треугольника проводят через эти точки прямые линии. При точной работе их пересечение даст положение точки стояния на карте или плане (см. рис. 49, II).

Нанесение точки, находящейся в стороне от линии маршрута. Если искомая точка видна с двух (или лучше с трех) точек маршрута, то с этих точек делают на нее последовательно засечки и на карте через них проводят прямые, соответствующие полученным замерам, как это было указано выше. Пересечение этих линий определит положение искомой точки (см. рис. 49, III). Если же искомая точка видна только с одной точки маршрута, ее можно нанести по одной засечке и с проложением расстояния до нее, измеренного с помощью рулетки, непременно с поправкой на неровности рельефа.

Нанесение элементов геологического строения. Такими являются, например, элементы залегания пород, разрывных нарушений, даек, рудных тел и т.п. Для их нанесения достаточно совместить со штрихом на несущем планшете деление лимба, соответствующее азимуту простирания (или азимуту падения) этого элемента, и в данной точке на карте или плане по большему катету треугольника провести прямую линию.

2. ПОГОРИЗОНТНЫЕ ПЛАНЫ

Погоризонтные планы представляют собой детальные геологические карты месторождения на разных гипсометрических уровнях, отвечающих горизонтам вскрытия его подземными горными выработками. Основой для их составления служит детальная геологическая документация выработок. Наблюдаемые соотношения наносятся на маркшейдерский план горизонта (план горных выработок) с неперменной привязкой к маркшейдерским точкам.

Документация проводится в масштабе 1:100—1:25; отдельные наиболее важные или сложные участки зарисовываются в более крупных масштабах.

На месторождениях с простым строением документируют забой горных выработок (после каждой отпалки), а также обычно кровлю горизонтальных и стенки вертикальных выработок. При сложном строении месторождения ведут сплошную систематическую документацию не только кровли, но и стенок квершлагов и штреков, а также составляют полные развертки по вертикальным выработкам. Развертки обычно делают так, как если бы на выработку смотреть извне, со стороны пород, а не со стороны выработок (рис. 50). Такую документацию проще переносить на погоризонтные планы. Можно, конечно, рисовать кровлю и стенки, как их видят в самих выработках, а затем такие зарисовки переводить в их зеркальное отображение.

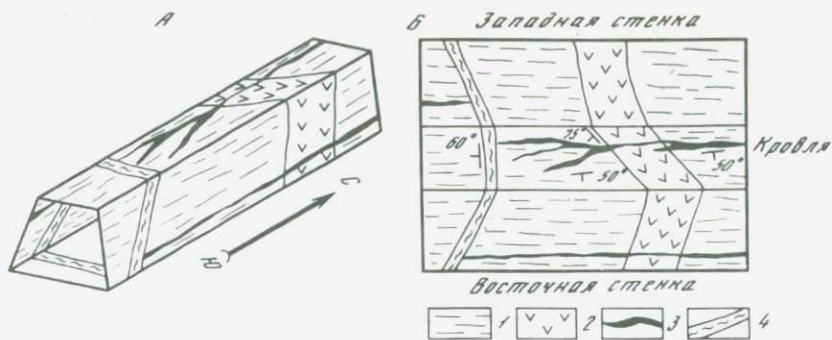


Рис. 50. Документация (развертка) горизонтальной горной выработки (штрека). Фрагмент А — блок-диаграмма выработки; Б — документация этой выработки с разверткой ее стенок по линиям сопряжения их с кровлей. 1 — кристаллические сланцы; 2 — дайка лампрофира; 3 — рудная жила; 4 — послерудное разрывное нарушение

При построении погоризонтных планов, помимо данных документации горных выработок, используются колонки буровых скважин, подсекающих уровни соответствующих горизонтов, а также горизонтальные скважины подземного бурения.

По мере проходки горных выработок погоризонтные планы постоянно пополняются и уточняются. Вместе с тем их составление и анализ помогают корректировать направление горных выработок. Они служат также проверкой качества наблюдений. Неувязки при их сопоставлении заставляют пересмотреть и заново задокументировать отдельные участки.

При документации подземных горных выработок фиксируются все разности вскрытых пород, характеризуются их минеральный состав, морфология контактов, элементы залегания, возрастные соотношения, проявление и степень метаморфизма. Тщательно документируются контактовые ореолы, связанные с интрузивами, изменения последних в зоне эндоконтакта. Особое внимание уделяется прослеживанию рудоносных структур, выявлению их соотношений с различными породами, разрывами, а также установлению движений вдоль них в процессе минерализации. Последнее возможно лишь путем детальных наблюдений над соотношениями различных минеральных комплексов.

Критериями соотношений минеральных комплексов могут быть пересечения жил и прожилков разного состава, брекчирование и цементация одного комплекса другим, последовательное отложение различных комплексов в жилах от стенок к центральной части и т.д. При изучении соотношений различных минеральных комплексов и их картировании следует систематически отбирать образцы для последующего исследования их под биноклем и под микроскопом, проведения различных анализов, а также для определения температуры образования отдельных жильных минералов методами гомогенизации и декрепитации. Основы этих методов и техника исследований кратко освещены в статье Ф.П. Мельникова [70].

Выделение разновозрастных минеральных комплексов и установ-

ление их соотношений целесообразно проводить путем наблюдений на флангах месторождений, где они в какой-то мере обособлены и, во всяком случае, отсутствуют сложные наложения. Здесь же удобнее изучать изменения вмещающих пород, связанные с развитием того или иного минерального комплекса. Обычно при картировании и изучении рудных месторождений зоны гидротермального изменения, сопровождающие рудные тела, разделяют по преобладающему новообразованному минералу. Так, выделяются карбонатизированные, серицитизированные, окварцованные, хлоритизированные, эпидотизированные породы и т.п. Однако предпочтительнее выделение гидротермально переработанных пород по типам изменения, а именно скарнирование, грейзенизация, пропилитизация, березитизация, аргиллизация и т.п. [100].

Для прослеживания и документации как согласных, так и секущих рудных тел прежде всего отмечается характер их висячего и лежащего боков: резкие они или имеют переходную зону прожилков, вкрапленников, "приварены" ли к вмещающим породам или вдоль контактов имеются зоны дробления, скольжения и чем они выполнены — содержат ли обломки или прожилки каких-либо минеральных образований. Фиксируются изменения элементов залегания рудоносных разрывов по простиранию и падению, а также изменения мощности приуроченных к ним минеральных образований. Четкая зависимость между теми и другими показывает, что минерализация развивалась в связи с относительными движениями стенок разрыва, приведшими к его приоткрыванию на отдельных интервалах. Зная изменение элементов залегания контактов рудоносного разрыва на участке его искривления, нетрудно определить относительное направление движения вдоль его стенок (см. гл. II работы). При наличии в контакте рудоносного разрыва пластичных пород направление перемещения можно установить по загибам пластов, по положению складок волочения. Если же контакт определяется слоем тектонической глины, то по складкам волочения в ней можно говорить лишь о направлении поздних, вероятно послерудных, движений. Увеличение мощности минеральных образований вне зависимости от поведения рудоносного разлома может быть обусловлено пересечением им благоприятных пород, либо тектонически ослабленных зон, либо каких-то иных элементов структуры. Такие участки требуют детального изучения.

При документации самих рудоносных элементов структуры на зарисовках выделяются различные минеральные комплексы, показывается их соотношения, текстуры (массивная, полосчатая, брекчиевидная, крустификационная и т.д.), отмечаются обломки вмещающих пород, их состав, форма, ориентировка.

Тщательно картируются минерализованные трещины, сопряженные с основным рудоносным разрывом. Отражается их морфология, определяется генетический тип (сколы, отрывы), указываются элементы залегания, минеральный состав и текстура выполнения. По положению минерализованных оперяющих трещин отрыва можно установить направления движения по основному разрывному нарушению в процессе

образования того или иного минерального комплекса, а это позволит восстановить тектоническую обстановку в разные моменты формирования месторождения и предсказать, какие отрезки основного рудоносного разрыва наиболее благоприятны для рудоотложения.

Большую помощь в восстановлении истории развития структуры эндогенных рудных месторождений оказывает документация и изучение соотношений рудоносных разрывов с дайками.

Как известно, выделяются дайки, образовавшиеся до проявления процесса гидротермального рудообразования, или, как их называют, дорудные; имеются дайки, возникшие в ходе этого процесса, разделяющие во времени этапы минерализации (так называемые внутрирудные), и дайки послерудные. Последние часто относятся уже к иному, более позднему этапу магматизма. Для однозначного решения вопроса о соотношении дайки с процессами рудоотложения, помимо картирования видимых соотношений и соответствующего отбора шлифов, необходимо выяснить, весь ли набор минеральных комплексов, развитых на месторождении, пересекает ее. Наличие в секущем дайку разрыве лишь более поздних комплексов потребует дополнительных детальных наблюдений для выяснения соотношения с ней ранних минеральных образований и связанных с ними гидротермальных изменений пород [50].

При видимом секущем положении дайки относительно рудоносного разрыва также следует быть осторожным в выводах, поскольку пересечение может быть ложным. Подробно о соответствующих наблюдениях было сказано в разделе, посвященном рассмотрению даек и оруденения.

Наблюдения над соотношениями даек в рудоносных разрывах способствуют выяснению направления перемещений по последним в процессе минерализации. По положению контактов даек по обе стороны разрыва устанавливается общая горизонтальная и(или) вертикальная составляющая смещения, наличие к тому же борозд скольжения на контакте породы с плотно скрепленной ("приваренной") жильной массой минерального выполнения разрыва позволяет выяснить истинное направление и амплитуду перемещения. Особенно точно общие суммирующие направления и амплитуда перемещения устанавливаются при пересечении разрывом со смещением двух даек, имеющих разные элементы залегания¹.

Серьезное внимание уделяется документации и изучению разрывных нарушений, секущих рудоносные структуры, поскольку они нередко оказывают существенное влияние на поведение оруденения, особенно в месторождениях, имеющих блоковое строение. Секущие разрывные нарушения дорудного заложения ограничивают распространение оруденения, иногда способствуют образованию раздувов рудных тел в местах пересечений. Послерудные секущие разрывы смещают рудоносные элементы структуры. Выяснение направления перемещений по ним имеет важное практическое значение, и этот вопрос при их изучении обычно является основным.

¹ Этот способ описан в разд. 4 гл. VI.

Различия дорудных и послерудных разрывных нарушений кратко освещены выше; подробнее они описаны в ряде пособий и руководств [26, 63, 97, 137]. Здесь мы отметим лишь некоторые особенности тех и других, что следует фиксировать при документации горных выработок. Прежде всего показываются элементы залегания разрыва, а также гранулометрический состав и текстуры его выполнения. Отмечаются секущие прожилки, их форма, минеральный состав, присутствие, размеры, форма и ориентировка обломков пород и рудного материала. При наличии последних на зарисовках отражают их положение в секущем разрыве относительно рудных тел. Это поможет решить вопрос о направлении перемещения по разрыву. Следует, однако, иметь в виду, что иногда за рудные обломки могут быть ошибочно приняты обломки вмещающей породы, замещенные впоследствии рудой. Детально изучается поведение рудного тела около секущего разлома. Отмечается брекчирование, трещиноватость либо, наоборот, наличие апофиз руды, пересекающих зону дробления. Фиксируется увеличение мощности рудного тела около разлома, а также растекание руды вдоль его стенки.

Для выяснения направления перемещений по поперечным дорудным разрывам или разрывам, возникшим в процессе рудоотложения, могут быть использованы сопровождающие их минерализованные оперяющие трещины отрыва. Определенную помощь может также оказать применение микроструктурного анализа образцов пород, взятых непосредственно около разрыва или на некотором удалении от него [76].

Направление перемещений по послерудным разрывам, помимо наблюдений над размещением в них рудных обломков, иногда можно установить по положению складок волочения в выполняющей их тектонической глинке трения, а в случае слоистых вмещающих пород — по загибам пластов около разрыва. Помощь в этом может оказать микроструктурный анализ шлифов из образцов жильной массы и прилежащих к разрыву вмещающих пород.

При подземной документации на месторождениях штокеркового типа фиксируются элементы залегания, мощность, морфология, минеральный состав выполнения по возможности всех минерализованных трещин; отмечаются их соотношения, изменение вмещающих пород, отношение к различным породам, к разрывным нарушениям. По выработкам проводится раздельно статистическое измерение элементов залегания рудоносных трещин с различной минерализацией; составляются диаграммы их ориентировки в разных тектонических блоках¹. Определяются удельная минерализованная трещиноватость — количество минерализованных трещин на 1 м длины выработки [57], а также удельное растяжение, т.е. процентное отношение объема приоткрывания (и минерального выполнения) в трещинах ко всему объему породы [57, 58], строятся соответствующие кривые. Составляются также диаграммы, отражающие ориентировку рудоносных трещин различной мощности. Полученные графические материалы сопоставляются с данными опробования.

¹ Способы таких построений описаны ниже, в гл. VI.

В тех случаях, когда нет видимого оруденения (оно устанавливается лишь химическими анализами) и требуется выяснить преобладающее направление рудоносных трещин, строятся кривые, показывающие раздельно количество трещин разного простирания (округленно, например, северо-восточные, близширотные, северо-западные, близмеридиональные), приходящихся на 1 м выработки, и сопоставляются с данными секционного опробования.

При необходимости детальной документации отдельных, иногда протяженных участков со сложным строением существенную помощь может оказать применение фотоаппарата. Подробно аппаратура и приемы фотодокументации описаны в статьях Я.М. Кислякова и Д.Г. Латышева [52], а также Я.С. Красильщикова [60]. Фотографирование стенок подземных горных выработок позволяет получить более детальную и объективную документацию, в случае необходимости восстановить пропущенные при документации детали, даже если выработка уже недоступна, и, наконец, ускоряет процесс документации. Фотографировать следует с помощью широкоугольного объектива (лучше на цветную пленку) с перекрытием площади на 15—20%, чтобы избежать искажения изображения вследствие сферической аберрации. Перед фотосъемкой стенки выработки должны быть обмыты и на них по возможности оббиты выступы породы. Параллельно с фотографированием рекомендуется делать "заготовку" (т.е. вести абрис) в соответствующем масштабе, отмечая на ней основные элементы геологической структуры. На заготовку затем наносятся детали, зафиксированные фотоаппаратом. Полностью заменить обычную документацию этот способ не может, как не может фотография заменить картину, нарисованную художником.

Данные документации горных выработок систематически переносятся на маркшейдерский план. Масштаб выполнения погоризонтного плана определяется размером рудных тел и степенью сложности строения месторождения. При простом геологическом строении и крупных рудных телах планы могут составляться в масштабе 1:5000—1:10000, для сложных по строению месторождений масштаб может быть доведен до 1:1000 и даже 1:500, а то и еще крупнее.

Обычно на погоризонтные планы наносят не все данные документации. Обязательно показывают положение разрывных нарушений, слоистости, выделяются литологические разности пород, изменения в их составе и текстуре; отмечается положение контактов, наносятся дайки, другие интрузивные тела, фиксируются зоны трещиноватости, брекчирования, жилы и прожилки с указанием типа выполнения и возрастных соотношений. Оконтуриваются зоны проявления контактового и околорудного метаморфизма, отмечается тип этих изменений. Все эти геологические элементы отражаются различными условными знаками. Непременно наносятся замеры их элементов залегания. Интерполируются промежутки между горными выработками, так что в конце концов получается изображение геологического строения месторождения на данном горизонте его подсечения (рис. 51). На погоризонтные планы переносятся данные опробования; по возможности оруденелые участки оконтуриваются, подобно ореолам изме-

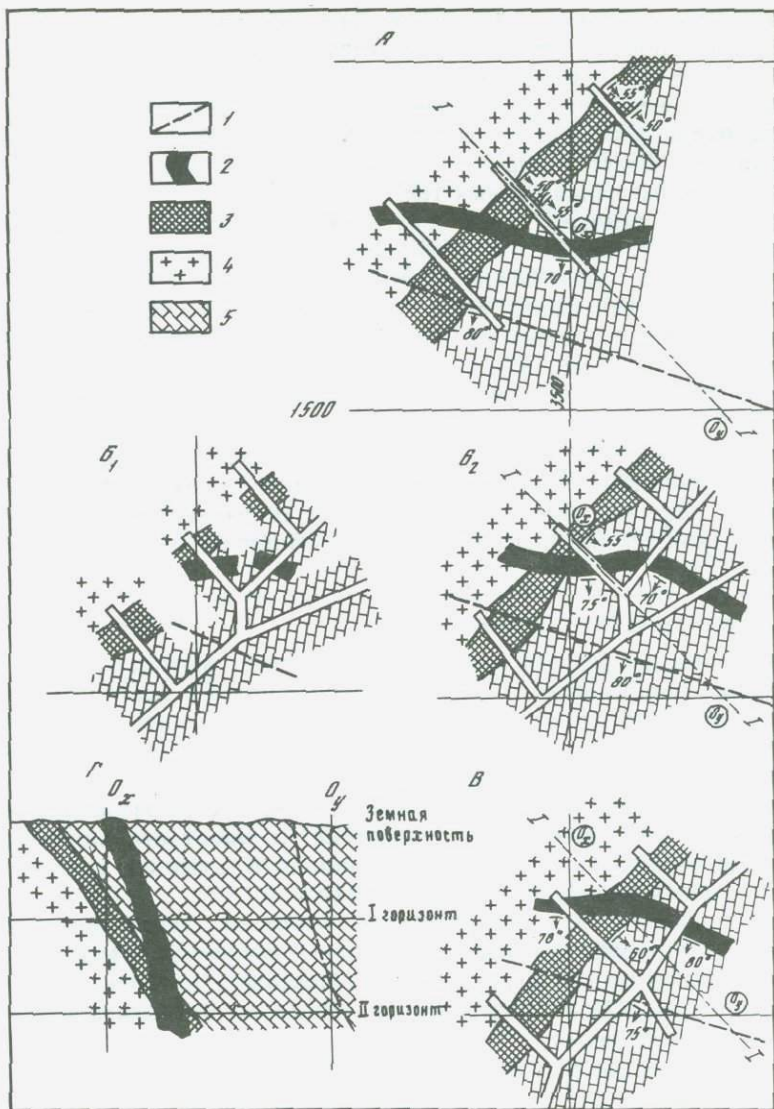


Рис. 51. Геологические планы и разрез

А — план поверхности. Цифры около горизонтальной и вертикальной линий — условно принятые координаты по x и y . Планы I горизонта (фрагмент). Взяты из книги В. И. Смирнова [135]; Б₁ — геологическая ситуация показана лишь вдоль горных выработок; Б₂ — составлен путем интерполяции между горными выработками. В — план II горизонта; Г — разрез в плоскости I-I. x , y — линии координатной сетки в горизонтальной плоскости; O_x и O_y — на планах точки, на разрезе линии пересечения плоскости разреза с соответствующими линиями сетки координат. 1 — разрывные нарушения; 2 — дайка днабазового порфирита; 3 — рудная залежь; 4 — гранито-гнейсы; 5 — известняки

нения вмещающих пород. Сопоставление всех этих данных позволяет судить об особенностях геологического строения и его влиянии на локализацию оруденения. Помимо отмеченных выше элементов геологического строения, на погоризонтных планах фиксируются и другие частные наблюдения, сделанные при документации, которые, по мнению исполнителя, могут оказать помощь в решении вопроса о закономерностях размещения рудных тел.

Если всех данных, характеризующих геологическое строение и положение оруденения на откартированном горизонте, окажется слишком много, план можно разгрузить, выделив некоторые из них на восковке. Накладывая такие восковки на план, а также планы разных горизонтов один на другой (с неизменным совмещением координат), можно анализировать поведение элементов геологической структуры и оруденения и прогнозировать распространение его на глубину. Но гораздо более эффективным для этих целей является составление разрезов. Чаще они проводятся вкрест простирания рудоносных элементов структуры, но постоянно строятся также "продольные" разрезы. При этом используются данные геологического картирования земной поверхности, погоризонтных планов и буровых скважин.

3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Геологические разрезы имеют исключительно важное значение для понимания геологического строения рудных полей и месторождений и выяснения закономерностей размещения в них оруденения. В. М. Крейтер [61] считает их основой геологических построений, а их получение — одной из основных задач разведки.

Помимо самостоятельного значения, геологические разрезы являются основой для объемного отображения на плоскости морфологии элементов рудоносных структур в изолиниях, а также для составления блок-диаграмм и моделей рудных объектов.

Для правильного отображения геологического строения рудного поля и месторождения разрезы должны обладать определенными необходимыми качествами. Они перечислены в известном пособии А. В. Королева и П. А. Шехтмана [58]. Ниже мы приводим их с некоторыми сокращениями.

1. Разрезы должны отображать все фактические данные о положении контактов, характере тектонических нарушений, мощности пластов, слоистости, об их элементах залегания.

2. Они должны отражать все факты, добытые геологическим картированием, разведкой, в том числе и буровыми скважинами. В первую очередь это относится к отображению рудных тел, но игнорировать другие элементы структуры также не следует, поскольку они могут оказывать существенное влияние на размещение оруденения. Особенно большое внимание следует обращать на факты, противоречащие сложившимся представлениям. Их ни в коем случае нельзя отбрасывать.

3. Интерполяция на разрезах должна быть геологически обоснована. Интерполировать можно лишь там, где увязка правдоподобна, в

частности интерполяция рудных залежей должна быть согласована с положением достоверных геологических данных.

4. Достоверные данные должны быть отделены от предполагаемых и показаны иными условными обозначениями. Вместе с тем должны быть отражены предположения автора, в частности прогноз поведения элементов геологической структуры и оруденения на глубину.

5. По мере разведки разрезы должны уточняться и дополняться.

Наибольшие значения имеют разрезы вкрест простирания рудоносных элементов геологической структуры. Выбор мест их построения определяется требованиями практики разведки и наличием фактического материала. При наличии подземных горных выработок разрезы могут строиться по плоскостям, проходящим вдоль поперечных канав и квершлаггов; используются и данные буровых скважин, в том числе горизонтальные, разбуриваемые для опережения проходки квершлаггов. При наличии лишь плана поверхности и буровых скважин разрезы строятся в створе их профиля, задаваемого обычно вкрест простирания рудоносных элементов структуры месторождения. Подробнее об этом будет сказано ниже.

Способы построения разрезов освещены в пособиях по геологическому картированию, а также в ряде специальных статей. Здесь мы кратко напомним лишь основные приемы, используемые при выполнении этой работы.

Разрезы по данным картирования горных выработок

На листе бумаги в масштабе, обычно соответствующем погоризонтным планам, вычерчивается шкала высот и проводятся вертикальные линии координатной сетки, пересекаемые линией разреза на погоризонтных планах. Отстраивается рельеф земной поверхности. Наносятся горизонтальные линии, отвечающие положению горизонтов горных выработок (следы пересечения с плоскостью разреза поверхности горизонтных планов); отмечаются их наименования, высотные отметки (абсолютные или условные) — см. рис. 51, Г. Используя линии координатной сетки как ориентиры, на линии разрезов, отвечающие уровням горизонтов, переносят с погоризонтных планов все имеющиеся фактические данные — контакты пород, разломы, дайки, рудные тела и т.п. — с отображением элементов их залегания. При наличии каких-либо важных данных, находящихся на некотором расстоянии от плоскости разреза, они могут быть снесены на последний с учетом общих особенностей геологического строения. Должны быть учтены также и данные буровых скважин.

При перенесении элементов геологической структуры, имеющих простирание, не перпендикулярное к плоскости разреза, углы их падения показывают с учетом поправок по табл. 2.

После того как все имеющиеся данные перенесены на разрез, по линиям, соответствующим уровням всех горизонтов горных выработок, производится их увязка (интерполяция) по вертикали. Отстраивается поведение на глубину разрывных нарушений, контактов пород, слоистости, положение рудных тел, жил, прожилков различного состава и т.д. Особое внимание уделяется показу положения рудоносных

элементов геологической структуры и их изменения от горизонта к горизонту (изменения мощности, элементов залегания и т.д.). На разрез с погоризонтных планов и с профилей буровых скважин переносятся цифровые данные содержания металла по данным опробования. Можно провести линии, оконтуривающие интервалы с разными содержаниями. Удобнее это делать на отдельных листах восковки, а на геологический разрез нанести лишь контуры, ограничивающие рудоносные участки либо балансовые и забалансовые рудные тела.

В результате получается представление о распределении оруденения по вертикали и изменчивости его содержаний. Но, помимо этого, весьма важно иметь данные об изменчивости оруденения в пределах рудоносного элемента геологической структуры в целом. С этой целью строится его продольная проекция.

Разрезы и погоризонтные планы по данным бурения

Рудные месторождения, как правило, разведываются скважинами колонкового бурения с получением керна пересекаемых пород. Скважины располагаются по разведочным линиям в створе одна за другой и обычно задаются с висяге бока рудного тела вкост его простираия. Они могут быть вертикальные или наклонные в зависимости от предполагаемого залегания. Такое расположение скважин позволяет по результатам разбуривания каждой отдельной разведочной линии строить геологические разрезы соответствующих профилей.

Однако в процессе бурения скважина обычно несколько изменяет угол наклона, нередко также отходит от первоначально заданного направления (т.е. приобретает зенитное и азимутальное искривление), что фиксируется специальными приборами в процессе бурения. Поэтому в вертикальной плоскости, да и в плане проекции скважин часто бывают изменчивы. Это нужно учитывать, используя их при построении геологических разрезов.

Проектирование на плоскость разреза скважины, имеющей зенитное искривление, значения измеренных углов наклона обычно распространяют на половину расстояния между соседними замерами. В результате на чертеже получается слабо изгибающаяся ломаная линия. При нанесении на плоскость разреза скважины, имеющей и зенитное и азимутальное искривления, следует внести соответствующую поправку. Подробнее с техникой построения геологических разрезов, в том числе и со способом определения такой поправки, можно ознакомиться по какому-либо руководству по разведке рудных месторождений [135].

Для построения погоризонтных планов месторождения на разрезах, составленных по данным разбуривания разведочных линий, наносят линии их пересечения с намеченными плоскостями горизонтальных сечений. На листе бумаги в том же масштабе, который был принят при построении разрезов, прочерчиваются эти линии (непременно с соблюдением положения их в координатной сетке) и на них переносят геологические данные, полученные при проходке скважин. Путем интерполяции между разрезами соединяют соответствующие контуры,

контакты, проекции тектонических нарушений и получают план данного горизонтального сечения месторождения.

Итак, исходными материалами для графического отображения структур рудных месторождений, вскрытых подземными выработками, являются погоризонтные планы, а для месторождений, разведываемых бурением, основой служат геологические разрезы, составленные по данным буровых скважин. Если же месторождение частично вскрыто подземными выработками и освещено буровыми скважинами, при составлении планов и разрезов нужно использовать все имеющиеся данные, отдавая предпочтение подземным горным выработкам. Их документацию нужно принимать за основу графических построений.

4. ПРОДОЛЬНЫЕ ПРОЕЦИИ РУДОНОСНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Продольные проекции имеют целью показать закономерности размещения оруденения в пределах рудоносного элемента структуры по его простиранию и на глубину. Такие проекции строятся для различных параметров. Они могут характеризовать изменчивость содержаний разных металлов, вариации в мощности оруденения, морфологию контактов висячего и(или) лежащего боков изучаемого элемента структуры. Кроме того, на продольных проекциях отображаются контакты различных по составу пород, участки пересечения рудоносного элемента структуры дайками, линии сопряжения или пересечения его с другими структурными элементами — трещинами, разломами. Проектируются также положения шарниров складок вмещающей слоистой толщи и т.д.

Обычно для каждого из указанных параметров строятся отдельные проекции, которые затем сравниваются. Такое сравнение нередко вскрывает закономерности размещения оруденения, влияние на положение рудных тел того или иного фактора. В таких случаях его отображают на основной проекции — изменчивости содержаний оруденения.

Имеется несколько способов проектирования рудоносных элементов геологической структуры на плоскость. Наиболее широко распространен универсальный способ изогипс. Пологопадающие элементы структуры проектируются на горизонтальную, а крутопадающие — на вертикальную плоскость, параллельную его среднему простиранию.

Для проектирования элементов геологической структуры, имеющих крутые либо средние углы падения, иногда применяется так называемый способ изолонг. Проектирование производится на вертикальную плоскость, ориентированную строго по широте либо по меридиану, т.е. соответственно линиям сетки координат.

Продольные проекции в изогипсах

Проекция пологозалегающих элементов структуры. Способ изогипс издавна применяется для проектирования пологозалегающих пластовых тел на горизонтальную поверхность. Его широко используют для отстройки рельефа кровли и подошвы угольных пластов, для показа

их мощности. Нередко этот способ применяется также для отображения поверхности пологих контактов между различными породами, для отрисовки кровли интрузива, показа положения пологозалегающих рудных тел стратиформных месторождений. Вместе с тем на такие проекции наносятся и крутопадающие элементы структуры, например секущие дайки, разрывные нарушения, крутые контакты с интрузивами и т.д.

Для проектирования принимается произвольная горизонтальная плоскость вблизи лежащего бока изучаемого элемента геологической структуры. На листе бумаги вычерчивается сетка координат, наносятся по возможности все горные выработки и линии разрезов.

При проектировании содержаний полезного ископаемого на полученную таким способом основу переносятся цифровые данные опробования с горных выработок и разрезов. Пользуясь интерполяцией, по не освещенным опробованием участкам проводят изолинии содержаний, как это делается при вычерчивании горизонталей на топографических картах или планах.

При проектировании изменчивости мощностей пологопадающего элемента геологической структуры на проекцию переносят в соответствующем масштабе величины мощностей, измеренных в вертикальном положении, как обычно, отбираются и пробы по пологозалегающему рудному телу. Изолинии мощностей проводятся также путем интерполяции.

Для проектирования рельефа рудоносного элемента структуры, т.е. отображения его всячего или лежащего бока, принимают какую-либо горизонтальную плоскость, проходящую несколько ниже последнего его подсечения. На рис. 52, А за такую плоскость принят уровень +800 м. Основой проектирования служат разрезы вкрест простирания (на чертеже — линии 5000, 5250 и др.). По каждому разрезу оцениваются расстояния от интересующего элемента геологической структуры, например его всячего бока, в разных участках. Данные эти переносятся на соответствующие точки плоскости проекции. Проводятся изогипсы, подобно тому как это делается при вычерчивании горизонталей на топографических планах.

На рис. 52, А изогипсы проведены через 100 м. Они отражают лишь общие особенности изменчивости положения в пространстве проектируемой поверхности. Для отображения деталей ее поведения необходимо принимать меньший шаг между изогипсами. По А.В. Королеву и П.А. Шехтману [58], желательно, чтобы на высоту одного разведочного горизонта (т.е. примерно на 50 м) приходилась хотя бы одна, лучше две изогипсы. Но это не всегда можно выполнить, поскольку частота и точность их проведения в значительной степени определяются степенью вскрытия месторождения и надежностью исходных для проектирования данных.

Проекция крутопадающих элементов структуры. Крутопадающие элементы геологической структуры проектируются в изолиниях на вертикальную плоскость. Такая плоскость выбирается возможно ближе к всячему (или лежащему) боку проектируемого объекта соответственно его среднему простиранию. На разрезах и погори-

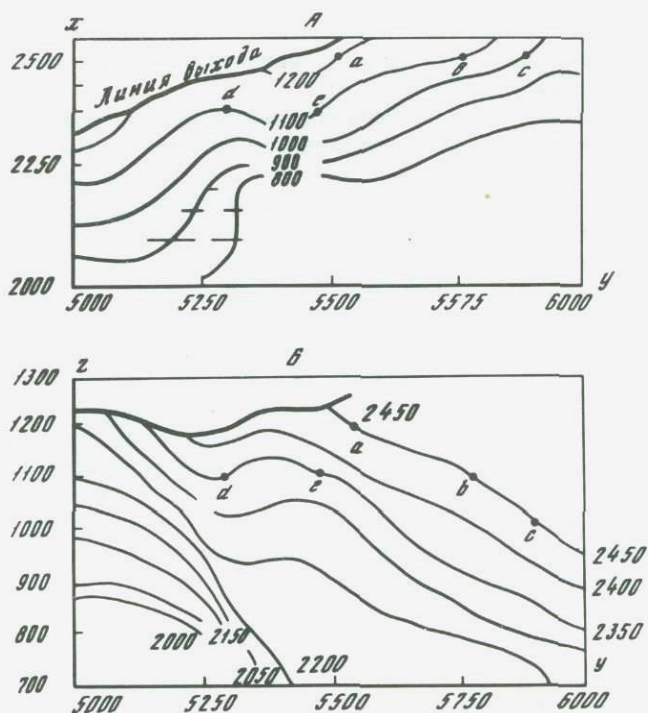


Рис. 52. Сравнение проекций в изогипсах (А) и в изобатмах (Б). По А.В. Королеву и П.А. Шехтману [58]. Изогипсы проведены на плоскости xy с абсолютной отметкой +800 м через 100 м; изобатмы даны на плоскости yz , проходящей через координату $X=2400$, через 50 м

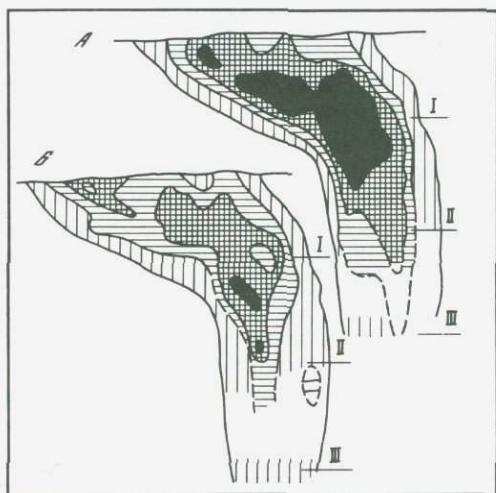


Рис. 53. Продольные проекции главного рудного тела Горевского месторождения [5]
 А — распределение мощностей руд; Б — распределение содержаний свинца. Мощности руд и содержание металла возрастают согласно увеличению плотности штриховки. I—III — горизонты

зонтных планах проводятся прямые — следы пересечения их этой плоскостью. При этом необходима их увязка в пространстве с помощью координатной сетки.

На листе бумаги, представляющем собой плоскость проекции, отстраивается линия земной поверхности, наносятся горизонтальные линии, отвечающие в принятом масштабе уровням горизонтов горных выработок, вскрывающих месторождение. Проводятся прямые линии — следы пересечения проекции с поперечными разрезами, а также с вертикальными плоскостями, проходящими через линии координатной сетки (либо условной сетки, принятой на погоризонтных планах). Этим заканчивается подготовка основы для проектирования.

При построении проекции изменчивости оруденения на подготовленную таким образом основу переносят данные опробования горных выработок и скважин по направлениям, перпендикулярным плоскости проектирования, подобно тому как это делается при проектировании пологозалегающего элемента структуры на горизонтальную плоскость. Интерполируя не освещенные опробованием участки, проводят изолинии содержания полезного ископаемого по принятой градации. Так получается продольная вертикальная проекция содержания полезного ископаемого в пределах рудоносного элемента геологической структуры (рис. 52, Б).

Продольная проекция изменчивости мощностей строится подобно описанному выше способу проектирования пологопадающих элементов геологической структуры. Мощности наносятся на вертикальную плоскость в горизонтальном положении (как они измеряются вдоль борозд опробования на стенках горных выработок). Путем интерполяции проводятся изолинии мощностей. Сравнивая полученную таким образом проекцию изменчивости мощностей (рис. 53, А) с проекцией распределения содержания металла (рис. 53, Б), можно сказать, что в данном случае между обоими этими параметрами имеется прямая связь. В общем, большей мощности соответствует и большее содержание. Однако нередки и иные соотношения. Да и в нашем примере строгого совпадения повышенных мощностей и содержания металла все же нет. На рис. 54 приведены для сравнения продольные вертикальные проекции распределения содержания металла и мощностей руд. Любопытно, что проекции содержания свинца и цинка весьма сходны, но максимумы их содержания на проекции скорее соответствуют минимальным значениям мощностей. В то же время с этой последней проекцией определенное сходство имеет проекция содержания меди. Так, устанавливается, что руды свинца и цинка близки по пространственному положению (очевидно, и по времени отложения), руды же меди обособлены.

Составление проекции рельефа крутопадающего элемента структуры производится путем отображения в изолиниях расстояния точек его висячего или лежащего бока до плоскости проекции. По разрезам и погоризонтным планам измеряют эти расстояния и полученные данные переносят на нее по перпендикулярным к ней, т.е. по горизонтальным, линиям. Последующая обработка сводится к интерполяции и проведению изолинии, отражающим рельеф изучаемой поверхности.

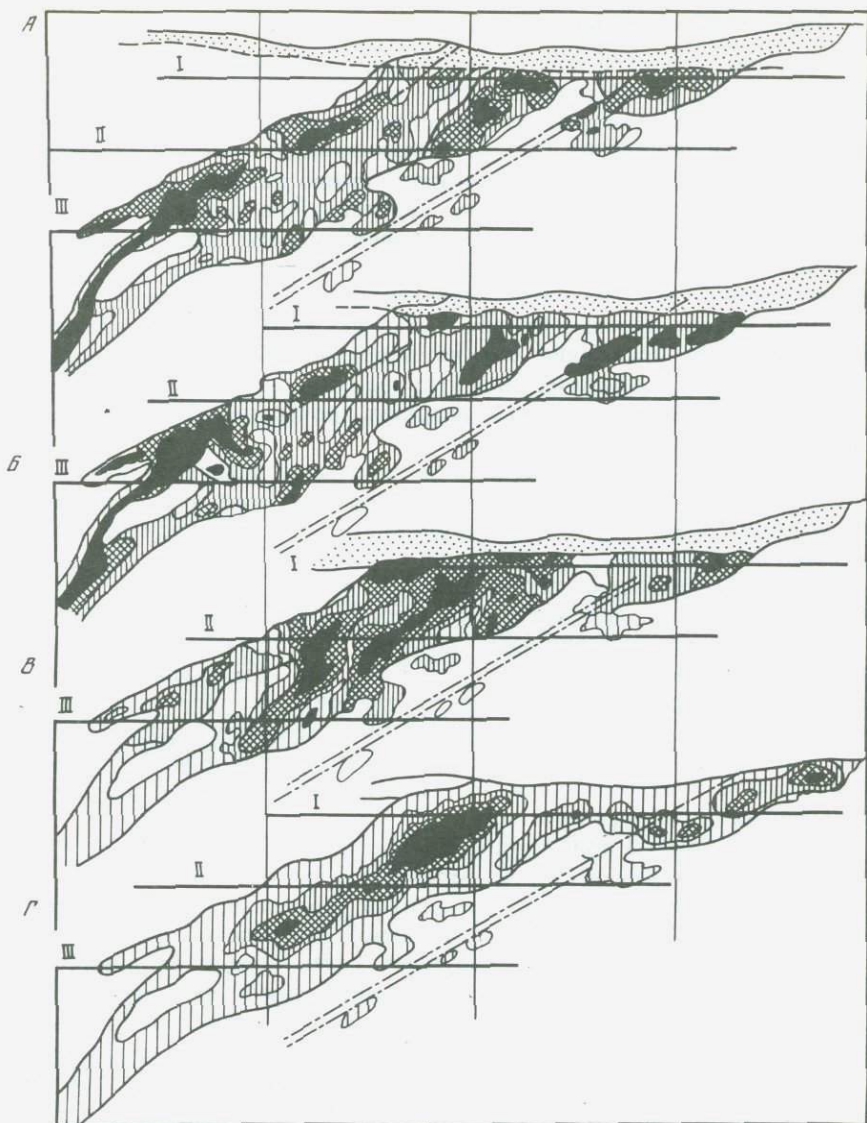


Рис. 54. Продольные вертикальные проекции Березовско-Белюсовского рудного поля [5]
 Распределение содержаний: А — цинка; Б — свинца; В — меди; Г — распределение мощностей руд.
 Увеличение плотности штриховки показывает возрастание содержаний металлов и мощностей руд. I—III — горизонты

Секущие элементы структуры — контакты пород, разрывные нарушения, плоскости сопряжения пересечений разрывов, имеющие простирание, перпендикулярное плоскости проекции, переносятся на нее с разрезов и погоризонтных планов без каких-либо поправок. При проектировании этих элементов, проходящих под углом к плоскости проекции, должны быть введены поправки на угол встречи их с плоскостью проекции.

Продольные проекции в изолонгах

Этот способ построения проекций был предложен и описан А.В. Королевым и П.А. Шехтманом [58] для крутопадающих элементов геологической структуры, но он может использоваться и в случае средних углов их падения. Способ проектирования в изолонгах освещен также в работе "Детальные структурно-прогнозные карты..." [38]. Проектирование производится на вертикальную плоскость. Но она обязательно должна быть ориентирована строго либо в меридиональном, либо в широтном направлении, т.е. соответственно координатной сетке. Из этих двух направлений следует выбирать такое, с которым объект проектирования составляет меньший угол, и поэтому будет меньше искажение его на проекции. Построение проекции таким способом аналогично проектированию в изогипсах.

На погоризонтных планах и разрезах прочерчиваются следы пересечения с ними плоскости проекции.

На листе бумаги отстраивают линию земной поверхности, наносят линии пересечения с плоскостью проекции вертикальных плоскостей, проходящих через линии сетки координат, уровни горизонтов, вскрывающих месторождение, а также линии разрезов.

На подготовленную таким образом основу по прямым линиям, перпендикулярным плоскости проекции, переносят соответствующие требуемые данные: мощность элемента геологической структуры, рельеф его висячего либо лежащего бока или содержание полезного ископаемого и проектируются другие элементы геологического строения — контакты пород, линии сопряжений разрывных нарушений и т.д. Все эти операции проводятся так же, как и при проектировании в изогипсах на горизонтальную плоскость; точно так же проводится и дальнейшая обработка проекции.

Предлагая метод проектирования в изолонгах, его авторы А.В. Королев и П.А. Шехтман [58] подчеркивают, что общепринятый способ отображения крутопадающих элементов геологической структуры в изолиниях на "случайной" вертикальной плоскости, параллельной среднему его простиранию, нарушает связь между изолиниями и элементами залегания. При проектировании в изолонгах строго ориентированные плоскости проекций являются плоскостями прямоугольных координат. Соответственно положение любой точки в пространстве однозначно определяется по ее проекции на любую из этих плоскостей так же, как и на горизонтальной проекции в изогипсах. Эти замечания в общем справедливы. Но при проектировании на "случайную" вертикальную плоскость, параллельную простиранию проектируемого объекта, получается минимум его искажения, и такую проекцию значительно легче сопоставлять с погоризонтными планами и разрезами. Их значительно легче составлять, и они лучше воспринимаются на глаз. Все это для практических работ имеет немаловажное значение. Поэтому проектированием крутопадающих элементов структуры в изолиниях на "случайную" вертикальную поверхность, параллельную среднему его простиранию, пользуются значительно чаще. Метод изолонг широко применяется лишь среднеазиатскими геологами — последователями школы А.В. Королева.

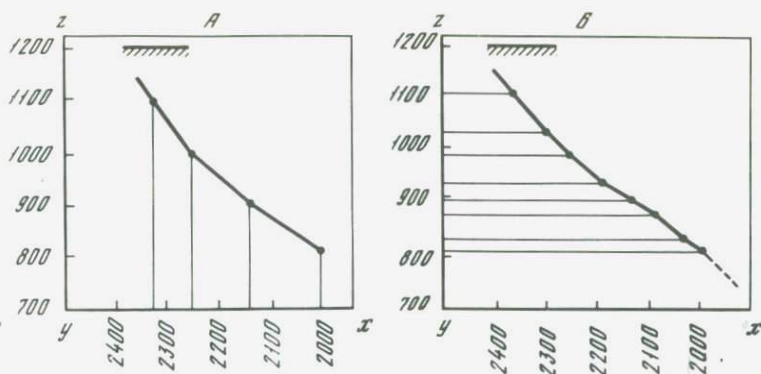


Рис. 55. Разрезы, показывающие положение проектируемой поверхности (см. рис. 52) по изогипсам (А), по изолонгам (Б). Проведены в плоскости xu , проходящей через координату $Y = 5250$

Для сравнения на рис. 52,Б приведена проекция той же поверхности, что и на рис. 52,А, изображенной в изогипсах. Плоскость проекции вертикальная (yz). Показаны общие точки обеих проекций (a, b, c, d, e). Хорошо видно, что там, где изолонги на вертикальной проекции сгущаются, изогипсы разрежены, и наоборот.

Изогипсы на рис. 52,А проведены через 100 м, а изолонги (см. рис. 52,Б) — через 50 м, что позволило выявить некоторые детали поведения проектируемой поверхности, а именно резкое изменение ее элементов залегания на участке, прилегающем к координате $y = 5250$. Это особенно хорошо видно при сравнении разрезов, составленных в той и другой проекции (рис. 55).

Следует подчеркнуть, что составление проекций, отображающих те или иные параметры элемента геологической структуры, возможны лишь в тех случаях, если он вскрыт значительным количеством горных выработок, скважин, освещающих его в должной мере на всем протяжении. При недостаточном количестве исходных данных проведение изолиний (изогипс или изолонг) может дать неправильное представление об изменчивости этих параметров.

А.В. Королев и П.А. Шехтман для наглядности изображения (до некоторой степени в ущерб истинному положению) рекомендуют изменение положений изогипс и изолонг на проекции, отражающих изменение элементов залегания проектируемого объекта, рисовать не плавными линиями, а резкими изгибами прямых линий. В таком случае четко выявляются "границы", различающиеся и по простиранию и по углам падения. Подобные проекции особенно удобно сопоставлять с проекциями, отражающими изменчивость содержания полезного компонента.

ГЕОМЕТРИЗАЦИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Целью геометризации является наглядное отображение общей геологической структуры изучаемого объекта (рудного поля или месторождения), а также установление положения в пространстве, морфологии и соотношений ее различных элементов. Геометризация служит хорошим вспомогательным, а в некоторых случаях основным методом выяснения закономерностей размещения оруденения.

Общее представление о геологическом строении рудного поля и месторождения создается путем изготовления блок-диаграмм и пространственных моделей. Выяснение положения в пространстве и соотношения отдельных элементов структуры производится с помощью несложных геометрических построений с использованием различных проекций.

1. ПОСТРОЕНИЕ БЛОК-ДИАГРАММ

Блок-диаграммы дают на плоскости наиболее наглядные объемные изображения геологической структуры рудного поля и месторождения. Именно поэтому геологи-рудники в своей повседневной работе часто пользуются этим способом геометризации, позволяющим представить положение интересующих их элементов геологической структуры в пространстве.

Способы построения блок-диаграмм освещены в ряде пособий и специальных статей [17, 19, 32, 44, 111, 116, 159]. В данной работе нами принята за основу глава пособия Н.И. Буялова, в которой рассматривается способ построения блок-диаграмм, рекомендованный Б.Н. Башиловым, но в него внесены некоторые изменения.

Блок-диаграммы строятся в аксонометрической и перспективной проекциях. При составлении первой проектирование на плоскость (называемую картиной) ведется параллельными лучами, перпендикулярными или наклонными к картинной плоскости. В перспективных блок-диаграммах проектирование производится лучами, исходящими из одной точки, так называемой "точки зрения", в которой помещается глаз наблюдателя.

Построение блок-диаграмм в аксонометрической проекции значительно проще. Но они дают несколько искаженное представление о форме предмета, поскольку соответственно способу построения не отражают постепенного схождения линий по закону перспективы, а также последовательного уменьшения равных в натуре отрезков линий с удалением от переднего плана блок-диаграмм. Однако этот недостаток дает им и определенное преимущество. В практике работы с такой блок-диаграммой при необходимости оценить расстояние между какими-либо точками в направлениях, параллельных гранями блока, не нужно вводить поправки на искажение масштаба, неизбежное при перспективном построении.

Благодаря этой особенности, а также вследствие простоты построения в практике геологоразведочных работ широко используются

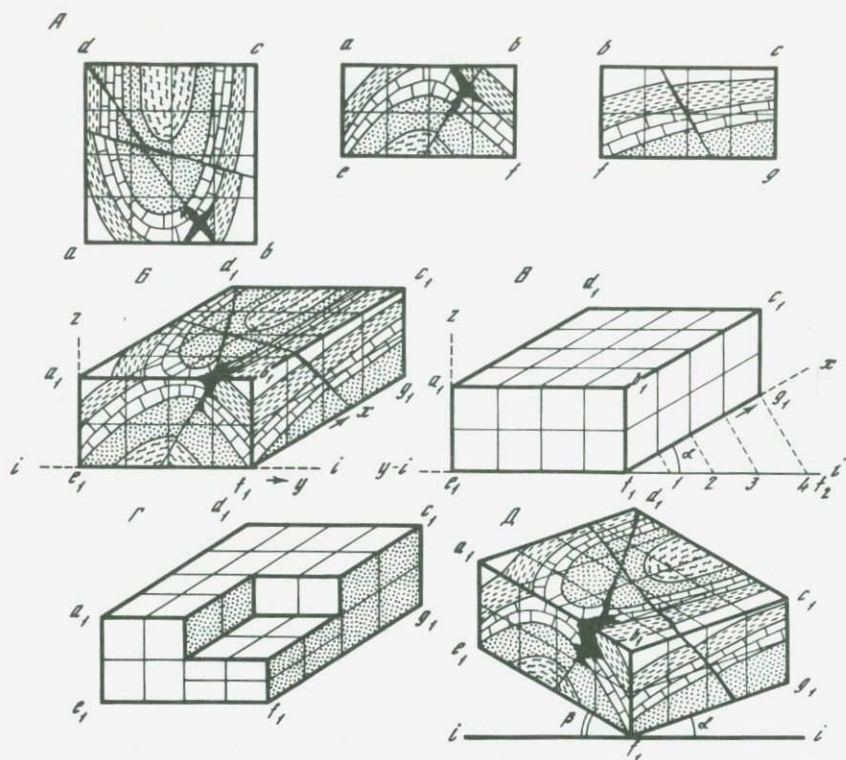


Рис. 56. Построение аксонометрических блок-диаграмм

A — геологический план участка поверхности (выделены блоки) и вертикальные разрезы, ограничивающие его плоскости; *B* — изометрическая блок-диаграмма во фронтальной проекции; *C* — диметрическая блок-диаграмма. Масштабы по осям y и z равны; по оси x — $\cos\alpha$; *Г* — изометрическая блок-диаграмма с вырезанной частью блока; *Д* — изометрическая блок-диаграмма в угловой проекции. Объяснение построений дано в тексте

именно блок-диаграммы, построенные в аксонометрической проекции. Перспективные блок-диаграммы имеют большую наглядность, но в практических целях не используются. Их применяют лишь для иллюстрации в различных статьях и докладах.

При составлении аксонометрических блок-диаграмм обычно принимается равный масштаб по всем трем осям x, y, z ; такие блок-диаграммы называются изометрическими. Этот принцип нарушается, если на блок-диаграмме есть необходимость выделить в более крупном масштабе какую-либо одну или две плоскости проектируемого блока. Если одинаковые масштабы приняты по двум осям, а по третьей он иной, то говорят, что такие блок-диаграммы построены в диметрической проекции. Если же по всем трем осям блок-диаграммы масштабы различны, то такие проекции называют триметрическими.

Для построения блок-диаграмм всех видов исходными материалами служат геологическая карта или план поверхности, погоризонтные планы и разрезы (рис. 56, А). На карте (плане) очерчиваются границы блока, принятого к проектированию. Как правило, он имеет прямо-

угольные очертания и выделяется вертикальными плоскостями, проходящими через широтные и меридиональные линии координатной сетки. Эти плоскости одновременно служат и опорными разрезами. Нередко в качестве ограничивающих блок принимаются плоскости, проходящие под углом к сетке координат.

На глубину блок-диаграмма отстраивается обычно до нижнего горизонта, вскрытого подземными горными выработками или буровыми скважинами.

На всех поверхностях проектируемого блока должна быть нанесена прямоугольная сетка линий. На плане это может быть сетка координат, на разрезах — следы пересечения их вертикальными плоскостями, проходящими через линии координат, а также горизонтальные линии — следы плоскостей горизонтов горных выработок. Могут быть приняты и какие-либо условные сетки линий. Они должны делить проектируемые площади на прямоугольные, лучше равновеликие квадратные ячейки.

Все эти линии переносятся в проекции на видимые поверхности блок-диаграммы и образуют сетку, пользуясь которой с плана и разреза наносят элементы геологического строения. Об этом подробнее будет сказано ниже. Блок-диаграммы могут строиться во фронтальной и угловой проекциях. Во фронтальной проекции с картинной плоскостью, т.е. с плоскостью изображения, совпадает одна из граней (вертикальных разрезов) проектируемого блока (рис. 56,Б). Угловая проекция характеризуется тем, что с картинной плоскостью совпадает лишь ребро, образуемое двумя смежными, расходящимися под прямым углом плоскостями ограничения проектируемого блока (рис. 56,Д).

Аксонметрические блок-диаграммы

В этом разделе нами кратко рассматриваются простейшие способы построения изометрических и диметрических блок-диаграмм во фронтальной и угловой проекциях (см. рис. 56).

Блок-диаграммы во фронтальной проекции. *Изометрические блок-диаграммы.* Имеются геологический план поверхности, а также поперечный и продольный разрезы участка (см. рис. 56,А). На листе бумаги проводится линия ii — так называемое основание картины проекции (см. рис. 56,Б). На ней отстраивается ортогональная (прямоугольная) проекция $f_1e_1a_1b_1$, соответствующая передней проекции блок-диаграммы (поперечному разрезу $feab$; см. рис. 56,А). От точки f_1 под выбранным углом построения проводится линия f_1g_1 , равная длине боковой проекции (продольного разреза участка) — fg^1 . Из точек a_1 и b_1 проводятся параллельные и равные ей по длине линии a_1d_1 и b_1c_1 . Соединив все эти точки (см. рис. 56,Б), получают объемную аксонметрическую проекцию блока. Пользуясь сеткой линий, перенесенной на видимые ограничивающие его плоскости с плана и опорных разрезов, наносят (с учетом искажения) геологические данные. Оформлен-

¹ От выбранного угла построения зависит степень искажений той или иной проектируемой плоскости на блок-диаграмме. При большем угле менее искажается горизонтальная плоскость (план), при меньшем — боковые проекции.

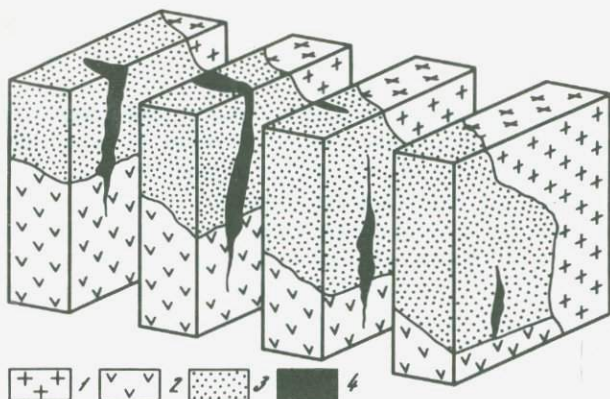


Рис. 57. Блок-диаграмма, раздвинутая по плоскостям разрезов. Взято у В.И. Смирнова [135]

1 — гнейсы; 2 — змеевики; 3 — песчаники; 4 — руда

ная таким образом проекция блока — блок-диаграмма — показана на рис. 56,Б.

Если требуется показать особенности строения внутренних частей блока, его разбивают меридиональными или широтными плоскостями (вдоль которых имеются геологические разрезы) и полученные удлиненные блоки раздвигают на некоторые расстояния, позволяющие видеть детали структуры (рис. 57). Можно также “вырезать” часть блока, как это показано на рис. 56,Г.

Диметрические блок-диаграммы. На рис. 56,Б видно, что изометрическая блок-диаграмма представляется вытянутой по оси x (“в глубину” чертежа), хотя исходная горизонтальная поверхность (план) проектируемого блока имеет форму квадрата. Чтобы сгладить такое впечатление, прибегают к уменьшению масштаба по оси x , т.е. по боковой поверхности проекции блока. Такое изменение масштаба часто делается произвольно, “на глаз”. Можно, например, принять, чтобы масштаб исходного графического материала находился с искаженным в соотношениях 1:0,75; 1:0,8 и т.д. Построение таких диаграмм достаточно просто. После отстройки передней плоскости блок-диаграммы $a_1b_1f_1e_1$ от точки f_1 под произвольным углом относительно линии основания вверх проводим прямую линию и на ней в данном измененном масштабе откладываем отрезки, отвечающие расстояниям между вертикальными линиями сетки на продольном разрезе $fbcg$. Через точки, ограничивающие отрезки, проводим эти линии. В дальнейшем все построение проводится так же, как и для изометрических проекций.

Удобнее такое изменение масштаба производить в зависимости от выбора угла построения боковой проекции на картинной плоскости. Покажем это на простом примере (рис. 56,В).

После отстройки передней проекции блока — плоскости $a_1b_1f_1e_1$ — на линии основания картины ii от точки f_1 отложим вправо отрезок f_1f_2 , равный длине боковой проекции блока fg , и разобьем его на четыре равных отрезка соответственно числу интервалов между

вертикальными линиями сетки на разрезе $bcgf$. Точки, ограничивающие эти отрезки, обозначим цифрами 1, 2, 3, 4 (точка 4 совпадает с точкой f_2).

От точки f_1 под заданным углом α относительно линии ii проведем прямую линию, равную примерно основанию боковой проекции fg . Из точки f_2 (4) опустим на эту линию перпендикуляр. Он пересечет ее в точке g_1 , которая будет соответствовать нижней граничной точке боковой проекции g . Из этой точки проведем вертикальную линию g_1c_1 , равную высоте этой проекции (т.е. линии gc), и полученную точку c_1 соединим с точкой b_1 . От точки a_1 проведем линию a_1d_1 , параллельную линии b_1c_1 , равную ей по длине. Соединив полученную точку d_1 с точкой c_1 , получим аксонометрическую диметрическую проекцию блока, у которого масштабы по осям y и z одинаковы, а по оси x — уменьшены, а именно $x = y \cos \alpha$ (по построению).

Такая проекция блока уже не кажется вытянутой по оси x , как это представляется в предыдущем примере построения. Для окончательной подготовки проекции блока к нанесению элементов геологического строения на его плоскости следует перенести сетку линий с плана поперечного и продольного разрезов.

По оси z (по вертикали) и по оси y (параллельно линии основания) проекции ii это делается просто, путем перенесения соответствующих линий. При нанесении же вертикальных линий сетки на боковую проекцию (по оси x) должно быть изменено расстояние между ними соответственно изменению масштаба. Для их построения через точки 1, 2, 3 проведем линии, параллельные линии f_2g_1 . Точки пересечения их с линией f_1g_1 покажут расстояния между вертикальными линиями сетки на боковой проекции $b_1c_1g_1f_1$. Дальнейшее построение проводится так же, как и в предыдущем примере.

Блок-диаграммы в угловой проекции. Мы рассмотрим лишь построение изометрической блок-диаграммы (см. рис. 56, Д). Принцип построения тот же, что и для фронтальной проекции.

На листе бумаги проводится линия ii — основание картины проекции. На ней отмечается точка f_1 , из нее восстанавливается перпендикуляр к линии ii и по нему вверх откладывается в соответствующем масштабе отрезок b_1f_1 , равный высоте проектируемого блока bf . От этой же точки f_1 под принятыми углами α и β проводят линии f_1g_1 и f_1e_1 , равные длинам вертикальных плоскостей, ограничивающих блок (т.е. линиям fg и fe). В точках g_1 и e_1 проводят вертикальные линии, равные высоте блока, получают точки c_1 и a_1 , соединяют их с точкой b_1 и проводят через них линии, параллельные f_1g_1 и f_1e_1 . Они пересекутся в точке d_1 . В результате получится проекция блока. На боковых гранях, а затем и на проекции горизонтальной поверхности (плана) наносят соответствующую сетку линий, как это было показано выше, и, пользуясь ими, отображают элементы геологического строения.

Подобным же образом строятся блок-диаграммы в ди- и триметрических проекциях, изменяя (уменьшая) масштабы либо произвольно, либо исходя из принятых углов построения α и β .

Перспективные блок-диаграммы

Как было показано выше, перспективные блок-диаграммы в практике геологоразведочных работ обычно не применяются вследствие того, что изменение масштаба по законам перспективы сильно усложняет использование их при проектировании разведки рудного объекта. К тому же такие блок-диаграммы во фронтальной проекции дают очень сильные искажения. Более наглядны блок-диаграммы, построенные в угловой проекции. Они достаточно хорошо, без больших видимых искажений отображают все плоскости проектируемого блока и используются как иллюстративный материал. Наиболее простой и удобный способ построения таких блок-диаграмм предложен Б.Н. Башиловым (цит. по [17]).

Исходные данные те же, что и при построении блок-диаграмм в аксонометрической проекции. Это план (карта) участка и две взаимно перпендикулярные проекции (разрезы) с нанесенными ортогональными сетками линий (рис. 58,А). Проектирование на картинную плоскость производится лучами, сходящимися в одной точке, называемой "точкой зрения". В ней помещается глаз наблюдателя.

Для построения блок-диаграммы в угловой проекции (рис. 58,Б) выбирается точка зрения S , а также направление главного луча. Его горизонтальная проекция SP наносится на картинную плоскость в направлении к плану $a_1b_1c_1d_1$.

Чтобы определить положение точек схода граней, через точку зрения S проводят проекцию лучей, параллельных сторонам плана a_1b_1 и b_1c_1 , а через точку b_1 — линию, перпендикулярную проекции главного луча (линии SP), т.е. линию основания картины. Они пересекутся в точках F и F_1 , которые будут точками схода граней блока.

Через точки a_1 и c_1 пройдут проекции лучей Sa_1 и Sc_1 ; они пересекутся с линией основания картины FF_1 в точках a_0 и c_0 . На этом подготовительные операции заканчивают и приступают к самому построению проекции блока (рис. 58,В).

Проводится линия горизонта hh и на нее переносятся с плана (см. рис. 58,Б) точки F_1 , a_0 , b_0 , c_0 и F_2 основания картины, не изменяя расстояния между ними.

Ниже линии горизонта, на расстоянии, равном выбранной высоте точки зрения, наносится прямая ii (основание картины), параллельная линии горизонта hh .

Из точки b_1 линии горизонта опускается на основание картины (линию ii) перпендикуляр b_1f_2 и от точки f_2 вверх по нему откладывается отрезок, равный высоте вертикальной проекции bf_1 ; получается изображение грани блока b_2f_2 . Точки b_2 и f_2 соединяют с точками схода F_1 и F_2 , а из точек a_0 и c_0 опускают перпендикуляры на основание картины — линию ii . Они пересекут прямые F_1b_2 и F_2f_2 , а также F_2b_2 и F_2f_2 соответственно в точках a_2 , e_2 и c_2 , g_2 . Этим получается перспективное изображение блока. Он показан контуром жирных линий.

Для отображения геологических данных на все поверхности полученного блока переносят сетки линий с учетом изменения расстояний по

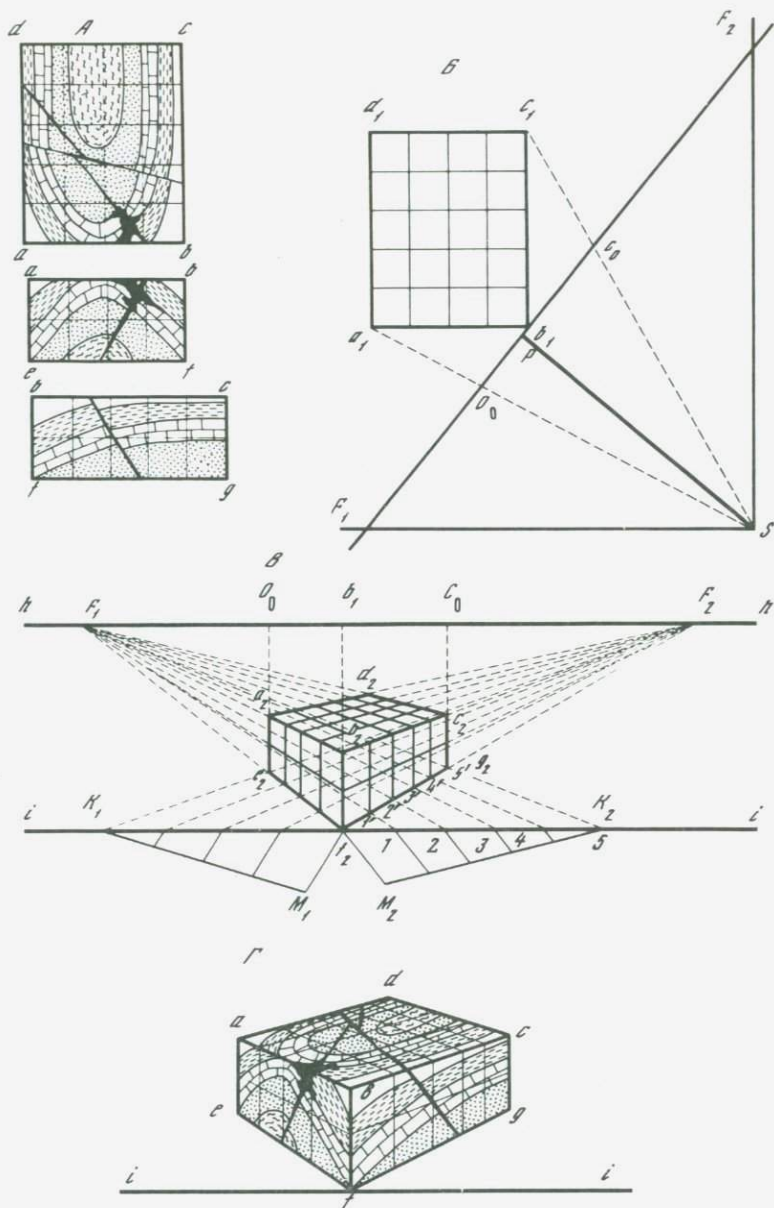


Рис. 58. Построение перспективной блок-диаграммы в угловой проекции. По Б.Н. Башилову, взято из работы Н.И. Буялова [17], с изменениями

A — геологический план поверхности блока и разрезы (ограничивающие его вертикальные плоскости); *B* — нахождение точек схода вертикальных плоскостей; *B* — построение перспективного изображения блока; *Г* — перспективная блок-диаграмма с нанесенными элементами геологического строения

за кону перспективы. С этой целью делается дополнительное построение (см. рис. 58, В)¹.

Линию F_1g_2 продолжаем до пересечения с основанием картины — линией ii . От точки их пересечения K_2 под произвольным углом проводим прямую линию и на ней откладываем равные отрезки соответственно их количеству на плоскости разреза $bcdf$ — следами пересечения его плоскостями, проходящими через линии координат. В нашем случае таких отрезков будет пять. Полученную точку M_2 соединяем прямой с точкой f_2 и проводим параллельные линии через точки 1, 2, 3, 4, отсекающие в проекции расстояния между вертикальными линиями сетки.

Аналогичное построение делаем влево от точки f_2 , для плоскости другого разреза, ограничивающего блок. Теперь остается наметить сетку на проекции плана, т.е. на плоскости $a_2b_2c_2d_2$.

Из точек F_1 и F_2 проводим прямые линии, соединяющие точки пересечения вертикальных линий сетки на ограничивающих блок разрезах с ребрами блока — линиями a_2d_2 и b_2c_2 , а также с точками пересечения горизонтальных линий на разрезах с линией b_2f_2 . В результате получим сетку и на верхней поверхности блока.

О способе нанесения на него элементов геологического строения будет сказано ниже. Общий вид готовой перспективной блок-диаграммы показан на рис. 58, Г.

Нанесение элементов геологического строения. Для нанесения элементов геологического строения используется сетка координат, или условная сетка, принятая для всех исходных графических материалов (планов, разрезов), а также для плоскостей блока будущей блок-диаграммы.

На аксонометрических изометрических проекциях блока, строящихся как во фронтальной, так и в угловой проекции, контакты пород, разрывные нарушения, рудные тела переносятся с исходных графических материалов путем измерения их положения вдоль линий сетки координат. Интервалы между линиями сетки наносятся на глаз. Если месторождение имеет очень сложное строение и нужно возможно точнее отразить детали, уменьшают расстояние между линиями сетки на исходных материалах и блок-диаграммах.

При нанесении элементов геологического строения на диметрическую или триметрическую проекцию важно учитывать изменения масштабов боковых плоскостей. Если для них принять масштабы, находящиеся в простых соотношениях с масштабом исходного материала, переносить на проекцию элементы геологического строения можно с помощью пропорционального циркуля. Если же изменение масштаба связано с изменением угла построения боковой грани, длину получаемых отрезков можно вычислить по формуле $b = a \cos \alpha$, где b — величина отрезка в искаженном масштабе; a — масштаб исходного материала, принятого за 1; α — угол построения.

Перспективные блок-диаграммы, применяемые лишь как иллюстративный материал, не требуют большой точности в нанесении элементов геологического строения. Поэтому обычно их положение относительно

¹ Принятое нами построение отличается от предложенного Б.Н. Башиловым.

имеющейся сетки соответственно и пропорциональное деление отрезков между ними определяются на глаз. Но все же можно увеличить точность нанесения путем уменьшения расстояний между линиями сетки как на исходном материале — планах разреза, так и на блок-диаграммах. Для этого на разрезах *abfe* и *fbdg* сгущают сетку, проведя дополнительные вертикальные и горизонтальные линии. То же делают и на проекциях этих разрезов — плоскостях $a_2b_2f_2e_2$ и $f_2b_2d_2g_2$ блок-диаграммы — путем построения по описанному выше способу.

Объемные модели

Для получения наиболее наглядного представления о геологическом строении месторождения или рудного поля, особенно в целях демонстрации, изготавливают объемные модели. Различные виды таких моделей охарактеризованы в работах В.И. Смирнова [134], А.А. Трофимова [148], Э.В. Жарова [44] и др.

По материалу и способу изготовления объемные модели бывают различными. Наиболее просты модели, составленные из пластин стекла или плексигласа, с нанесенными на них погоризонтными планами и закрепленными (с соблюдением ориентировки по координатной сетке) одна над другой на расстояниях, соответствующих принятому масштабу (рис. 59). При пологом падении рудоносных элементов структуры целесообразно делать модели из серии поперечных разрезов.

На некоторых месторождениях, разрабатываемых карьерами, иногда применяются альбомы погоризонтных планов на бумаге или картоне, помещенные один на другом.

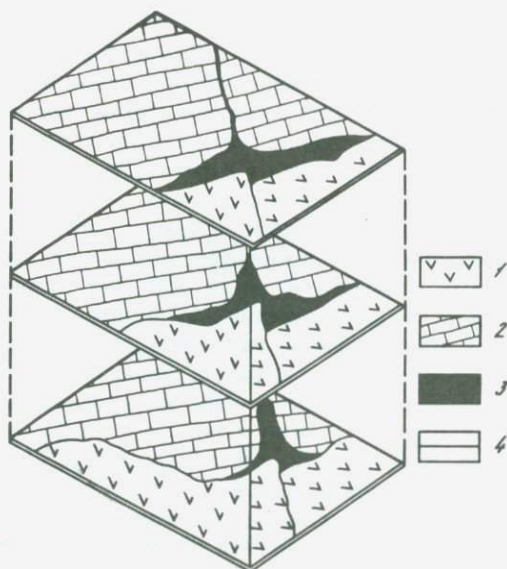


Рис. 59. Пространственно ориентированные горизонтальные сечения (погоризонтные планы) части рудного месторождения. По В.И. Смирнову [135]

1 — кварцевый порфир; 2 — известняки; 3 — руда; 4 — оброс

По мере отработки очередного уступа, согласно маркшейдерским данным, вырезается соответствующая часть плана и этим обнажается нижележащий горизонт.

Более широко распространены собственно объемные модели. В свое время их изготавливали из папье-маше. Такие модели отображают и рельеф местности, делаются разборными по плоскостям, на которых отображены погоризонтные планы, разрезы, а также какие-либо иные поверхности, отражающие отдельные важные элементы геологической структуры.

В настоящее время объемные модели обычно изготавливают из плексигласа. Основой их построения служат также погоризонтные планы или разрезы либо те и другие. Их переносят на листы плексигласа, которые располагают относительно друг друга с соблюдением соответствующего масштаба. Пользуясь ими, в модели монтируют скульптурные изображения отдельных элементов структуры — разрывных нарушений, рудных тел, например рудных столбов, рудных трубок и т.п.

Прозрачное отображение земной поверхности помогает представить положение рудного объекта в целом, а также размещение и морфологию рудных тел в их объемном выражении.

2. ОТОБРАЖЕНИЕ ПОЛОЖЕНИЯ В ПРОСТРАНСТВЕ ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Все основные элементы геологических структур по способам определения их положения в пространстве могут быть сведены к линейным и плоскостным. Изогнутую поверхность можно рассматривать как сочетание многих мелких плоскостей, имеющих разную ориентировку в пространстве. Положение этой поверхности в каждой данной точке определяется путем измерения элементов залегания касательной к ней плоскости.

Положение в пространстве любого линейного элемента геологической структуры, например борозд скольжения, оси складки и т.п., можно отразить на плоскости в виде проекции точки пересечения его с поверхностью полусферы на ее основание, т.е. получить круговую диаграмму — проекцию полусферы. Для этого линию, отображающую линейный элемент геологической структуры, направление погружения которого (т.е. угол между ним и его проекцией на горизонтальную плоскость) известно, мысленно помещают так, чтобы она проходила через центр сферы, и продолжают ее в обе стороны до пересечения с ее поверхностью. При этом получают две точки пересечения: одна — с верхней, другая — с нижней поверхностью сферы (рис. 60, Л). В настоящее время в СССР чаще проектируют элементы геологического строения на верхнюю полусферу. В зарубежных странах, как правило, используют поверхность проекции нижней полусферы. Можно применять любой из этих способов, но в каждом конкретном случае следует указывать, какой из них принят автором.

Точка пересечения линейного элемента структуры с поверхностью полусферы проектируется на ее основание — плоскость, которая и

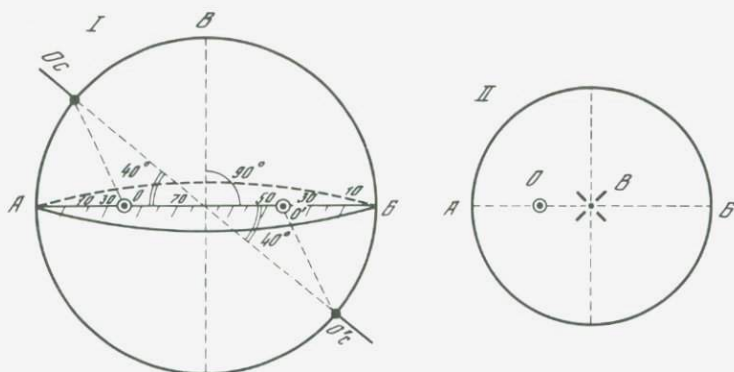


Рис. 60. Нанесение на круговую диаграмму линейного элемента геологической структуры I — положение линейного элемента в сфере (вид сбоку); O_c, O'_c — точки пересечения линейного элемента структуры с поверхностями верхней и нижней полусфер, O, O' — проекции этих точек соответственно на основание верхней и нижней полусфер; II — положение на круговой диаграмме проекции точки пересечения линейного элемента с поверхностью верхней полусферы

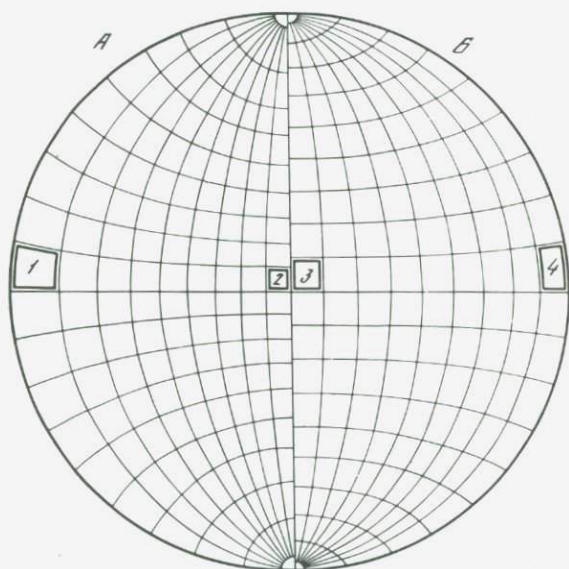


Рис. 61. Сравнение стереографической (А) и равноплощадной (Б) сеток (сетки Вульфа и Шмидта)

будет представлять круговую диаграмму¹ (рис. 60, II). Практически эта операция производится с помощью какой-либо сетки — проекции полусферы. Чаще всего используются стереографическая проекция (сетка Г. Вульфа) или равноплощадная проекция (сетка В. Шмидта). Различия между ними видны на рис. 61 и в табл. 2². Левая

¹ Диаграмму, построенную одним из отмеченных выше способов, легко можно перевести в диаграмму другого построения. Для этого достаточно повернуть ее вокруг центра на 180° .

² См. также Приложение I и II.

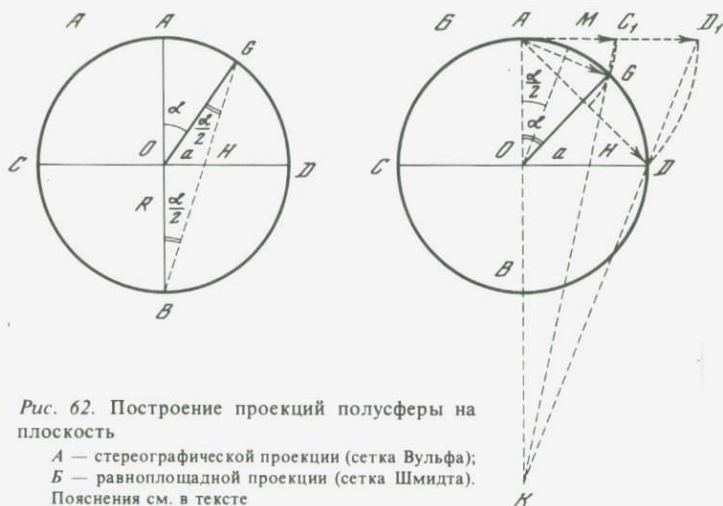


Рис. 62. Построение проекций полусферы на плоскость

А — стереографической проекции (сетка Вульфа);
 Б — равноплощадной проекции (сетка Шмидта).
 Пояснения см. в тексте

ее половина представляет сетку Вульфа. Она хорошо отражает угловые величины, и соответственно при работе с ней хорошо сохраняется истинная форма фигур в разных частях проекции. Так, трапеции 1 и 2 в левой половине рисунка (А), ограниченные меридианами и параллелями через 10^0 , близки по форме, однако они сильно различаются по площади. Трапеции же 3 и 4 в правой половине рисунка (Б) сильно разнятся по форме, но имеют близкие площади. Такая особенность обеих проекций обусловлена различием в их построении (рис. 62). Для А и Б обозначения следующие: G — точка на поверхности верхней полусферы, расположенная под углом α относительно ее вертикального диаметра; a — расстояние от центра полусферы до точки H — проекции точки G на плоскости — основании полусферы.

Стереографическая проекция (сетка Вульфа; см. рис. 62, А). Из треугольника OHB имеем $a = R \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2}$.

Равноплощадная проекция (сетка Шмидта; см. рис. 62, Б). Из треугольников AG_1K и OHK : $AG_1/OH = AB + BK/OB + BK$, из треугольников AD_1K и ODK : $AD_1/OD = AB + BK/OB + BK$, т.е. $AG_1/OH = AD_1/OD$. Но $OH = a$; из построения

$$AG_1 = 2AM = 2R \sin \frac{\alpha}{2} \quad \text{или} \quad OH = AG_1 OD / AD_1, \quad \text{где } OD = R; AD_1 = R \sqrt{2},$$

отсюда

$$a = 2R^2 \sin \frac{\alpha}{2} / R \sqrt{2}.$$

Умножив обе части равенства на $\sqrt{2}$ и произведя сокращение, получим $a = \sqrt{2} R \sin \frac{\alpha}{2}$.

Цифровые значения расстояний от центра проекции до точек, соответствующих различным углам падения, приведены в табл. 2.

Для облегчения процесса нанесения точек — проекций пересечений линейных элементов структуры с поверхностью полусферы — можно

Таблица 2

Основные данные, необходимые для построения проекций полусферы (взято у Н.И. Кригера [66])

		0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°
Расстояния от центра диаграммы до кругов равных падений	Равно-площадная проекция (сетка Шмидта)	—	0,62	1,23	1,85	2,45	3,04	3,65	4,24	4,82	5,61
	Стереографическая проекция (сетка Вульфа)	—	0,44	0,87	1,32	1,74	2,22	2,68	3,15	3,64	4,14
Радиусы окна для стереографической проекции		0,72	—	0,71	0,72	0,73	0,74	0,76	0,78	0,80	0,83

		50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°
Расстояния от центра диаграммы до кругов равных падений	Равно-площадная проекция (сетка Шмидта)	5,97	6,51	7,05	7,57	8,09	8,59	9,07	9,53	10,00
	Стереографическая проекция (сетка Вульфа)	4,66	5,21	5,77	6,37	7,00	7,67	8,39	9,16	10,00
Радиусы окна для стереографической проекции		0,86	0,90	0,95	0,99	1,00	1,13	1,21	1,31	1,42

Примечание. В работе Н.И. Кригера радиус внешней окружности диаграмм принят равным единице, мы приняли его равным 10 см, соответственно все цифровые данные нами приведены в сантиметрах.

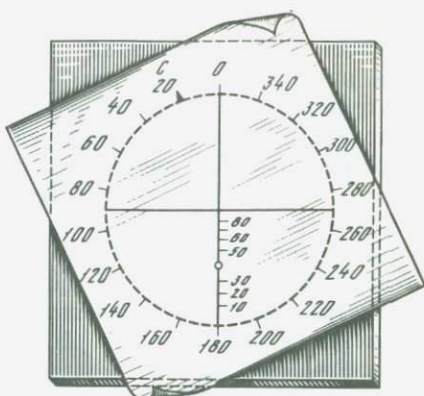
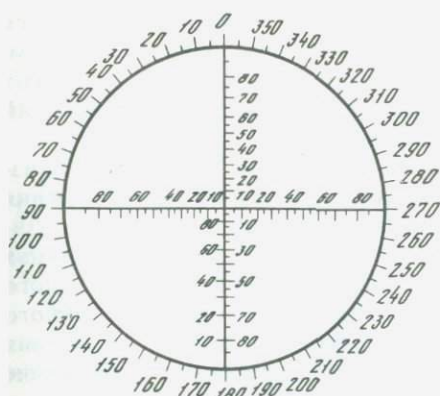


Рис. 63. Упрощенная палетка для построения круговых диаграмм по замерам линейных и плоскостных элементов геологической структуры (проекция стереографическая)

Рис. 64. Пример нанесения на круговую диаграмму линейного элемента геологической структуры. Ныряние по азимуту 20° под углом 40° на СВ. Проекция его пересечения с верхней полусферой показана точкой на вертикальном диаметре диаграммы

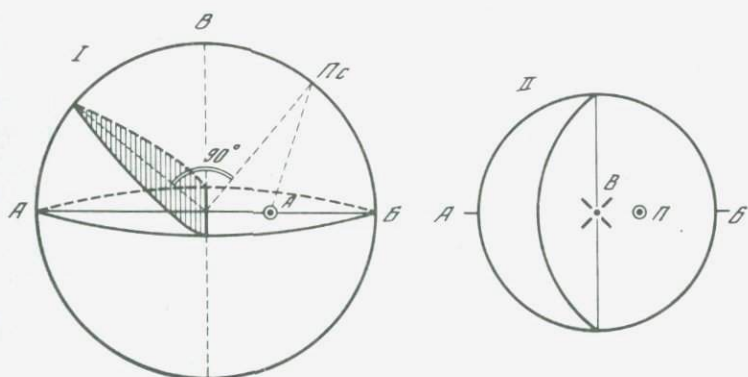


Рис. 65. Нанесение на круговую диаграмму плоскостного элемента геологической структуры

I — положение плоскостного элемента структуры в верхней полусфере (заштриховано). *Пс* — точка пересечения нормали (перпендикуляра) к плоскости с поверхностью полусферы; *П* — проекция этой точки на основание верхней полусферы; *П* — положение точки *П* на круговой диаграмме. Дуга большого круга — проекция линии пересечения плоскости с поверхностью полусферы

использовать упрощенные шаблоны. Окружность радиусом 10 см (как и сетки Вульфа и Шмидта) разбивается через 5° против часовой стрелки, каждый десятый градус отмечается соответствующей цифрой (рис. 63, Приложение III). Горизонтальный и вертикальный диаметры шаблона также разбиваются через 5° (от центра вниз и вверх и в обе стороны) в соответствии с расстояниями, подсчитанными для той или иной сетки (Вульфа или Шмидта). Для удобства пользования шаблон наклеивается на фанеру, в центре его помещается металлический штифт (тонкий гвоздь или булавка).

Замеры линейных элементов геологической структуры наносятся на восковку, на которой тушью начерчен круг радиусом 10 см. Она накальвается центром на штифт шаблона, который и служит центром ее вращения. Круг на восковке имеет штрих, отвечающий направлению "на север" будущей диаграммы.

При нанесении линейного элемента структуры, для которого известно положение в пространстве, восковку вращают до совпадения этого штриха с делением на окружности шаблона, отвечающим азимуту погружения линейного элемента. Значение угла погружения откладывают по столбцу цифр в нижней половине вертикального диаметра шаблона. Полученная точка отражает положение линейного элемента в пространстве. На рис. 64 приведен пример нанесения на диаграмму линейного элемента структуры, имеющего погружение под углом 40° по азимуту 20° .

Положение плоскости (например, трещины) в пространстве можно отобразить в виде проекции ее полюса, т.е. точки пересечения нормали (перпендикуляра) к этой плоскости с поверхностью полусферы. Рассмотрим принцип этой операции, пользуясь верхней полусферой (рис. 65).

Плоскость, элементы залегания которой известны, мысленно помещается в центр полусферы так, чтобы она пересекла по диаметру ее опорную плоскость (которая к тому же является и плоскостью проекции). Из центра полусферы восстанавливается нормаль (перпендикуляр) к проектируемой плоскости и продолжается до пересечения с поверхностью полусферы. Точка их пересечения проектируется на основание полусферы, подобно тому как это делается при нанесении линейных элементов геологической структуры. Если записаны азимут простирания, направление и угол падения плоскостного элемента, восковку с начерченным кругом вращают вокруг штифта шаблона до совпадения штриха "север" с делением на окружности шаблона, отвечающим азимуту простирания. Значение угла падения откладывается по горизонтальному диаметру шаблона вправо или влево в зависимости от направления падения. Если же для данного плоскостного элемента записаны азимут и угол падения, восковку поворачивают до совпадения обозначенного на ней штриха "север" с делением на периферии шаблона, соответствующим азимуту падения, а угол падения откладывают по вертикальному диаметру шаблона вверх от центра диаграммы.

Принцип нанесения на диаграмму положения в пространстве плоскостного элемента структуры показан на рис. 65, I, II. Точка на этой диаграмме является проекцией полюса плоскостного элемента структуры; проекция пересечения его с поверхностью полусферы отображается дугой большого круга. Положение ее на диаграмме определяется следующим образом. Восковку с нанесенной на нее точкой — проекцией нормали к плоскостному элементу структуры — накальвают на соответствующую сетку (Вульфа или Шмидта) так, чтобы эта точка пришлась на ее горизонтальный диаметр (рис. 66). По нему отсчитываются 90° и проводится дуга большого круга (т.е. линия меридиана), которая и будет проекцией линии пересе-

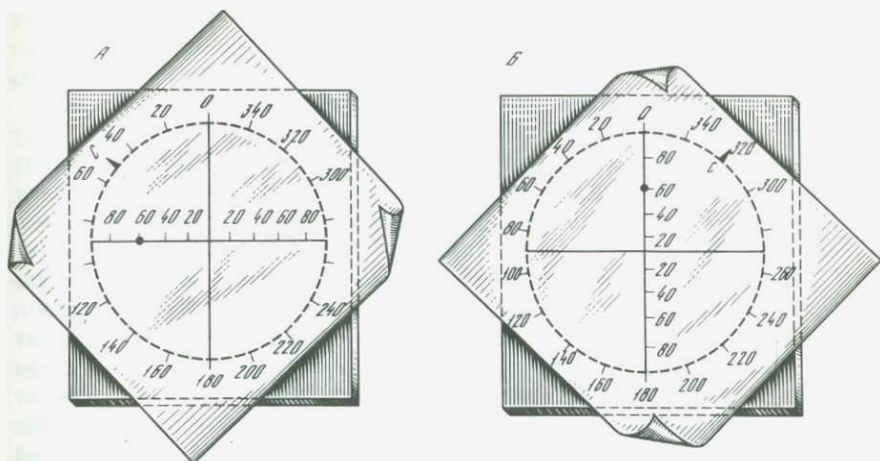


Рис. 66. Нанесение элемента залегания плоскости на сетку Вульфа с помощью упрощенной палетки

А — по азимуту простирания, направлению и углу падения (50° , падение СЗ $\angle 60^\circ$). Б — по азимуту и углу падения (320° , $\angle 60^\circ$). Проекция на основание верхней полусферы: полюс плоскости — жирная точка

чения плоскостного элемента структуры с поверхностью полусферы (см. рис. 65, II).

При статистическом измерении положения плоскостных элементов геологической структуры (трещин, рудоносных жил и прожилков и т.д.) следует азимуты их простираний записывать в северо-западных и северо-восточных румбах. Это исключает необходимость излишних поворотов восковки на шаблоне и упрощает нанесение их на диаграмму.

Нанесение проекций пересечения с полусферой линейных элементов и нормалей к плоскостным элементам (т.е. их полюсов) покрывает поле диаграммы многочисленными точками. Для выяснения возможных закономерностей их расположения, т.е. наличия определенных систем этих структурных элементов, требуется последующая обработка точечных диаграмм. Она сводится к определению количества точек в процентах (от их общего количества), приходящихся на 1% площади диаграммы. Для этого вначале подсчитывается абсолютное количество точек на 1% площади. Если работают с равноплощадной сеткой Шмидта, это делается очень просто. При принятом радиусе этой сетки в 10 см 1% ее площади соответствует площади кружка радиусом 1 см. Для подсчета точечная диаграмма на восковке накладывается на "миллиметровку" с поднятыми тушью интервалами через 1 см (Приложение IV). Палетка с прорезанным круглым окном радиусом 1 см (рис. 67, Приложение IV) перемещается по диаграмме так, чтобы каждый раз его центр совпал с узлами сантиметровых делений просвечивающей "миллиметровки". Подсчитывается каждый раз число точек, попадающих в это окошко, и в центре его на восковке ставится соответствующая цифра. Для подсчета точек, лежащих по периферии диаграммы, применяется линей-

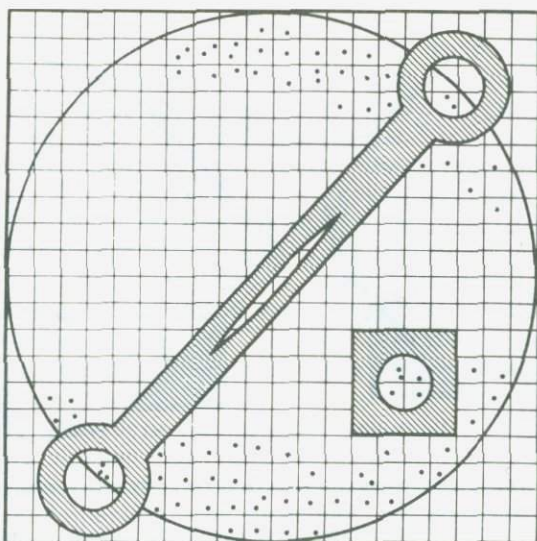


Рис. 67. Способ подсчета количества точек на единицу площади диаграммы, нанесенных с помощью сетки Шмидта (равноплощадная проекция). Палетка для центральных частей (квадратная) и для периферии

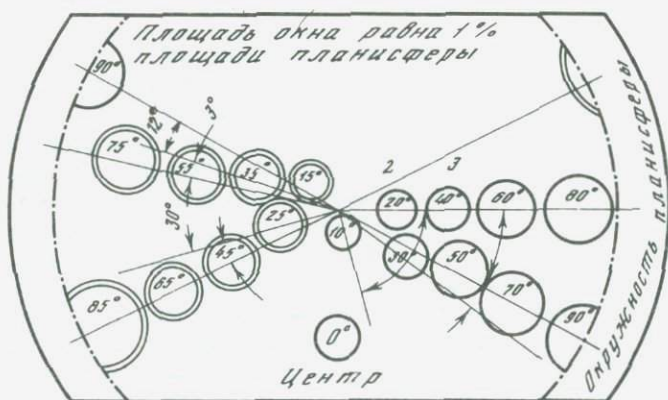


Рис. 68. Палетка Пронина. Трафарет для статистического подсчета густоты точек на стереографической проекции

ка с прорезанными на ее концах на расстоянии, равном диаметру сетки (т.е. 20 см), окнами, радиусом 1 см (Приложение V). Количество точек, покрываемых обоими окнами, суммируется и соответствующая цифра проставляется на обоих концах диаметра диаграммы. Принцип подсчета и указанные несложные приспособления (палетка с оконцем и линейка) показаны на рис. 67.

Обработка диаграмм существенно ускоряется, если точечную диаграмму на восковке, составленную с помощью сетки Шмидта, поместить на шаблон, покрытый сетью кружков радиусом 1 см, центром

которых служат узлы сетки в 1 см (Приложение VI). Этим устраняется необходимость перемещения кружка палетки по узлам шаблона-сетки.

Обработка точечных диаграмм ориентировки плоскостных элементов, составленных с помощью стереографической сетки Вульфа, требует введения поправки на разницу площадей, отвечающих одинаковым угловым значениям в разных участках диаграмм. Для упрощения этого процесса А.В. Пронин [117] предложил палетку, в которой окна-кружки, отвечающие 1% площади, имеют разные размеры в зависимости от величины угла падения (рис. 68, Приложение V). При построении этой палетки, помимо величин наклона плоскостей, учитывается также величина углового радиуса окна на полусфере, равная 1% ее площади. Расчет палетки Пронина дан в его статье [117], а также в пособии по микроструктурному анализу [76]. Цифровые значения радиусов окон, отвечающие 1% площади диаграммы для разных углов падения, приведены в табл. 3.

На палетке Пронина в правой части нанесены окна, соответствующие 1% площади диаграммы для интервалов, отвечающих градусным расстояниям от центра в целые десятки градусов, а в левой — для промежуточных значений (5—15—25° и т.д.). Внизу, около центра палетки, находится окно для подсчета точек, расположенных от центра диаграммы на расстоянии, соответствующем первым градусам.

Для подсчета кальку с нанесенными на нее точками закрепляют на круговой шаблон. Поверх накальвуют палетку Пронина с прорезанными окнами и, последовательно вращая ее, подсчитывают число точек, перекрываемых каждым окном. Очевидно, что такой подсчет можно вести, также вращая восковку, наложенную (наколотую) на палетку Пронина с непрорезанными окнами.

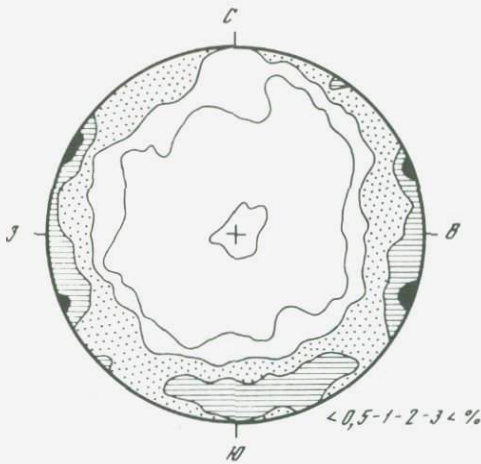
Для участков близ периферии диаграммы (с градусным расстоянием от 90 до 50°) достаточное перекрытие площади получается при поворотах палетки Пронина (или восковки относительно нее) на 12°. С приближением к центру угол поворота можно увеличивать, начиная с угла 40°, на 24°, для угла 20° — на 30°, а для угла 10° — до 72°.

Вывод этих зависимостей дан в статье А.В. Пронина [117], а также в пособии по микроструктурному анализу [76]. Цифровые значения радиусов кружков, отвечающих 1% площади для разных углов падения на палетке Пронина, приведены в упомянутой ранее табл. 1.

Обработка точечных круговых диаграмм, составленных с помощью сетки Вульфа, значительно упрощается, если точечную диаграмму на восковке поместить на шаблон, покрытый сетью кружков, радиусы которых и расстояние между их центрами рассчитаны с поправкой на искажение площади диаграмм (Приложение VII). Обработка точечных диаграмм с помощью такого шаблона проводится так же, как и при работе с сеткой Шмидта (см. выше).

В результате такого подсчета диаграмм, составленных с помощью сетки либо Вульфа, либо Шмидта, все поле их покрывается цифрами, указывающими на абсолютное количество точек, приходящихся на 1% площади. Чтобы легче было сравнивать диаграммы, построенные по разному количеству замеров, абсолютные значения точек

Рис. 69. Диаграмма ориентировки трещин. 300 измерений. Изолинии проведены через 0,5—1—2—3%



заменяют на значения их в процентах относительно общего количества. Полученные цифровые данные наносятся на чистой восковке вместо цифр, показывающих абсолютное количество точек. Дальнейшая обработка диаграмм сводится к проведению изолиний, выделяющих поля с различной плотностью точек. Обычно вначале оконтуривают поле с плотностью 0,5%; в его пределах очерчивают контур, ограничивающий поле в 1%, далее 2, 3, 5% и т.д. в зависимости от плотности точек. При этом надо следить, чтобы на противоположных сторонах диаграммы по диаметру сбивались одинаковые изолинии.

Для наглядности поля разных плотностей выделяют различной штриховкой (рис. 69), а поле наибольшей плотности заливают тушью. Если плоскостные элементы структуры в своем расположении проявляют какую-либо закономерность, например образуют определенные системы, то в результате такой обработки диаграмм на них проявляются максимумы ориентировки. Интерпретация этих максимумов производится путем сопоставления их положений с данными геологической съемки поверхности и подземных горных выработок.

Для сравнения положения максимумов точек — проекций каких-либо элементов геологической структуры — нужно определить их центры тяжести. Обычно это делается на глаз по форме уже оконтуренного максимума. Более точно определить положение центра тяжести, а вместе с тем и точнее провести контур максимума можно путем дополнительного перекрытия на точечной диаграмме участков скопления точек, перемещая окошечко для подсчета (если пользуются равноплощадной сеткой) либо поворачивая на небольшие углы наложенную на диаграмму палетку Пронина. Центры этих кружков дадут дополнительную цифру, выражающую плотность точек.

Несколько замечаний о применении различных проекций для обработки статистических данных по ориентировке элементов геологической структуры. Ранее было сказано, что для этих целей можно пользоваться как равноплощадной проекцией Шмидта, так и стерео-

графической сеткой Вульфа. Но все же последняя имеет определенное преимущество. При анализе диаграмм ориентировки, помимо сравнения положения центров тяжести максимумов, весьма важное значение имеет и их форма. Сетка Вульфа конформная, она правильно отражает форму максимумов на полусфере. На диаграммах, полученных с помощью равноплощадной проекции, максимумы сильно искажены, особенно по периферии диаграммы, где они сильно вытягиваются по окружности.

3. АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ ДИСЛОЦИРОВАННЫХ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

Определение ориентировки шарниров складок

При изучении эндогенных рудных месторождений, приуроченных к слоистым складчатым толщам, прежде всего важно знать положение в пространстве шарниров отдельных складок на разных интервалах их простираения. В случае простой плоской деформации они параллельны оси B структуры, а соответственно и линии пересечения разрывов, сопряженных со складчатостью. Положение шарнира складки часто определяет размещение и склонение рудных тел и оруденения в целом. Особое значение это имеет для наиболее распространенных в природе складок изгиба со скольжением, определяющих положение седловидных, нередко многоярусных рудных тел. Немаловажное значение имеет это и для месторождений трещинного типа. Как показали Е.П. Малиновский и В.Ф. Чернышев [164], в районах развития сложной складчатости существует определенная зависимость между положением шарниров разновозрастных складок и развитием оруденения.

Если в слоистой рудовмещающей толще имеется маркирующий горизонт, положение шарниров и поведение их по простираению складок обычно достаточно четко вырисовываются при детальном геологическом картировании. Если же такой горизонт отсутствует либо район плохо обнажен, что не позволяет детально изучить область замыкания складки, положение шарнира можно определить косвенным путем, с помощью простых построений на сетке Вульфа.

Этот способ помогает и при расшифровке сложной складчатости, когда в пределах изучаемой площади распространены складки нескольких систем, различающихся положением шарниров.

Рассмотрим такое построение на примере горизонтальной цилиндрической складки. Принцип его показан на рис. 70,а. Каждый замер элементов залегания в разных частях складки отражает положение того или иного пласта слагающих ее пород в данной точке. Замеры, сделанные на крыльях и в приосевой части цилиндрической складки, на проекции полусферы (сетки Вульфа), отражаются в виде пояса точек (или "пояса слоистости"), расположенного по ее диаметру — проекции экватора полусферы. Линия, перпендикулярная этому поясу, т.е. совпадающая с другим диаметром проекции, будет соответствовать шарниру или оси B складки (см. рис. 70, А, II).

Если проекции точек, отражающие элементы залегания антиклинальной складки в области ее периклинального замыкания (т.е. пояс

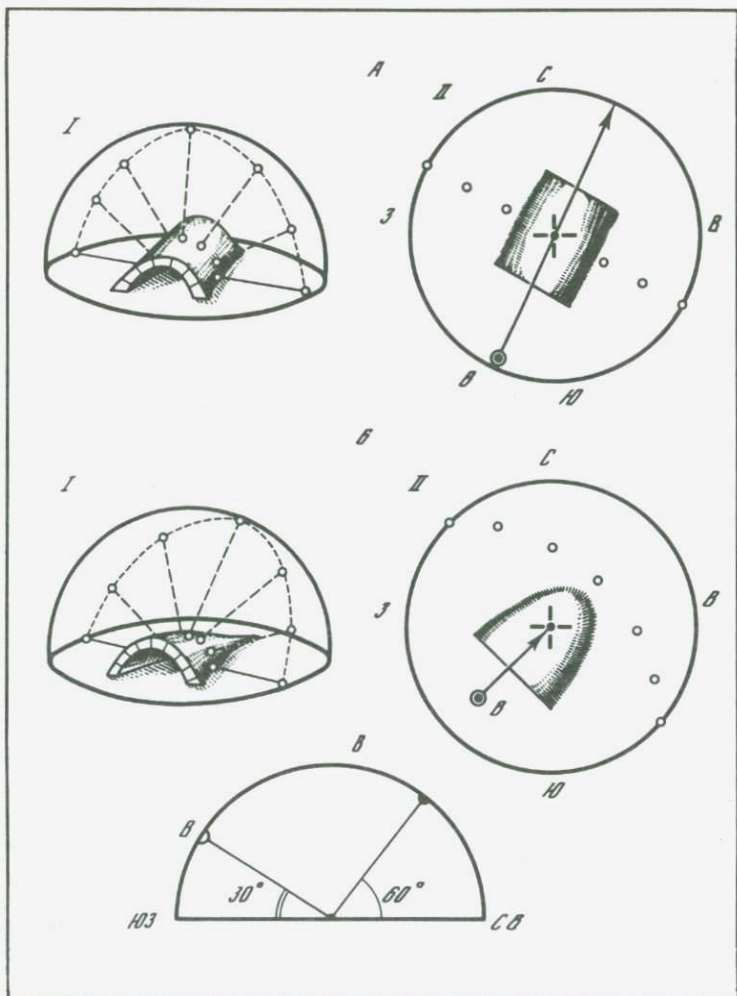


Рис. 70. Определение положения в пространстве шарнира складок

А — антиклинальной цилиндрической складки; *Б* — антиклинальной складки в области ее периклинального замыкания; *И* — принцип проектирования элементов залегания на верхнюю поверхность полусферы; *II* — результаты проектирования на стереографической проекции; *В* — вид на полусферу (для *II*) в вертикальной плоскости, проходящей через шарнир складки

слоистости), расположатся на диаграмме по дуге большого круга, наклоненного к югу под углом 60° , как показано на рис. 70, *Б, В*, то шарнир такой складки, т.е. нормаль к плоскости круга, погружается к северу под углом 30° (см. рис. 70, *Б, II*).

Если замеры элементов залегания в складке много, то благодаря неровностям поверхности крыльев либо вследствие их местных изгибов на диаграмме получается разброс отражающих их точек в широком поясе. Тогда дуга большого круга, соответствующая поясу

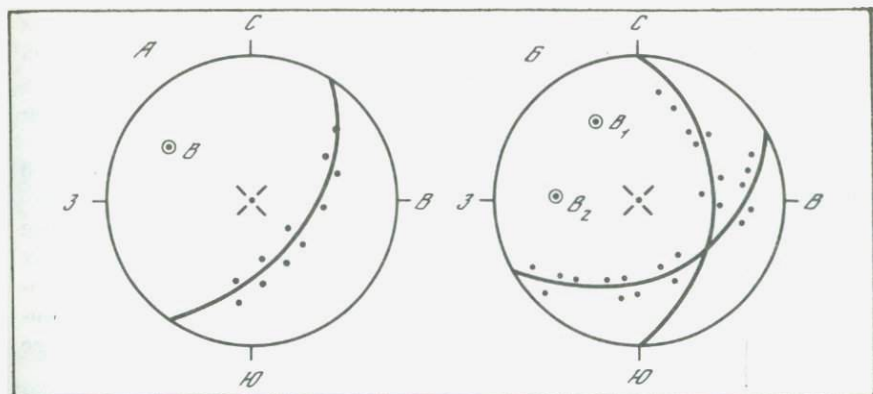


Рис. 71. Нахождение положения шарнира (оси B) складок при разбросе замеров элементов залегания пластов в связи с неровностями их поверхности

A — складчатость имеет одно простирание; B — две системы складок с положениями шарниров B_1 и B_2 . Положение шарнира B_2 установлено по замерам элементов залегания слоев только в северном крыле складки

слоистости, проводится по среднему их положению (рис. 71, A). Таких поясов может быть несколько. В подобных случаях предполагается, что имеются сложные складки. Об анализе таких складок можно узнать из сказанного ниже.

Геометрический анализ сложной складчатости слоистых толщ

При изучении конкретных рудных полей необходимо учитывать неоднородность их строения. Е.П. Малиновский и В.Ф. Чернышев [164], следуя указаниям Ф. Тернера и Л. Вейса (цит. по [48]), рекомендуют проводить изучение структур отдельно для каждого из однородных блоков с естественными границами либо для доменов — участков с условными границами, характеризующихся во всех частях сходным положением в пространстве различных тектонических элементов.

Такие участки иногда можно выделить уже при проведении детальной геологической съемки, когда шаг за шагом статистически фиксируются элементы залегания слоистости, сланцеватости, разрывных нарушений, положение рудных тел, контактов и т.д. Чаще это удастся сделать лишь при рассмотрении уже готовых детальных геологических карт рудных полей, на которых возможно полно зафиксированы эти элементы структуры.

Задача исследования сводится к тому, чтобы в пределах каждого такого блока или домена установить ориентировку главных осей деформации (или осей напряжения), прежде всего средней оси B — наиболее важного элемента, характеризующего общий план деформации.

Положение оси B , т.е. шарнира складчатых форм, развитых в данном участке рудного поля, определяется статистически с использованием всех замеров элементов залегания слоистости в пределах

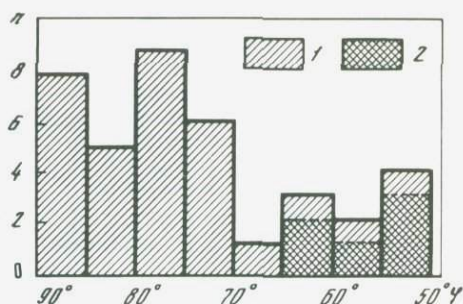
выделенного участка — блока или домена. Это делается путем указанного выше несложного построения с помощью сетки Вульфа (см. рис. 71). Плоскость AC перпендикулярна оси B , причем ось A (так же как и ось B) лежит в осевой поверхности складчатых форм, а ось C перпендикулярна этой поверхности.

Соответственно устанавливается положение и этих главных осей деформации данного участка. Но, как уже отмечалось выше, в пределах рудных полей нередко проявляются складки двух и более направлений. Это может быть следствием развития поперечных изгибов складок и связано с тем же процессом складкообразования, что и положение основных осей складок. Но дополнительные складки могут возникнуть и в результате наложения более позднего этапа складкообразования.

При геологической съемке проявление двух (а то и более) систем мелких складок часто не отображается. Но это может отчетливо выявиться путем обработки массовых замеров элементов залегания слоистых толщ на стереографической проекции (с помощью сетки Вульфа). В таких случаях точки на диаграмме, отражающие залегания пород, группируются по двум (или более) дугам большого круга, как это показано на рис. 71, Б.

При наличии двух направлений осей B , т.е. шарниров складок, важно знать, какое из них является основным. Обычно это бывает нетрудно выяснить, поскольку основные складки следуют общему простиранию складчатости в данном районе. Значительно труднее установить, связаны ли дополнительные складки с основным процессом складкообразования, т.е. обусловлены ундуляцией их шарниров, либо они более молодые, связаны с последующим этапом деформации. Согласно Е.П. Малиновскому и В.Ф. Чернышеву [164], молодая складчатость, наложенная на более древнюю, обычно проявляется флексуорообразным изгибанием осевых поверхностей, а соответственно и крыльев ранних складок. При этом статистически шарниры ранних складок описывают в пространстве коническую поверхность, располагаясь на стереографической поверхности по дуге малого круга, осью вращения которого является ось B молодой наложенной складчатости. Эти авторы подчеркивают, что рассматриваемый метод изучения складчатых толщ может оказать определенную помощь при прогнозировании оруденения в пределах рудного поля. Оруденение проявляется в тех доменах, где наряду с шарниром, отражающим складчатость раннего этапа, выражены также шарниры, соответствующие позднему этапу складчатости. Оруденелые блоки и домены характеризуются наименьшими углами между осями B_1 и B_2 . По данным этих авторов, в пределах рудного поля Матаамбре (Куба) углы между осями B_1 и B_2 (углы φ) рудоносных доменов изменяются в пределах $50-60^\circ$ при наибольшем значении угла погружения оси B_2 . При этом отмечается почти полное совпадение ориентировки длинных осей рудных тел с этой осью. Близкие значения углов φ для складок раннего и позднего этапов отмечены и на ряде рудных полей Средней Азии и Кавказа. Так, на скарново-шеелитовом месторождении Джилау этот угол равен 58° , на месторождении Тыр-

Рис. 72. Рудное поле Матаамбре (Куба). Гистограмма частоты встречаемости (n) доменов с определенной величиной угла φ между осями B_1 (продольная складчатость) и B_2 (поперечная складчатость). По Е.П. Малиновскому и В.Ф. Чернышеву (1980 г.)
1 — безрудные домены; 2 — рудовмещающие домены



ныауз и на халькопирит-арсенопиритовом месторождении Тарор он не превышает 50° , а на скарново-полиметаллическом месторождении Кансай он не более 60° .

По мнению этих авторов [164], такая особенность строения рудовмещающих блоков не случайна. Блоки и домены со средними значениями углов между шарнирами ранних и поздних складок наиболее интенсивно и сложно деформированы, характеризуются развитием многочисленных соскладчатых и наложенных на складчатость трещин и соответственно более проницаемы для рудоносных растворов.

Охарактеризованный метод изучения дислоцированных слоистых толщ с успехом может быть использован при проведении геологосъемочных работ и прогнозировании размещения рудных тел.

Сказанное иллюстрируется диаграммой, показывающей зависимость оруденения от особенностей строения разных блоков рудного поля Матаамбре (рис. 72).

4. УСТАНОВЛЕНИЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПО РАЗРЫВНЫМ НАРУШЕНИЯМ

Выяснение этих параметров разрывных нарушений имеет важное значение при изучении рудных месторождений. Оно является основной задачей, когда требуется выяснить, где искать часть рудного тела, смещенную послерудным нарушением. Немаловажное значение имеет и установление направления перемещений по рудоносным разрывам в процессе развития оруденения. Это способствует выяснению закономерностей размещения минерализации разных стадий в пределах месторождения и рудного поля и в ряде случаев дает возможность предсказать положение в рудоносных разрывах обогащенных участков, приуроченных к местам их искривлений по простиранию и падению.

Направление и амплитуду перемещения по разрывному нарушению можно выяснить различными методами. Они освещены в ряде специальных руководств и пособий и подробно рассматриваются в обобщающей работе И.П. Кушнарера [69]. Мы приведем лишь некоторые способы решения этих вопросов. Такими являются:

1. Визуальное наблюдение над перемещением над разрыву пласта, дайки или более ранней рудной жилы либо контакта двух пород.
2. Построение по смещению двух жилообразных тел (даек, более ранних рудных жил и т.п.), падающих в разные стороны.
3. Построение по положению оперяющих трещин.

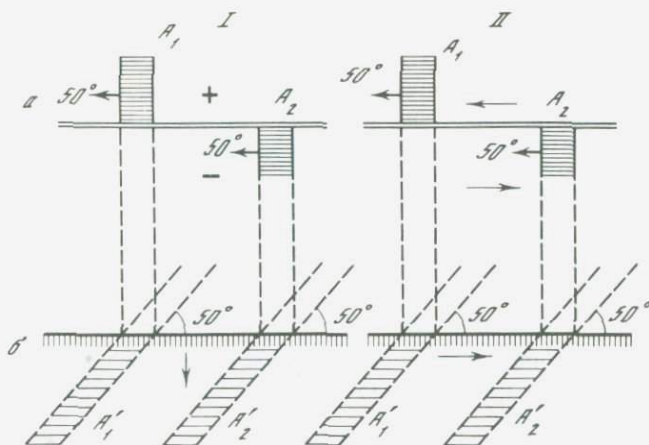


Рис. 73. Смещения дайки (заштриховано) по сбросу (I) и сдвигу (II)

a — план: A_1 — положение дайки в лежачем, A_2 — в висячем боках разлома; *b* — разрез: A'_1 и A'_2 — следы пересечения дайки в лежачем и висячем боках разлома в проекции на вертикальную плоскость. Стрелками показано направление относительного перемещения участков дайки

4. Наблюдение над загибами пластов или плоскостей сланцеватости.
5. Построение по положению приразломных складок волочения.
6. Микроструктурный анализ.

О направлении и тем более об амплитуде перемещения по разрыву пласта, контакта двух пород либо жилообразного тела можно судить лишь в том случае, если, помимо положения разобщенных участков их по ту и другую стороны разрыва, известна также и линия скольжения, т.е. перемещения в его плоскости. В самом деле, аналогичное положение относительно разрывного нарушения могут иметь смещенные части таких тел и при сбросе, и при сдвиге, и при перемещении иных типов. Это нетрудно видеть на прилагаемой схеме (рис. 73).

Положение линии скольжения в зоне разрывного нарушения можно установить путем наблюдений над бороздами скольжения на его поверхностях. Наклон ее определяется непосредственным измерением угла падения борозд скольжения (в проекции на вертикальную плоскость). Направление же относительного перемещения можно установить, проводя по той или иной его поверхности ладонью. Движение ладони не будет задерживаться зазубринами, если проводить ею в направлении перемещения прилегающего к этой поверхности блока пород. По образцу, изображенному на рис. 74, взятому из лежачего бока разрывного нарушения и ориентированному соответственно положению его поверхности, по бороздам скольжения устанавливается, что блок пород лежачего бока относительно висячего бока перемещался влево.

Если имеют дело с рудоносным нарушением и требуется выяснить направление движения по нему в процессе рудоотложения, то нужно быть уверенным, что борозды скольжения на его стенках не связаны

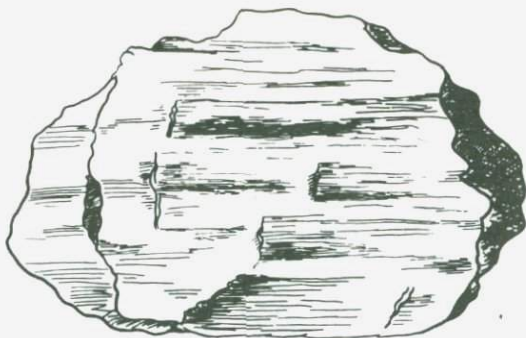


Рис. 74. Зарисовка образца породы, взятого из лежащего бока крутопадающего сдвига. Хорошо видны борозды скольжения. По положению зазубрин устанавливается, что блок пород висячего бока разлома перемещался вправо

с послерудными перемещениями. Для решения поставленной задачи могут быть использованы лишь борозды скольжения на вмещающей породе, с которыми рудная (или жильная) масса плотно срастается (т.е. они как бы сварены между собой). В таких случаях можно отбить образец, включающий и породу и рудную массу.

Вместе с тем надо учитывать, что перемещения по разрывным нарушениям проявляются очень сложно, часто меняя направления. Соответственно и борозды скольжения имеют разное положение даже на недалеко отстоящих участках. В таких случаях общее направление перемещения приходится определять путем статистического измерения их направления и углов падения.

При отсутствии штрихов и борозд скольжения А.А. Белицкий [8] рекомендует использовать изредка наблюдающуюся мелкую волнистость (гофрировку) на поверхности стенки разрыва. Он указывает, что линия движения обычно перпендикулярна к осям этой волнистости. Подобное соотношение мелкой волнистости на поверхностях сланцеватости в пластах кристаллических сланцев и направления движения было показано на примере месторождения Кти-Геберда с помощью микроструктурного анализа [128].

Если известны направление перемещения по разрывному нарушению и положение в плане смещенных по нему частей пласта породы, дайки, рудоносной жилы либо контакта двух пород, нетрудно графически определить общую амплитуду перемещения, а также вертикальную и горизонтальную составляющие (табл. 3).

Пример соответствующего построения приведен на рис. 75. Верхняя часть рисунка представляет план участка. Дайка, падающая под углом 60° , пересекается под острым углом (50°) со смещением разломом, имеющим угол падения 50° . Разобщенные отрезки дайки A_1 и A_2 показаны частой штриховкой. Борозды скольжения на поверхностях разлома наклонены под углом 55° ; по ним устанавливается перемещение висячего бока по типу сбросо-сдвига.

Для определения амплитуды перемещения построим (в том же масштабе, что и план) вертикальный разрез — проекцию плоскости

Таблица 3

Поправки угла падения при пересечениях не перпендикулярных к простиранию пластов (по В.А. Обручеву [95])

Истинный угол падения, град	Угол между простиранием и линией пересечения, град							
	80	75	70	65	60	55	50	45
10	9°51'	9°40'	9°24'	9°05'	8°41'	8°13'	7°41'	7°06'
15	14 47	14 31	14 08	13 39	13 34	12 28	11 36	10 04
20	19 43	19 23	18 53	18 15	17 30	16 36	15 35	14 25
25	24 48	24 15	23 39	22 55	22 00	20 54	19 39	18 15
30	29 37	29 09	28 29	27 37	26 34	25 18	23 51	22 12
35	34 36	34 04	33 21	32 24	31 13	29 50	28 12	26 20
40	39 34	39 02	38 15	37 15	36 00	34 30	32 44	30 41
45	44 34	44 01	43 13	42 11	40 54	39 19	37 27	35 16
50	49 34	49 01	48 14	47 12	45 54	44 17	42 23	40 07
55	54 35	54 04	53 19	52 18	51 03	49 29	47 35	45 17
60	59 37	59 08	58 26	57 30	56 19	54 49	53 00	50 46
65	64 40	64 14	63 36	62 46	61 42	60 21	58 40	56 36
70	69 43	69 21	68 49	68 07	67 12	66 08	64 35	62 46
75	74 47	74 30	74 05	73 32	72 48	71 53	70 43	69 14
80	79 51	79 39	79 22	78 59	78 29	77 51	77 02	76 00
85	84 56	84 50	84 41	84 29	84 14	83 54	83 29	82 57
89	88 59	88 58	88 56	88 54	88 51	88 47	88 42	88 35

Пример. Направление обнажения образует с простиранием дайки угол 40°. Видимый угол падения дайки 50°. В вертикальном столбце для 40° находим 48°04' и 54°02', соответствующие истинным углам падения 60 и 65°. Истинное падение дайки будет 61°, точнее, 61°37'.

разрыва и нанесем на него след пересечения дайки в той и другой его стенках. Поскольку разлом сечет дайку под острым углом, по табл. 3 определяем угол ее падения, как он виден на вертикальной проекции разлома. Для истинного угла ее падения, равного 60°, при угле пересечения 50° он будет равен 53°05'. Округляя до 53°, отстраиваем положение следов пересечения отрезков дайки на обеих стенках разлома (показаны редкой штриховкой, отрезки A_1^1 и A_2^1). Соединяя следы висячих боков обоих отрезков дайки линией, параллельной направлению борозд скольжения, получаем амплитуду смещения по разлому в вертикальной проекции его плоскости. Это будет линия C_1C_2 . Горизонтальная и вертикальная составляющие ее будут соответственно C_1E и EC_2 .

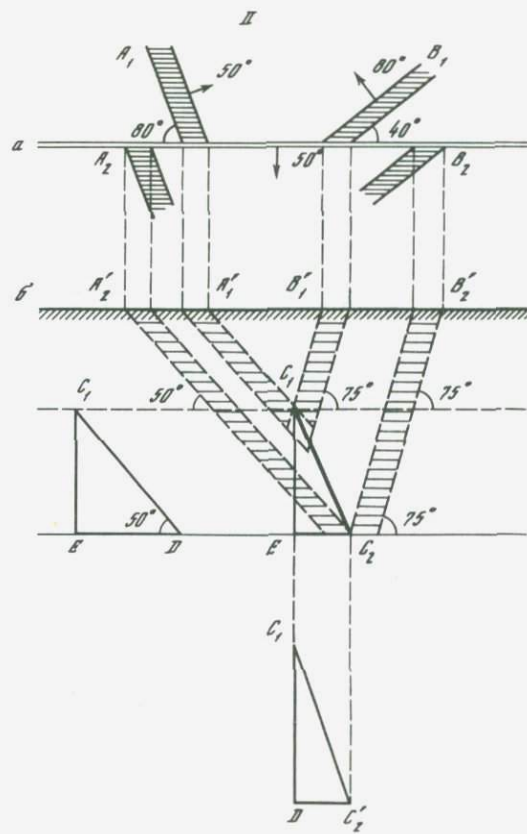
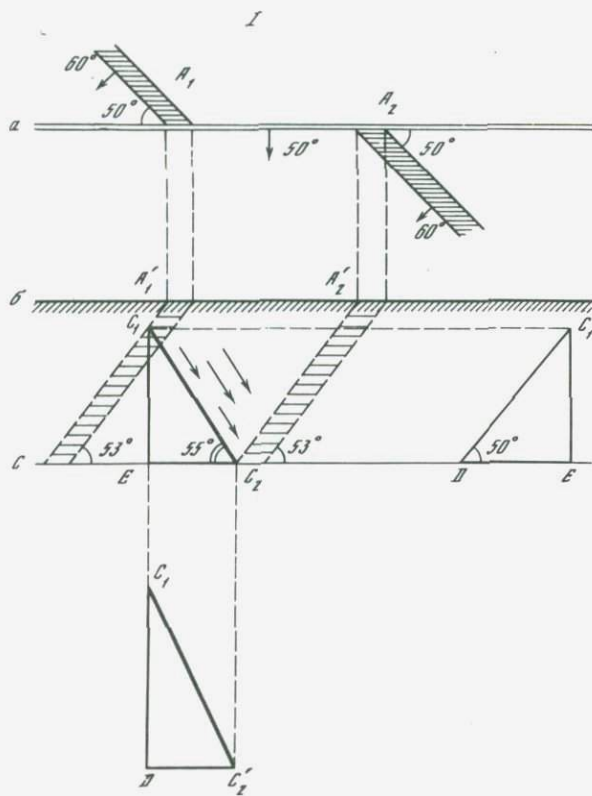
Для определения амплитуды перемещения в плоскости разлома делаем дополнительное построение. Вычерчиваем прямоугольный треугольник, высота которого равна C_1E , т.е. проекции амплитуды вертикальной составляющей на вертикальном разрезе, а противолежащий угол соответствует углу падения разлома. Гипотенуза этого треугольника C_1D покажет величину вертикальной амплитуды перемещения в плоскости разлома. Истинная амплитуда и положение линии косога перемещения определятся как гипотенуза прямоугольного треугольника с катетами C_1D и DC_2^1 , т.е. линией C_1C_2 .

Истинный угол падения, град	Угол между простиранием и линией пересечения, град							
	40	35	30	25	20	15	10	5
6°28'	5°46'	6°02'	4°15'	3°27'	2°37'	1°45'	0°53'	10
9 46	8 44	7 38	6 28	5 14	3 33	2 40	1 20	15
13 10	11 48	10 19	8 45	7 06	5 23	3 37	1 49	20
16 41	14 58	13 07	11 09	9 03	6 53	4 37	2 20	25
20 21	18 19	16 06	13 43	11 10	8 30	5 44	2 53	30
24 14	21 53	19 18	16 29	13 28	10 16	6 56	3 30	35
28 20	25 42	22 45	19 31	16 06	12 15	8 17	4 11	40
32 44	29 50	26 33	22 55	18 53	14 30	9 51	4 59	45
37 28	34 21	30 47	26 44	22 11	17 09	11 41	5 56	50
42 33	39 20	35 32	31 07	26 02	20 17	13 55	7 06	55
48 04	44 47	40 54	36 14	30 29	24 08	16 44	8 35	60
54 02	50 53	46 59	42 11	36 15	29 02	20 25	10 35	65
60 29	57 36	53 57	49 16	43 13	35 25	25 30	13 28	70
67 22	64 58	61 49	57 37	51 55	44 01	32 57	18 01	75
74 40	72 75	70 34	67 21	62 43	55 44	44 33	26 18	80
82 15	81 20	80 05	78 19	75 39	71 20	63 15	44 54	85
88 27	88 15	88 0	87 38	87 05	86 09	84 15	78 41	89

Нами был рассмотрен более общий случай, когда разлом пересекает дайку под острым углом. Если между простиранием дайки и разлома угол равен 90°, вводить поправку на угол падения дайки при построении разреза, конечно, не требуется.

При пересечении разрывным нарушением каких-либо двух удлиненных тел, имеющих разные элементы залегания, простым построением определяются и положение линии скольжения и общая амплитуда перемещения. Пример такого построения приведен на рис. 75, II.

Две дайки, падающие в разные стороны под углами 50 и 80°, пересекаются со смещением разломом, образующим с ними в плане соответственно углы 80 и 40°. В лежачем боку разлома расположены отрезки этих даек A_1 и B_1 , а в висячем — A_2 и B_2 (все показано частой штриховкой). Подобно предыдущему примеру, делаем вертикальный разрез — проекцию плоскости разлома. Наносим следы пересечения даек на обеих стенках, введя поправки на углы падения по табл. 3. Для дайки A угол падения, видимый на вертикальном разрезе, будет 50° (т.е. тот же, что и истинный), а для дайки B — 74°50', или округленно 75°. Полученные проекции даек (отмечены редкой штриховкой) попарно продолжаем до пересечения. Линия C_1C_2 , соединяющая точки пересечения следов обеих даек, будет соответствовать положению линии скольжения и покажет



амплитуду перемещения в вертикальной проекции плоскости разлома. Очевидно, что в рассмотренном примере висячий бок по разлому опущен при небольшой горизонтальной составляющей. С помощью дополнительного построения из треугольника $BC_1C_2^1$ получаем линию $C_1C_2^2$, выражающую положение линии скольжения и амплитуду перемещения в плоскости разрывного нарушения.

По положению оперяющих трещин при отсутствии каких-либо других данных можно определить лишь направление относительного перемещения блоков пород, прилегающих к разрывному нарушению. Образование оперяющих трещин обусловлено движениями по основному разрыву. Соответственно линия их сопряжения закономерно связана с направлением перемещения, т.е. с положением линии скольжения. В разд. 1 гл. I было отмечено, что стрелка, показывающая направление перемещения по основному разлому, повернута острием в острый угол, образованный поверхностью этого разлома и оперяющей трещиной отрыва. Отсюда, зная положение линии сопряжения оперяющих трещин отрыва и основного разлома, можно выяснить направление перемещения вдоль него. Это легко выполнить путем простого построения с помощью сетки Вульфа.

Пример решения такой задачи приведен на рис. 76. Плоскости основного разрывного нарушения (80° , падение ЮВ $\angle 70^\circ$) и оперяющей трещины отрыва (30° , падение ЮВ $\angle 80^\circ$) нанесены на проекцию полусферы. Дуги большого круга выражают их пересечение с полусферой, а хорды (по диаметрам сетки) являются следами пересечения их с основанием полусферы.

Линия пересечения обеих плоскостей, показанная на чертеже жирной чертой, наклонена по азимуту 122° под углом 68° . От места пересечения дуг большого круга, отражающих пересечение плоскости разлома и оперяющих трещин с полусферой, по дуге, соответствующей основному нарушению, откладываем 90° . Получаем точку, которая соответствует точке пересечения с полусферой линии скольжения по данному разрывному нарушению. Она расположена в его плоскости и наклонена по азимуту 74° под углом 25° .

Формирование рудных месторождений представляет собой сложный процесс, развивающийся во времени, обычно при последовательном проявлении ряда стадий минерализации, на фоне перемещений, способствующих приоткрыванию разрывных нарушений. Поэтому при изучении истории развития структуры месторождения нужно знать направление перемещений раздельно для каждой стадии процесса и соответственно внимательно изучать и сопоставлять выполнения опе-

←

Рис. 75. Определение направления и амплитуды смещения даек по разлому

I — смещена одна дайка, известно положение борозд скольжения; *II* — смещены две дайки, имеющие разные элементы залегания. *a* — план; *b* — вертикальная проекция плоскости разлома и дополнительные построения. A_1B_1 и A_2B_2 — отрезки смещенных даек в лежачем и висячем боках разлома; $A_1'B_1'$ и $A_2'B_2'$ — следы ограниченных разломом отрезков даек в лежачем и висячем его боках. Линия с зубчатой оторочкой — проекция земной поверхности; C_1C_2 — общая амплитуда перемещения, отнесенная к вертикальной проекции разлома; C_1E и EC_2 — вертикальная и горизонтальная составляющие; $C_1C_2^1$ — положение линии скольжения и общая амплитуда перемещения в плоскости разлома

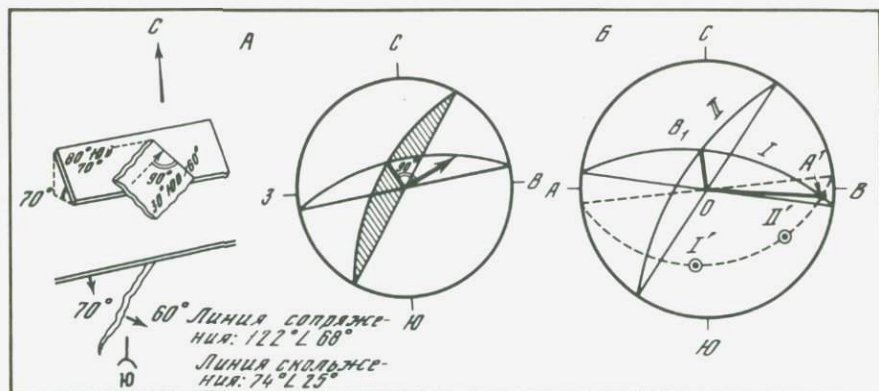


Рис. 76. Определение ориентировки линии скольжения в плоскости разлома

А — по положению оперяющих трещин отрыва. Линия сопряжения разлома и оперяющей трещины под азимутом 122° , падение $\angle 68^{\circ}$. Линия скольжения располагается в плоскости разлома и образует с линией сопряжения угол 90° . Она проходит под азимутом 74° , падение $\angle 25^{\circ}$; Б — по положению пояса трещин [37]: АВ (I) — плоскость сместителя; I' — полюс этой плоскости; II — плоскость оперяющей трещины; II' — полюс этой плоскости. Штриховой линией показана проекция плоскости пояса трещин на верхней полусфере

ряющих трещин отрыва и основного разрывного нарушения. Следует иметь в виду, что при перемещении по разлому в направлении, близком предшествующему, часто унаследуются ранее образованные оперяющие трещины (как это видно на примере Главной зоны рудного поля Чукур-Джилга) [72]. В таких случаях неоднократные перемещения и их направления фиксируются лишь по соотношениям жил, выполняющих эти трещины.

Если же последующие движения по разлому имеют иное направление, чем в предыдущий этап его развития, могут возникнуть оперяющие трещины иных направлений.

Выявлению неоднократных перемещений может оказать помощь так называемый способ поясов трещиноватости, предложенный В. Н. Даниловичем [37].

На проекцию полусферы (по автору — на сетку Шмидта) наносятся плоскость сместителя и статистически определенные плоскости оперяющих трещин. Метод предполагает наличие и трещин отрыва, и трещин скалывания. Но чаще достоверно можно говорить лишь об одной системе — трещинах отрыва. Конечно, наносить трещины можно и с помощью сетки Вульфа. Это даже лучше, поскольку она более правильно отражает соотношения углов и форму максимумов.

На проекции полусферы полюса плоскостей сместителя и оперяющих трещин расположатся вдоль дуги большого круга, образуя "пояс трещиноватости" (см. рис. 76, Б). Линия, соединяющая центр диаграммы с точкой пересечения проекции на полусфере плоскости сместителя (АВ) и плоскости пояса (точка D), соответствует линии движения по разлому. Она перпендикулярна линии сопряжения проекции плоскости сместителя и оперяющих трещин (т.е. линии OB_1). При ином направлении перемещения в плоскости сместителя пояс трещино-

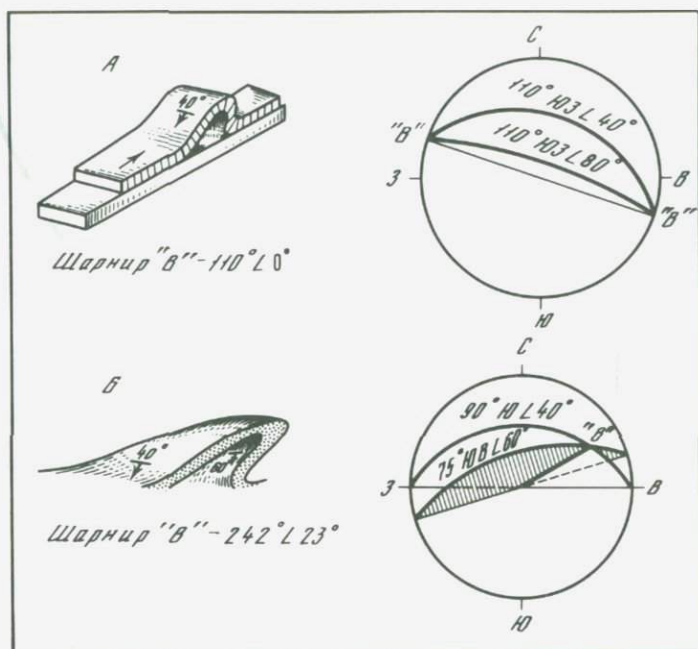


Рис. 77. Определение положения шарнира складки волочения и установление направления перемещения, обусловившего ее возникновение

А — при одинаковом простирании обоих крыльев. Шарнир лежит в горизонтальной плоскости. Линия движения — в плоскости пласта и направление — в сторону наклона складки; *Б* — при разных азимутах простирания крыльев. Шарнир погружается по азимуту 242° . Линия движения — в плоскости пласта направлена под углом 90° к шарниру в сторону наклона складки

ватости будет иметь другое положение. Так по оперяющим трещинам выявляется неоднократность перемещений по разлому. Последовательность их проявления определяется путем наблюдений над возрастными соотношениями трещин, выполненных разными минеральными образованиями.

По положению приразломных складок волочения направление перемещения можно определить исходя из того, что линия движения, лежащая в плоскости нарушения, ориентирована перпендикулярно к проекции на нее шарнира складки, а направление определяется наклоном ее осевой поверхности.

Решить эту задачу можно также с помощью простого построения. Поскольку положение шарнира складки непосредственно измерить не всегда удастся, можно использовать замеры элементов залегания ее крыльев, как это было показано ранее. Примеры определения направления перемещения по разлому с использованием складок волочения показаны на рис. 77.

Приближенно направление перемещения по разрывному нарушению, пересекающему слабо консолидированную слоистую толщу, можно определить по загибам пластов около него. Изгибание пласта около разрыва можно рассматривать как разорванную им флексуру.

Соответственно направление определяется по растягиванию его, а положение линии движения — как перпендикуляр к проекции оси перегиба пласта в плоскости основного разрывного нарушения.

Определение направления перемещения по разрывному нарушению с помощью микроструктурного анализа основано на том, что при движении вдоль его плоскости некоторые оптические и кристаллографические элементы зерен породообразующих минералов в прилежащих к разрыву породах приобретают ориентировку, отражающую это движение. Для таких целей чаще всего используются карбонаты и кварц. Подробнее основы и возможности этой методики освещены в разд. 3 гл. VII.

Следует иметь в виду, что методика микроструктурного анализа весьма трудоемка, к тому же не всегда может быть применена (вследствие отсутствия в породе соответствующих минералов). Ее использование целесообразно лишь в тех случаях, когда другие способы не дают удовлетворительного ответа на поставленный вопрос.

5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКЛОНЕНИЯ И НЫРЯНИЯ (ПОГРУЖЕНИЯ) РУДНЫХ СТОЛБОВ

Ранее нами было рассмотрено определение положения в пространстве линейных и плоскостных элементов структуры путем простого графического построения с помощью стереографической проекции (сетки Вульфа). Столь же просто, пользуясь сеткой Вульфа, графически определить положение в пространстве рудных столбов, т.е. уже объемных элементов структуры. Для этого достаточно установить их угол склонения и особенно азимут и угол ныряния. Такой способ дает быстрый ответ и значительно проще математических и иных графических методов определений этих параметров.

На практике часто положение рудных столбов определяют, сопоставляя контуры их, вскрытые на разных горизонтах. Однако это возможно лишь в случае значительного распространения их на глубину. При наличии ряда рудных столбов, не имеющих большой протяженности, и при отсутствии достаточного количества восстающих, увязка подсечений их на разных горизонтах нередко приводит к ошибкам.

Если есть лишь одно подсечение, вскрывающее переход от безрудного участка к оруденелому, использование графического метода с помощью сетки Вульфа может дать в достаточной мере достоверный прогноз о поведении рудного столба, во всяком случае на ближайшем интервале.

На месторождениях жильного типа переход от безрудного участка к оруденелому, иногда достаточно резкий, определяется либо неровностями поверхности стенок разрыва, либо сопряжением, пересечением нескольких разрывных нарушений или пород, благоприятных для локализации оруденения по своим химическим или физико-механическим свойствам, либо, наконец, наличием пород, представляющих слабопроницаемый экран для рудоносных растворов. Во всех таких случаях ориентировка рудных столбов в пространстве определяется сочетанием двух плоскостных элементов структуры. Задача

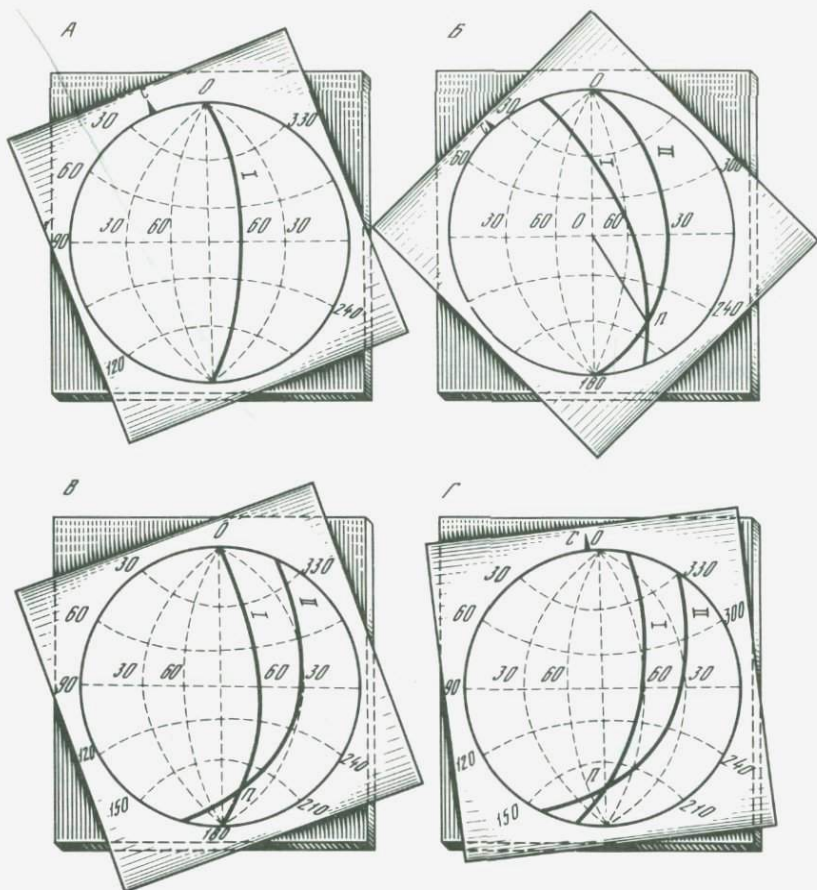


Рис. 78. Определение склонения и нырания (скатывания) рудных столбов. По В.Ф. Чернышеву [27]

А — нанесение на восковку элементов залегания рудного интервала (простиране 20° , падение $СЗ \angle 60^\circ$). Штрих *С* ("север") на восковке совмещен с обозначением 20° на сетке Вульфа (деления на нем в том же порядке, что и в горном компасе); *Б* — нанесение элементов залегания безрудного (или маломощного) интервала (простиране 40° , падение $СЗ \angle 30^\circ$) на ту же восковку. Штрих *С* ("север") совмещен с обозначением 40° на сетке Вульфа; *В* — определение угла склонения рудного столба. Основание дуги большого круга на восковке, выражающее положение плоскости рудного интервала, совмещено с вертикальным диаметром сетки Вульфа. Угол между *II* и ближайшим полюсом сетки (в данном случае — с южным) — значение угла склонения (в нашем случае он равен 18°); *Г* — определение угла нырания рудного столба. Точка *II* совмещена с вертикальным диаметром сетки Вульфа. Положение штриха *С* ("север") на восковке относительно градусного деления на сетке покажет азимут нырания (в данном случае — 9°), а угол, отсчитанный до ближайшего (в данном случае — южного) полюса сетки, покажет угол нырания рудного столба (в нашем примере он равен 16°)

построения сводится к тому, чтобы установить положение линии пересечения этих элементов, которая в конечном счете и определяет положение рудного столба в пространстве. Техника построения проста и основывается на рассмотренном ранее способе отображения плоскостных элементов. Подробно она изложена в статье В.Ф. Чернышева [27].

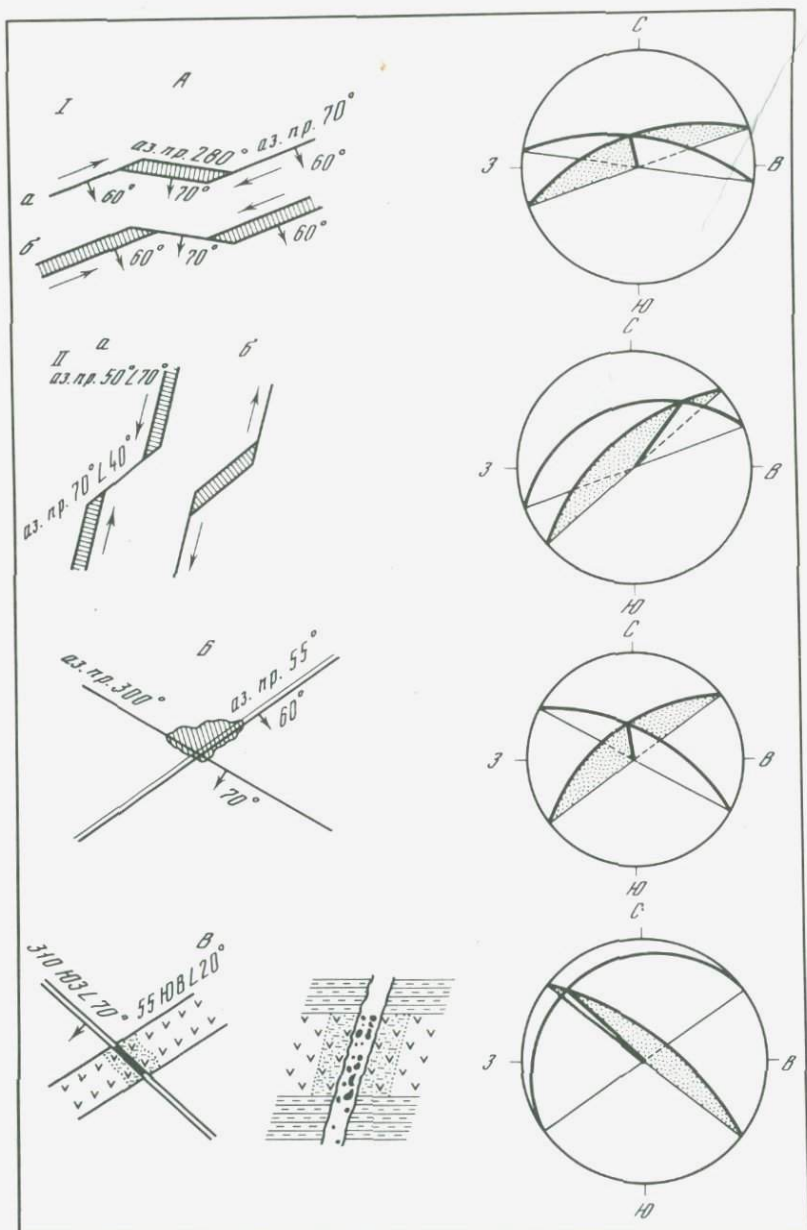


Рис. 79. Примеры определения положения рудных столбов

A — рудные столбы на перегибах разрывных нарушений: *I* — при сдвиге (*a*) залегание разрыва вообще — простирание 70° , падение ЮВ $\angle 60^\circ$, на изгибах (*б*) — 280° , падение ЮЗ $\angle 70^\circ$, линия сопряжения — азимут 140° ; *II* — при сбросе (*a*) и при надвиге (*б*): вообще залегание разрыва — простирание 50° , падение СЗ $\angle 70^\circ$, на изгибе — простирание 70° , падение СЗ $\angle 40^\circ$, линия сопряжения — азимут 225° ; *Б* — рудный столб на пересечении разрывов разных направлений. Элементы залегания разрывов — простирание 300° , падение ЮЗ $\angle 70^\circ$ и 55° , падение ЮЗ $\angle 60^\circ$, линия сопряжения разрывов — азимут 160° ; *В* — рудный столб на пересечении разрывов пород, благоприятных для рудоотложения. Элементы залегания разрыва — 310° , падение ЮЗ $\angle 70^\circ$, пласта благоприятных пород — простирание 55° , падение ЮВ $\angle 20^\circ$, линия пересечения — азимут 135° $\angle 18^\circ$

Пусть в нашем случае обогащенный участок приурочен к интервалу какого-либо плоскостного элемента (например, трещине) с простиранием 20° , падением к северо-западу под углом 60° . Прилежащий безрудный участок имеет простирание 40° и падение также к северо-западу под углом 30° . Лист восковки с начерченной на ней окружностью того же диаметра, что и стереографическая сетка (т.е. 20 см для сетки Вульфа), на которой отмечен штрих, отвечающий направлению на север, накладываем на сетку Вульфа, окружность которой разделена на градусы в том же порядке, что и на горном компасе. Вращением восковки штрих, показывающий на ней направление на север, совмещаем с делением на окружности сетки, отвечающим 20° , и проводим дугу большого круга по меридиану сетки, отстоящему от вертикального диаметра на 30° влево (дополнительный угол к 60°). Эта дуга (*I*) представляет собой проекцию пересечения плоскости нанесенного нами оруденелого участка трещины с поверхностью полусферы (рис. 78, *A*). Затем, не снимая восковки с сетки Вульфа, путем ее поворота штрих, указывающий на север, совмещаем с делением 40° окружности сетки и снова проводим дугу большого круга, теперь уже по меридиану сетки Вульфа, отстоящему от вертикального диаметра ее на 60° к востоку (*II*). Она отразит положение второй плоскости — безрудного интервала с простиранием 40° , наклоненной к северо-западу под углом 30° (рис. 78, *B*). Эти дуги большого круга пересекаются по линии, проекция пересечения которой с полусферой обозначена точкой *II* (см. рис. 78, *B*). Проекция же самой линии их пересечения соединяет эту точку с центром диаграммы — точкой *O*.

Для определения угла склонения рудного столба вращением восковки совмещаем основание (концы дуги большого круга, отражающей положение оруденелого интервала) с полюсами стереографической сетки (рис. 78, *B*) и отсчитываем в градусах отрезок дуги между точкой *II* и ближайшим полюсом сетки (в нашем случае южным). Это и будет соответствовать углу склонения рудного столба. В нашем примере он равен 18° . Чтобы определить азимут и угол ныряния (погружения) рудного столба, вращением восковки точку *II* (а соответственно и линию пересечения плоскостей, отражающих оба интервала — рудного и безрудного) совмещаем с вертикальным диаметром сетки. Отсчет по кругу сетки, с которым совпадает штрих, указывающий на север на восковке, покажет азимут простирания ныряния, а отрезок дуги в градусах от ближайшего полюса сетки до точки *II* (отсчитанный по ее вертикальному диаметру) определит угол ныряния рудного столба (рис. 78, *Г*). В нашем случае азимут ныряния равен 9° , а угол — 16° . Примеры определения положения в пространстве основных типов рудных столбов приведены на рис. 79.

СПЕЦИАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

К специальным методам исследования прежде всего следует отнести широко применяемое геологами изучение мелкой трещиноватости горных пород, или трещинную тектонику. Статистические измерения элементов залегания трещин на площади изучаемого рудного объекта, анализ закономерностей их размещения относительно других элементов геологической структуры, изучение их морфологии, соотношений во времени и пространстве систем трещин с различными минеральными выпонениями нередко оказывают существенную помощь в расшифровке истории развития структуры изучаемого рудного поля или месторождения и выявлении закономерностей размещения оруденения. Другие специальные методы исследования, рассматриваемые в этом разделе, также являются вспомогательными. В пределах изучаемого рудного объекта они имеют целью выяснить генетические особенности, механизм, динамическую обстановку образования и развития деформационных структур, а также подойти к решению вопроса о палеогидродинамических условиях локализации оруденения.

Деформационные структуры воспроизводятся путем моделирования на различных хрупких и пластичных материалах. Для выяснения положения полей напряжения, а также генетических особенностей и механизма формирования деформационных структур используются моделирование на оптически активных материалах, петрофизические методы и микроструктурный анализ. Палеогидродинамические условия рудолокализации моделируются методом электрогидродинамической аналогии, реконструирующим интенсивность и пути движения рудообразующих растворов.

1. ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА

Мелкие трещины с той или иной интенсивностью распространены во всех горных породах — осадочных, метаморфических и изверженных. Иногда уже с первого взгляда выявляется их закономерное расположение: видно, что порода разбита на блоки, близкие по форме и размерам. В таких случаях усилия геолога сразу направляются на выяснение их генезиса и роли в локализации оруденения. Чаще же кажется, что залегание мелких трещин в породе не подчинено какой-либо системе, хотя в действительности оно обычно также закономерно. Это выявляется путем статистического измерения их элементов залегания с последующей обработкой полученных данных и их сопоставления с материалами геологического картирования изучаемого участка земной поверхности.

В результате обычно удается получить достаточно достоверное суждение о генезисе мелкой трещиноватости, что может оказать существенную помощь в установлении закономерностей размещения оруденения и способствовать рациональному направлению геолого-разведочных работ.

Вопросы трещинной тектоники рудных полей и месторождений детально рассмотрены в сводной работе В.А. Невского [88]. Мы лишь

кратко остановимся на способах изучения трещиноватости горных пород и приведем некоторые примеры использования этой методики исследования.

Имеется несколько классификаций мелких трещин в горных породах. Наиболее широко известна систематика, предложенная А.В. Пэком [97]. Этот автор выделяет три группы трещин: 1) тектонические; 2) эндогенные, более древние, чем тектонические. Сюда входят диагенетические трещины осадков, а также трещины, возникшие при кристаллизации интрузивов; 3) экзогенные трещины, большей частью связанные с выветриванием.

В.А. Невский [86] предложил весьма дробную систематику. Он выделяет три основные группы мелких трещин:

- 1) возникающие под влиянием внешнего силового воздействия;
- 2) образовавшиеся под воздействием внутреннего напряжения, проявляющегося в процессе формирования и дальнейшего изменения горных пород;
- 3) трещины сложной генетической природы.

В пределах этих групп выделяются подгруппы, включающие по несколько типов трещин.

Всего намечено 13 типов. Их полная характеристика приведена в указанной выше работе [86]. Наиболее широко распространены лишь трещины четырех типов: 1 — тектонические, 2 — обусловленные механической активностью внедряющегося магматического расплава, 3 — термической контракции, 4 — литогенетические.

Тектонические трещины в той или иной мере проявляются в самой различной геологической обстановке. Это трещины скальвания и отрыва. Они ориентируются закономерно относительно элементов складки или отдельного пласта, относительно общего простирания складчатости либо крупных разрывных нарушений — сдвигов, надвигов и т.д., как сопряженных со складчатостью, так и наложенных на нее. Таковы трещины, отражающие сланцеватость слоистости или осевой поверхности, и трещины веерообразного кливажа. Таковы, наконец, оперяющие трещины, сопряженные с разломами. Часто мелкие трещины развиваются в удалении от разломов, но повторяют их положение в пространстве и фиксируют общее напряженное состояние данного участка земной коры в определенный момент его развития.

Тектонические трещины в интрузивах закладываются в конечные стадии их становления. Они выявляются на основании внешних признаков по наличию поверхностей скольжения, перемещений вдоль них каких-либо элементов структуры, а также по положению в общем плане деформации (или поля напряжений) данного участка.

Трещины, обусловленные механической активностью внедряющегося магматического расплава, возникают при формировании кольцевых магматических комплексов, кольцевых разломов. Они широко распространены в интрузивах, вулканоплутонах, вулканах центрального типа, а также в куполах, кальдерах и других магматических телах. Отчетливо выявляются лишь в тех случаях, когда магматические тела не претерпели последующих деформаций. В противном

случае их трудно отличить от наложенных тектонических трещин. К этой группе относятся кольцевые, дуговидные, цилиндрические, конические (центроклинальные и периклинальные) трещины, связанные с кольцевыми комплексами, а также прямолинейные, полукольцевые и дуговидные трещины, развитые по краям кольцевых магматических комплексов. Сюда же входят прямолинейные, радиальные и кольцевые трещины в массивах центрального типа и в куполах, а также краевые надвиги и пологие сбросы в гранитных массивах. Все эти группы трещин особенно хорошо проявлены в областях активизированных платформ и завершенной складчатости.

Трещины термической контракции возникают в процессе кристаллизации магматического расплава и остывания образовавшейся изверженной породы. К таким относятся трещины отслоения в интрузиве вблизи его кровли, нередко выполненные дайками аплита, пегматита и других пород, генетически связанных с вмещающим интрузивом. С явлениями термической контракции связывается также образование трещин отдельности различных типов — матрацевидной, параллелепипедальной в гранитах, столбчатой, плитчатой и др. в вулканических породах. Однако подобная отдельность может быть обусловлена и проявлением тектонического напряжения и фиксируется не только в магматических породах, но и в удалении от них, среди вмещающих пород, т.е. имеет региональное развитие.

Литогенетические трещины образуются при усыхании водоемов, диагенетическом преобразовании осадков; представлены трещинами отрыва, располагаются перпендикулярно границам пласта и образуют призматическую, столбчатую отдельность.

Все отмеченные группы трещин достаточно четко тяготеют к областям, различающимся историей развития. Так, в недислоцированных или слабо дислоцированных породах чехла платформ и срединных массивов развиты в основном внутрисластовые литогенетические трещины отрыва, менее тектонические трещины отрыва и скалывания, сопряженные с тектоническими разрывами.

В метаморфизованных, а также интенсивно дислоцированных толщах геосинклинальных областей распространены тектонические трещины скалывания и отрыва, как сопряженные со складчатостью, так и наложенные на нее. При этом в верхних горизонтах преобладают трещины отрыва, с глубиной большую роль играют трещины скалывания.

В недислоцированных лавовых потоках молодых вулканических областей широко распространены трещины термической контракции. В слабо дислоцированных вулканических породах сочетаются контрактционные и наложенные тектонические трещины, а в интенсивно дислоцированных и метаморфизованных вулканиках отчетливо фиксируются только тектонические трещины.

В интрузивах и субвулканических образованиях выделить трещины термической контракции трудно, поскольку они затушеваны последующими тектоническими воздействиями. Легче они выделяются лишь в более молодых интрузивах, прорывающих метаморфические толщи щитов, древних платформ и срединных массивов.

Статистическое изучение мелкой трещиноватости

Изучение закономерностей распределения мелких трещин основано на массовых замерах их элементов залегания. Оно имеет вспомогательное значение и может использоваться в тех случаях, когда ожидается получение дополнительных данных для решения некоторых конкретных вопросов. Ряд примеров использования такого изучения будет приведен ниже.

При выборе участков для измерения мелкой трещиноватости нужно стремиться располагать их так, чтобы можно было ожидать наибольший эффект получения таких данных. По этому вопросу трудно давать какие-либо готовые рецепты, можно отметить лишь некоторые пожелания и рекомендации.

При изучении мелкой трещиноватости в складчатых слоистых толщах измерения следует проводить в разных частях складок — на крыльях и приосевых частях, желательно в пределах одних и тех же пластов и, во всяком случае, в аналогичных по составу и структуре породах. Участки измерений должны располагаться на значительном расстоянии от разломов, чтобы избежать их прямого влияния на результаты замеров. И наоборот, при изучении разломов или рудоносных зон измерять положение мелких трещин нужно непосредственно в их пределах, а также в прилежащих к ним породах и на значительном удалении, вне сферы их влияния. Изучение мелкой трещиноватости в интрузивах следует производить путем их замеров в разных участках и раздельно в различных слагающих их породах. Измеряют трещины в средних частях интрузива, непосредственно в эндо- и экзоконтакте, а также во вмещающих породах на удалении от контакта.

Измерение трещин следует производить на небольших участках. При этом нужно выбирать места, доступные с двух сторон, а также и вверх: это обеспечит попадание в замеры трещин всех направлений. Ими могут быть естественное обнажение пород на поверхности, либо уступ карьера со стенками, сходящимися под углом, близким к прямому, либо место сбойки горизонтальных подземных выработок (например, штрека и квершлага) и восстающего. Однако такой участок не всегда удастся выбрать.

Для получения большей объективности в оценке относительной роли различных систем трещин, измеряемых в обнажении, не имеющем равной протяженности по трем направлениям, можно рекомендовать простой способ. Покажем его на примере. Пусть статистическое измерение залегания трещин производится в горизонтальной горной выработке, высота которой равна примерно 2 м. Общая длина участка измерений 20 м. В таком случае можно повторить замеры пологих трещин через каждый 2 м, хотя бы они относились не только к одной системе, но даже были продолжением тех, что попали в предыдущий замер. Такой, несколько искусственный прием все же поможет более объективно оценить относительную роль пологих трещин в данном участке.

При проведении массовых замеров фиксируются элементы залегания всех видимых на глаз трещин с возможной точностью, без какого-либо

округления данных. Рекомендуется записывать либо азимут простирания, направление и угол падения, либо азимут и угол падения. Первый способ предпочтительнее, поскольку, пользуясь им, легче установить ошибки в записи замеров и исключить их из подсчета. Запись замеров лучше вести в виде столбика, отделяя черточкой каждый десяток замеров (для удобства подсчета их количества); желательно, чтобы общее число их было не менее 200—300.

Напомним, что при статистическом измерении положения трещин, как и вообще всех плоскостных элементов геологической структуры, азимуты их простираний следует записывать в северо-западных и северо-восточных румбах. Это исключает необходимость излишних вращений восточки на шаблоне и упрощает нанесение их на диаграмму.

Кроме элементов залегания трещин, следует отмечать (лучше какими-либо условными знаками) их различия, прежде всего выделять трещины скалывания и отрыва. Напомним, что трещины скалывания часто бывают притерты, стенки их обычно гладкие, ровные, нередко со следами движения вдоль стенок в виде борозд, зеркал скольжения, иногда они содержат глинку трения. При наличии каких-либо неоднородностей в породе пересекают их со смещением границ. Трещины отрыва имеют обычно неровные, шероховатые "рваные" стенки без следов перемещения в их плоскости. Они не выдержаны по простиранию и падению, нередко бывают приоткрыты. При наличии в породе какой-нибудь неоднородности они приспособляются, разрежаясь в менее прочном материале, либо следуют по контактам этих неоднородностей. В слоистых толщах часто развиваются в хрупких породах и ограничиваются более пластичными. В однородных тонкозернистых породах различить трещины отрыва и скалывания трудно и тогда их разделять при замерах не следует.

В минерализованных трещинах отмечают мощность выполнения, его состав, текстуры, наблюдаемые возрастные соотношения с трещинами иных направлений и выполнения. Указывается сопровождающее их изменение вмещающих пород. В каждом конкретном случае фиксируются и другие особенности трещин.

При статистическом измерении трещин в слоистых толщах замеряются элементы залегания пластов на участках замеров, а в случае приуроченности трещин к дайкам записывается положение контактов этих последних.

Полученные таким образом фактические данные подлежат дальнейшей обработке с целью получить наглядное представление о закономерности сочетания отдельных систем трещин различных типов, о положении их в пространстве и для удобства сопоставления этих данных с другими элементами геологической структуры исследуемого участка.

Обработка данных измерений мелкой трещиноватости. Обработка статистических данных по замерам трещин сводится к составлению наглядных диаграмм. Они строятся раздельно для трещин, различающихся морфологией (трещины скалывания, отрыва), составом выполнения, по возможности и для разных по возрасту, что устанавливается по пересечениям. Наиболее простой способ — построение роз трещин, аналогичных розам ветров. Такие диаграммы очень наглядны, но могут от-

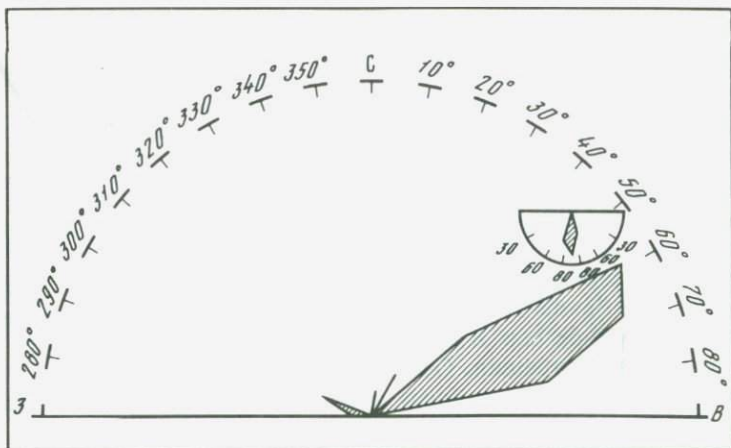


Рис. 80. Диаграмма простираний крутопадающих даек кварцевого сиенит-порфира (Карамазар); 44 замера. Максимум соответствует азимуту около 60° (13 замеров). Преобладают дайки с вертикальным падением

ражать лишь какой-либо один из элементов ориентировки трещин — либо простирания, либо направление падения. Обычно их применяют при обработке данных по крутопадающим трещинам, к тому же если для работы небольшая разница в углах их падения не имеет существенного значения.

Для нанесения данных по измерению азимутов простирания трещин вычерчивают половину окружности, опирающуюся на горизонтальный диаметр. На ней отмечают деления через 5° по часовой стрелке, начиная от 270° (левый конец диаметра) через 0° (360°) до 90° (правый конец диаметра). Каждый десяток градусов обозначается цифрой. Проводят радиусы, соединяющие эти деления с центром полусферы, и на них в условном масштабе наносят отрезки, соответствующие количеству трещин данного простирания. При этом замеры обычно округляются; их наносят через 5° , а то и через 10° . Крайние полученные точки на разных радиусах соединяют прямыми линиями, а ограниченное ими пространство заливают тушью. У вершин наиболее хорошо выраженных лучей — максимумов ориентировки — можно показать графически преобладающие направления и углы падения трещин (рис. 80).

В большинстве же случаев, когда нужно отразить полностью залегание массы мелких трещин, прибегают к построению круговых диаграмм, пользуясь стереографической проекцией (сеткой Вульфа).

Техника составления таких диаграмм освещена в разд. 2 гл. VII. Полосы трещин, различающихся отмеченными выше или какими-либо другими признаками, наносятся обычно на разные диаграммы. Раздельно фиксируются трещины скалывания, отрыва, трещины с различными выполнениями, трещины в породах разного состава и т.п. Можно отдельные группы полюсов трещин наносить и на одну диаграмму, но обозначать их разными знаками. При наличии большого количества замеров такие диаграммы трудно обрабатывать.

Статистическое измерение трещин помогает при изучении структур рудных месторождений и установлении общей тектонической обстановки в момент их формирования. Уже общее положение максимумов полюсов трещин на диаграммах позволяет судить о структурных особенностях данного участка. Так, две системы вертикальных трещин скальвания, располагающиеся одна относительно другой под углом, близким к прямому, говорят о деформации бокового сжатия при ограниченной возможности перемещения материала вверх, т.е. о близвертикальном положении оси B деформации. Две системы трещин скальвания, падающие навстречу друг другу под средними углами, также указывают на проявление бокового сжатия с перемещением материала вверх и на пологое положение оси B деформации, определяемое линией пересечения этих систем трещин. Оперяющие трещины отрыва, проходящие под острым углом к основному нарушению, показывают направление относительно перемещения вдоль его стенок.

Некоторые примеры использования статистических замеров трещин при решении отдельных вопросов приведены ниже.

Помимо характеристики элементов залегания различных систем трещин, важными показателями деформации пород являются их удельная трещиноватость и удельное растяжение.

Удельная трещиноватость

Этот показатель введен А.В. Королевым. Он выражает количество видимых макроскопически трещин, приходящихся на линейный метр обнаженной поверхности горной породы [58]. В зависимости от физико-механических свойств пород и степени их деформированности величина его меняется в широких пределах — от дробных значений до 100 и более.

Удельная трещиноватость имеет важное значение. Прежде всего она в какой-то мере характеризует способность породы к хрупкому разрушению и может служить критерием при сравнении с другими прилегающими породами. Кроме того, изменение ее значения в пределах одной породы показывает степень ее деформированности, а вместе с тем и напряженного состояния данного участка.

Для правильной оценки удельной трещиноватости очень важно выбрать соответствующее направление измерений. Лучше всего их производить вкрест простирания основной массы трещин. В сложнотрещиноватых породах рекомендуется удельную трещиноватость измерять в трех направлениях и брать среднее арифметическое.

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 $D_{ii} = D_3 / \sin \alpha$, где D_3 — замеренное количество трещин на 1 м обнажения; D_{ii} — истинная удельная трещиноватость: количество трещин данной системы на 1 м плоскости, перпендикулярной их простиранию; α — угол между простиранием трещин и плоскостью стенки обнажения (выработки). Суммирование получен-

ных таким образом значений по всем системам трещин дает характеристику общей удельной трещиноватости породы.

При проведении замеров отмечаются мощности трещин, их морфология, минеральный состав и текстура выполнения, хотя бы примерно оценивается залегание основных систем трещин.

Данные по удельной трещиноватости сопоставляются с планами опробования. Нередко в месторождениях штокверкового типа выявляется взаимосвязь ее с содержаниями металла, что особенно важно в тех случаях, когда отсутствует оруденение, видимое на глаз.

Наблюдения над удельной трещиноватостью можно ускорить, пользуясь ее примерной количественной оценкой. А.В. Королев и П.А. Шехтман предлагают пользоваться такой шкалой:

Баллы	Количество трещин на 1 м
1	<10
2	От 10 до 20
3	От 20 до 50
4	От 50 до 100
5	>100

Кроме удельной трещиноватости, указанные выше авторы различают еще и частоту трещин. Это понятие 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.

Удельное растяжение, или пустотность, — также важный показатель деформированности пород, введенный А.В. Королевым. Он характеризует степень разгрузки породы от всестороннего давления в определенный момент формирования месторождения и определяет наличие и мощность того или иного выполнения трещин.

По предложению А.В. Королева, под удельным растяжением следует понимать процентное отношение объема приоткрывания ко всему объему породы, содержащей трещины. Обычно измерением удельного растяжения пользуются для сравнения суммарной мощности рудоносных жил в разных участках месторождения, в частности для выяснения изменения ее с глубиной, а также в породах разного состава.

Для определения величины удельного растяжения измеряют количество и величину приоткрытых (и обычно выполненных) трещин в данном объеме породы. Практически это делается путем подсчета суммарной ширины трещин в сантиметрах на определенном интервале, а затем подсчитывается процент их по площади на 1 м длины измеренного пространства. Отмечается также мощность приоткрывания трещин:

Класс	Мощность, мм
I	<1
II	1—5
III	5—10
IV	10 и выше

или по средним мощностям приоткрывания (выполнения):

I	0,5
II	3
III	7,5
IV	15 и выше

Изучение закономерностей развития мелкой трещиноватости в горных породах оказывает помощь в решении некоторых теоретических и практических вопросов, связанных с выяснением структур эндогенных рудных месторождений. Ниже рассмотрим кратко некоторые из таких вопросов.

Определение ориентировки осей напряжений

В разд. I гл. I было показано, что при деформации чистого сдвига, обусловленной действием сжимающих усилий, в породе возникают две системы сопряженных трещин скалывания, пересекающихся по прямой линии, которая представляет собой среднюю ось эллипсоида деформации B , а также среднюю ось эллипсоида напряжений σ_2 . Углы между этими пересекающимися системами трещин близки к прямым, биссектрисами их служат максимальная и минимальная оси напряжений — σ_1 и σ_3 . При этом в хрупких породах угол между трещинами, биссектрисой которого является ось σ_1 , как правило, меньше, а в пластичных — больше прямого. Отсюда казалось бы, что, зная углы между пересекающимися системами трещин, можно непосредственно определить положение взаимно перпендикулярных осей σ_1 и σ_3 , лежащих, как известно, в плоскости, перпендикулярной оси σ_2 . Но для правильного достоверного суждения важно знать относительное направление перемещения прилежащих к этим трещинам блоков пород. Если это известно, техника определения осей напряжений σ_1 и σ_3 сводится к простому построению с помощью сетки Вульфа, как это показано на рис. 81.

Данные статистического измерения элементов залегания мелкой трещиноватости наносятся на восковку с помощью сетки Вульфа. Центры тяжести полученных максимумов принимаются за средние значения

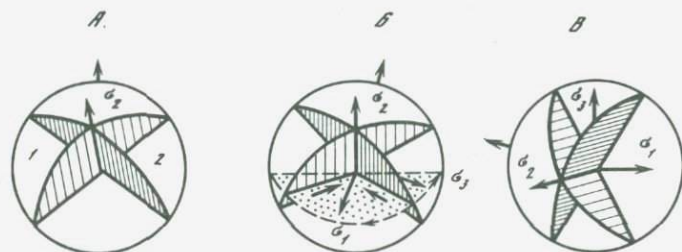


Рис. 81. Определение ориентировки осей напряжения по двум сопряженным системам трещин скалывания. По М.В. Гзовскому [33]

A — две плоскости сопряженных систем трещин: 1 — азимут падения $135^\circ \angle 45^\circ$ (редкая штриховка), 2 — азимут падения $220^\circ \angle 60^\circ$ (частая штриховка). Линия их пересечения — ось σ_2 ; *B* — нахождение плоскости, перпендикулярной оси σ_2 (плоскости осей σ_1 и σ_3). Соответственно направлению перемещений по плоскостям трещин на читателя указывает ось σ_1 , как биссектриса телесного угла между плоскостями этих трещин; ось σ_3 — лежит в этой плоскости, образуя с осью σ_1 угол 90° ; *B* — определение угла и направления наклон оси σ_3 (полученный результат — азимут падения $260^\circ \angle 10^\circ$)

поллюсов плоскостей систем трещин и соответственно проводятся дуги больших кругов — проекции линий пересечения этих плоскостей с поверхностью полусферы. Точка пересечения их соответствует проекции пересечения с поверхностью полусферы оси напряжения σ_2 , а линия, соединяющая ее с центром диаграммы, дает проекцию этой оси. Совместив эту линию с горизонтальным диаметром сетки, от точки, соответствующей положению оси σ_2 , считая ее за полюс, проводят под 90° дугу большого круга — проекцию следа пересечения с полусферой плоскости, в которой лежат оси напряжения σ_1 и σ_3 . Положение той и другой устанавливают исходя из наблюдений над направлениями относительного перемещения.

Выявление систем трещин, сопряженных со складчатостью

В разделе, посвященном характеристике разрывных нарушений, было показано, что разрывы, сопряженные со складчатостью, могут возникнуть либо в связи с образованием складчатых структур в целом, либо с формированием отдельной складки в связи с относительным перемещением слагающих ее пластов. Первые проявляются как продольные надвиги или сбросы либо как диагональные сдвиги. Если мелкие трещины, измеренные в различных участках исследуемого района, дают при обработке на диаграммах максимумы, отражающие по своему положению эти элементы структуры, можно полагать, что они сопряжены со складчатостью. Обычно проявляются не все системы, отвечающие указанным разрывным нарушениям. Чаще других распространены мелкие трещины, отвечающие по положению диагональным сдвигам, реже сбросам и надвигам.

В присоевой части складки трещины, сопряженные со складчатостью (трещины кливажа), совпадают с осевой поверхностью. На крыльях антиклиналей они падают к осевой поверхности, на крыльях синклинали — в противоположную сторону. Их протяженность ограничивается нередко одним пластом; они заканчиваются или изменяют угол падения при переходе в породу с другими физико-механическими свойствами. Такие трещины могут быть использованы для выяснения, с какой частью складок имеет дело наблюдатель, если обнаженность не дает возможности получения прямых данных.

Определение направления перемещений по разлому в процессе рудоотложения. Использование для этих целей статистического изучения мелкой трещиноватости возможно, если в пределах рудоносной зоны устанавливаются системы минерализованных трещин, отвечающих по положению основному рудоносному разлому и оперяющим его трещинам отрыва.

Примером использования данных статистического измерения ориентировки трещин для определения движения по разлому может служить охарактеризованное выше рудное поле Чукур-Джилга. Напомним, что оруденение здесь представлено четырьмя минеральными комплексами, отвечающими четырем стадиям минерализации. В пределах Главной зоны этого месторождения они проявлены как вдоль тектонических швов главного направления $20-30^\circ$, так и в сопряженных с ними

крутопадающих трещинах отрыва, имеющих простирание $60-70^\circ$ (см. рис. 37).

Раздельное статистическое измерение трещин с различным минеральным выполнением показало, что и трещины отрыва, и основные швы Главной зоны проявились как рудовмещающие в процессе развития всех четырех стадий минерализации (см. рис. 38).

Используя известное правило определения направления перемещения по разлому, основанное на положении оперяющих трещин отрыва, нетрудно было решить, что перемещения по основным швам Главной зоны в процессе минерализации проявились как правые сдвиги с некоторым участием вертикальной составляющей. Иными словами, всякий бок перемещался к северо-востоку и несколько приподнимался. Соответственно было высказано предположение, что рудные столбы должны располагаться на участках, где основные швы имеют больший азимут простирания, и круто погружаться к север-северо-западу, что и подтвердилось последующими работами.

Выяснение относительного возраста разных систем трещин. Нередко уже при беглом осмотре обнажений или горных выработок, освещающих на значительной площади достаточно однородные интрузивные или эффузивные породы, удастся заметить, что на фоне общей выдержанной сетки мелких трещин имеются участки, в пределах которых развита еще одна или несколько дополнительных систем трещин. Часто это бывает обусловлено наличием участка каких-либо более древних пород, для которых широко развита общая трещиноватость является наложной на имевшиеся ранее, свойственные им системы трещин. Такие участки выделяются и контурируются при проведении детальных геолого-съемочных работ со специальными наблюдениями на контактах этих пород и систематическими замерами элементов залегания трещин.

Нередко также дополнительные системы трещин возникают в случае проявления тектонических зон иного направления, чем ранее возникшие системы мелкой трещиноватости. Примером развития более поздней трещиноватости, связанной с заложением рудоносной тектонической зоны, может служить уже упомянутое рудное поле Чукур-Джилга в Карамазаре (Средняя Азия). Для рудного поля в целом характерны две системы мелких трещин — одна с азимутом простирания $60-70^\circ$, падение крутое к северо-западу, другая — с простиранием $290-300^\circ$ и падением на северо-восток также под крутыми углами.

С трещинами первого направления совпадает положение даек кварцевого сиенит-порфира, диабазового порфирита, а также большинства минерализованных зон района. Вторая система трещин подчеркивается наличием ряда параллельных разрывов, в том числе крупного, так называемого Свинцового, разлома.

Главная рудная зона, сопрягающаяся со Свинцовым разломом со стороны его всяческого бока, простирается под азимутом $20-30^\circ$, т.е. в направлении, не характерном для района в целом, и падает круто к северо-западу (рис. 82).

В непосредственной близости от зоны вмещающие породы имеют четко выраженные трещины, параллельные ей, и вторую систему, соот-

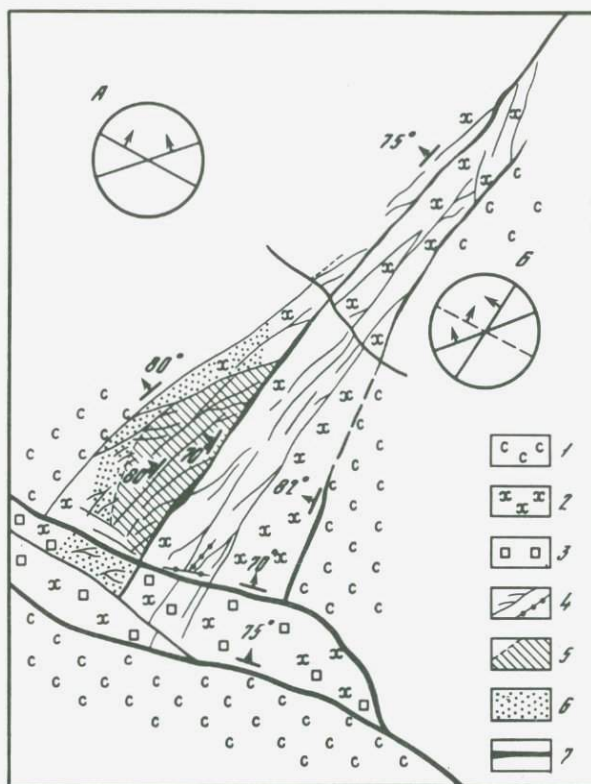


Рис. 82. Месторождение Чукур-Джилга. Схематический геологический план части одного из горизонтов Главной зоны

1 — серицитизированные; 2 — хлоритизированные туфолавы кварцевого порфира; 3 — зона дорудного дробления в высшем боку Свинцового разлома; 4 — кварцево-сульфидные, кварцево-гематитовые жилы; 5 — рудное тело с богатой сульфидной минерализацией; 6 — вкрапленная сульфидная минерализация; 7 — разрывные нарушения. В кружках показаны простирания и направления падений трещин: А — в удалении от рудной зоны; Б — вблизи рудной зоны

ветствующую широко распространенным трещинам восток-северо-восточного простирания ($60-70^\circ$). Северо-западная система трещин ($220-300^\circ$) здесь выражена слабо: ее роль снижается за счет интенсивного проявления указанных выше систем. Однако отдельные разрывы этого направления отмечаются в структуре самой Главной зоны.

На месторождении Тырныуз (Северный Кавказ) имеются две главные группы гранитоидов. Относительно мелкие неправильные по форме массивы кварцевых плагипорфиров развиты в верхних горизонтах месторождения, в пределах Главного рудного тела. Породы характеризуются большой изменчивостью по составу, повышенным содержанием извести и рассматриваются как продукт контаминации. Низы месторождения и непосредственно прилегающий к нему восточный фланг сложены порфиroidными биотитовыми, так называемыми эльджуртинскими, гранитами.

Статистическое измерение трещиноватости эльджуртинских гра-

нитов дало на диаграммах два четких максимума, отвечающих близкостной и запад-северо-западной системам трещин.

В кварцевых плагипорфирах было выявлено относительно слабое развитие тех же двух систем трещин, но зато резко выражен максимум, отражающий систему, характеризующуюся средними углами падения к северу, а также четкий максимум трещин со средними углами падения к юго-западу. Во всяком случае, сетка трещин в эльджуртинских гранитах оказалась проще. Это дало основание предположить, что они имеют более молодой возраст. Последующие работы подтвердили это представление. Было установлено, что кварцевые плагипорфиры, так же как и рудоносные скарны, на глубине подрезаются массивом эльджуртинских гранитов.

На Давендинском месторождении (Забайкалье) биотитовые граниты верхнего палеозоя прорваны небольшим массивом гранит-порфиров киммерийского возраста. В первых сетка мелкой трещиноватости значительно сложнее, чем во вторых.

Из сказанного следует, что более древние интрузивные породы при прочих равных условиях могут иметь более сложную сетку трещин, чем связанные с последующими внедрениями.

Выяснение генетического типа мелкой трещиноватости в интрузивах. При формировании интрузивов в тектонически относительно спокойной обстановке, в условиях активизации платформ и щитов, в них возникают системы трещин, обусловленные контракцией — сокращением их объема вследствие остывания. Существенную роль в трещинообразовании может играть также воздействие динамического импульса магматического расплава на уже застывшую часть массива. Таким образом, в интрузивах развиваются системы трещин, в той или иной степени связанные по положению с их формой. Это трещины, параллельные кровле массива; их роль с глубиной постепенно снижается. Таковы также трещины, параллельные контактам, радиальные трещины в куполовидных интрузивах, имеющихся близкие к округлым очертания. Таковы и краевые надвиги, которые в своем положении в известной мере повторяют очертания интрузивов. В результате массовые замеры трещин, сделанные в разных частях интрузивов, на круговых диаграммах, полученных с помощью сетки Вульфа, дают отчетливые пояса по их периферии. В слабо эродированных массивах фиксируется также максимум в средней части диаграмм, отражающий пологие трещины, параллельные кровле.

Сказанное может быть проиллюстрировано на примере изучения трещиноватости в одном из массивов трахилипаритов Северного Кавказа. По данным В.И. Малышева (см. работу Л.И. Лукина и И.П. Кушнарера [73]), отчетливые пояса по периферии круговых диаграмм характеризуют расположение мелкой трещиноватости в различных частях массива (рис. 83). Особо следует отметить, что на одной из диаграмм, отражающих трещиноватость в юго-восточной части массива, помимо пояса по периферии, выявляется четкий максимум крутопадающих трещин. По положению он соответствует направлению близлежащего контакта массива с вмещающими породами, а также отрезкам контактов в некоторых других частях. Это можно рассматривать как указание

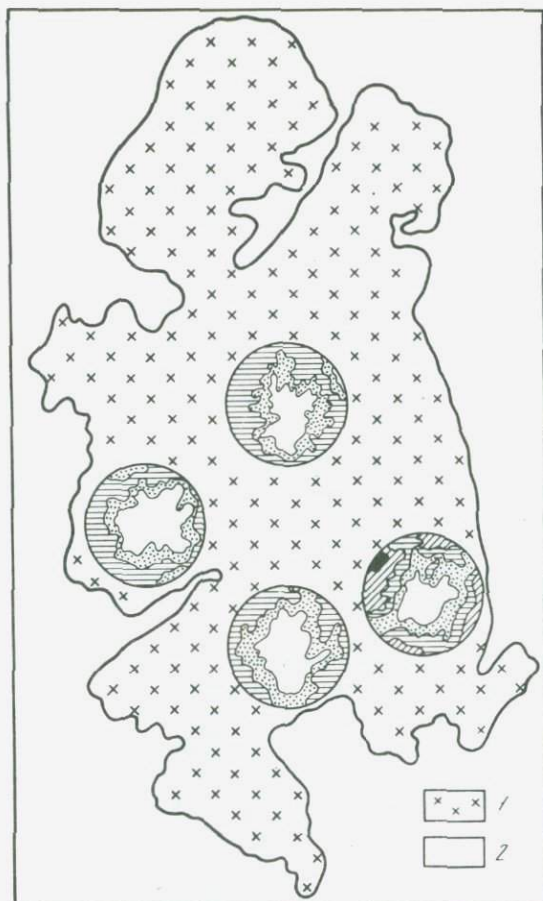


Рис. 83. Схематический план массива трахилипаритов на Сев. Кавказе. По В.И. Малышеву. Взято из статьи Л.И. Лукина и И.П. Кушнарева [73], упрощено

Крутопадающие трещины различных направлений дают сплошные пояса по периферии круговых диаграмм: 1 — трахилипариты; 2 — третичные отложения

на определенную роль разрывов северо-восточного простирания в его формировании. Все же основная часть мелких трещин в своем образовании связана с процессом становления интрузива — его внедрением и кристаллизацией в тектонически спокойной обстановке.

Иной рисунок имеет сетка трещин в интрузивах, формирующихся в складчатых зонах, при воздействии направленных тектонических напряжений. В таких условиях контракционные трещины, обусловленные процессом остывания массива, затушевываются, а нередко полностью перекрываются трещинами тектонического происхождения. Наиболее часто проявляются системы крутопадающих трещин, располагающихся диагонально относительно простирания общей складчатости (и преимущественного удлинения массива). В крупных массивах такая сетка трещин развита на значительных площадях. Распространена она и во

вмещающих породах. По своему положению такие трещины соответствуют диагональным сдвигам. Нередко фиксируются и пологие трещины, параллельные кровле массивов и проявляющиеся как трещины отрыва, порой выполненные дайками аплита. Примеры проявления таких тектонических трещин многочисленны. Они отмечены в разных по величине массивах Казахстана, Средней Азии и других районов.

Выяснение главного направления рудоносных трещин в штокверке. В пределах штокверков часто выделяются одно или два направления более или менее крупных разрывов, главная же масса оруденения связана с сопряженными с ними тонкими жилами и прожилками, а пересекаемые ими породы несут сопровождающее их вкрапленное оруденение. Эти прожилки часто образуют густую сеть, располагаясь близко один от другого. В таких случаях со значительной долей вероятности можно определить основное направление вытянутости штокверка, вернее штокверковой зоны.

Нередко, однако, штокверки бывают представлены лишь массой мелких трещин, иногда без видимой минерализации; их преобладающее направление можно выявить лишь путем статистического измерения. Знание преобладающего их направления имеет существенное практическое значение: оно способствует правильному выбору расположения сетки разведочных выработок, а также положения забоя карьера при эксплуатации месторождения.

Для решения этого вопроса можно сделать простую прикидку. Путем беглой оценки можно установить примерное простираение систем трещин, произведя приблизительные замеры, сделать грубую разбивку их на группы по простираению и нанести на диаграмму розу трещин. Можно произвести оценку основного направления трещин иным способом, а именно сопоставляя данные замеров удельной трещиноватости с содержанием полезного ископаемого. Пример такой оценки показан на рис. 84.

Визуально было подмечено, что на месторождении, вскрываемом карьером, имеются две достаточно четкие системы трещин — близширотных и близмеридиональных — без видимого оруденения. Стенка карьера была опробована бороздами длиной 2 м. На этих интервалах было раздельно замерено количество трещин, приближающихся по простираению к тому или другому отмеченному направлению. Сопоставление результатов этих замеров с данными опробования показало, что наиболее богатые рудные интервалы приурочены к участкам максимального развития трещин близширотного простираения.

Если в пределах какого-либо участка оруденение устанавливается по данным химических анализов, а геологическая позиция его не известна, статистическое измерение трещин позволяет выделить интервал повышенной трещиноватости и подсказать возможное направление тонкопрожилковой рудной зоны.

В случае работающих карьеров данные детального геологического картирования их уступов и диаграмм залегания мелкой трещиноватости можно сопоставить с результатами опробования эксплуатационных скважин. Пример такого сопоставления приведен на рис. 85. На нем изображен план части одного горизонта карьера, вскрывающего шток-

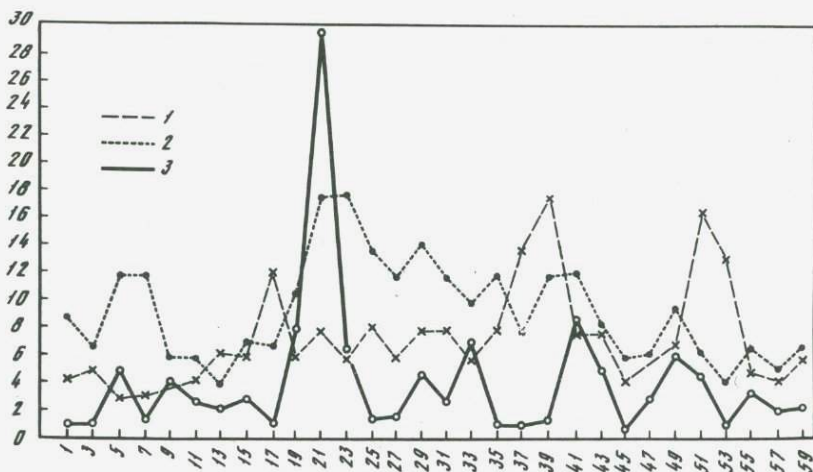


Рис. 84. Зависимость содержаний металла от направления рудоносных трещин в штоковёрке. Все трещины крутопадающие

1 — трещины близмеридионального простирания; 2 — трещины близширотного простирания; 3 — содержания металла. Цифры по линии абсцисс — номера проб, характеризующих двухметровые интервалы; по линии ординат — количество трещин и содержания металла (в условных единицах)

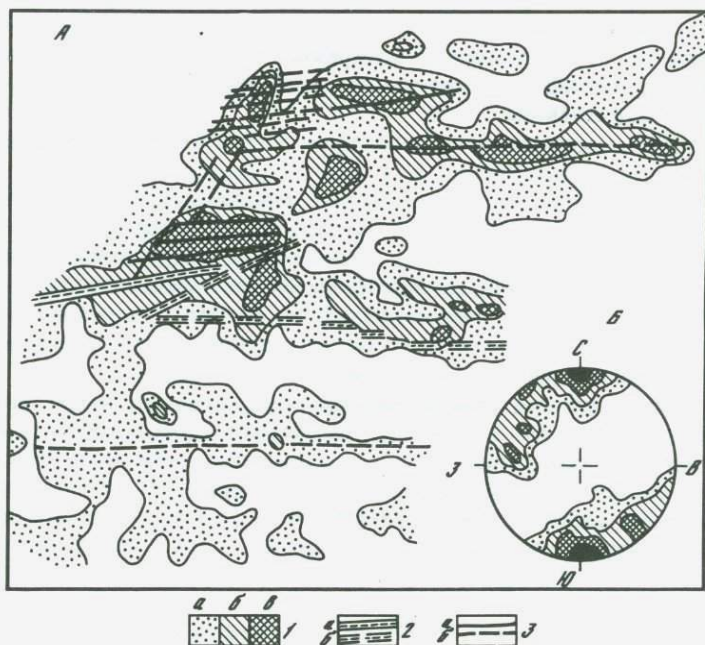


Рис. 85. Рудоносный штоковёрк

А — схема положения разрывов и содержаний металла (в условных единицах); Б — диаграмма ориентировки минерализованных трещин, 189 замеров, $1-2-3-5$ %; 1 — содержания металла (а — слабое, б — повышенное, а — значительное); 2 — крупные разрывные нарушения (а — прослеженные на отдельных интервалах); 3 — разрывы (а — прослеженные, б — прослеженные на отдельных интервалах)

верковое месторождение. Отчетливо прослеживаются разрывные нарушения различных масштабов, преимущественно близширотного, менее северо-восточного простираний. Эти направления четко выявляются и на диаграмме трещиноватости. Изолинии содержания металла на плане показывают, что оруденелые участки протягиваются также в близширотном, частично в северо-восточном направлениях.

Другие области использования статистического изучения трещин в породах. Качество строительного камня. При разработках карьеров строительного камня первостепенное значение имеет измерение удельной трещиноватости. Промышленные нормы допускают добычу блоков, если на 10 м обнаженной породы приходится 2—4 трещины. Дальнейшие требования относятся к физико-механическим свойствам породы.

Оптимальные условия расположения шпуров в забое определяются тем, что наиболее эффективно взрыв породы проявляется, если шпуры расположить перпендикулярно наиболее интенсивно проявленному направлению трещин.

2. МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Моделирование при изучении структур эндогенных рудных полей и месторождений имеет целью помочь выяснению геолого-структурной обстановки данного участка земной коры в процессе рудоотложения и этим способствовать установлению закономерности размещения оруденения в его пределах. Моделируется развитие складчатых и разрывных нарушений, а также положение полей напряжений, обусловивших их образование.

Наиболее известны следующие методы моделирования природных тектонических процессов.

1. Эксперименты на тождественных моделях, т.е. на естественных горных породах. Моделируется процесс формирования трещин разных типов в различных условиях температуры и давления. Обычно этот метод используется для определения физико-механических свойств горных пород и руд, в частности их сопротивления раздавливанию. В изучении собственно структур рудных полей и месторождений возможности этого метода ограничены.

2. Эксперименты на эквивалентных материалах, т.е. имеющих механические свойства, сопоставимые с таковыми горных пород. На моделях из чередующихся пластов глин с разными добавками песка либо из других материалов путем их сжатия воспроизводят различные складчатые формы, сочетания их с разрывами [113]. На массивных моделях из глины изучают возникновение разрывов. Таковы, например, известные эксперименты Г. Клооса по образованию оперяющих трещин при сдвиговых перемещениях.

3. В настоящее время наиболее перспективным представляется метод моделирования деформаций на оптически активных средах (так называемый поляризационный метод). Он впервые был применен в СССР в Институте физики Земли М.В. Гзовским и сотрудниками [33, 113]. Широко использовался в Среднеазиатском институте геологии и мине-

рального сырья (г. Ташкент) В.А. Королевым [6, 38, 59] и продолжает развиваться его сотрудниками и учениками. Этот метод основан на способности некоторых прозрачных и полупрозрачных материалов, изотропных в ненапряженном состоянии, приобретать свойство дву-преломления, если к ним приложить механическое воздействие. При этом *двупреломление тем больше, чем более интенсивное сжатие претерпевает модель*. Участки, слабо деформированные, не показывают сколько-нибудь значительного двупреломления.

В качестве оптически активных материалов используются студнеобразные вещества, приготовленные на основе желатина, глицерина с добавлением ряда других веществ [103].

Теоретические основы метода разработал М.В. Гзовский [33]. Эта разработка позволяет оценивать приближенно количественно степень относительно напряженного состояния различных участков деформируемой модели. При обычных работах такого расчета делать не нужно: степень напряженного состояния определяется по относительной высоте интерференционной окраски, фиксируемой при скрещенных николях. К моделированию на оптически активных материалах предъявляются следующие требования:

- 1) модель должна быть подобна исследуемому природному объекту;
- 2) на модели должны изучаться различные факторы, действующие в природных условиях совместно;
- 3) моделирование должно последовательно приближаться к возможно более полному подобию природным объектам;
- 4) выводы о результатах моделирования должны быть обоснованы статистически.

Чтобы сохранить условия подобию модели с природными, требуется определение физико-механических свойств горных пород, слагающих данный геологический объект. Это необходимо для подбора оптически активных материалов, на которых проводится моделирование. Должна быть выяснена палеотектоническая обстановка, региональный план деформации в момент формирования данных элементов структуры с тем, чтобы модель была поставлена в аналогичные, возможно близкие, условия. Должна быть детально изучена морфология геологоструктурных элементов (складки, контакты пород, разломы), установлены (по полевым наблюдениям) направления перемещений по основным тектоническим поверхностям.

Моделью служит массивная деревянная рама со стеклянным дном, в которую залит оптически активный материал равной толщины; после застывания он превращается в упругий студень. На нем с соблюдением точного изометрического подобию в принятом масштабе вырезаются контуры структурных элементов, которые требуется исследовать. Рама снабжена специальным приспособлением, позволяющим придавать модели сжатие или растяжение.

Наблюдения над проявлением деформаций проводятся путем просвечивания в поляризованном свете модели, подверженной нагрузке. Примерная модель наблюдений показана на рис. 86 (чертеж А). Пластика оптически активного материала растягивалась по длинной оси. Возникшие при этом напряжения связаны с растяжением на участке

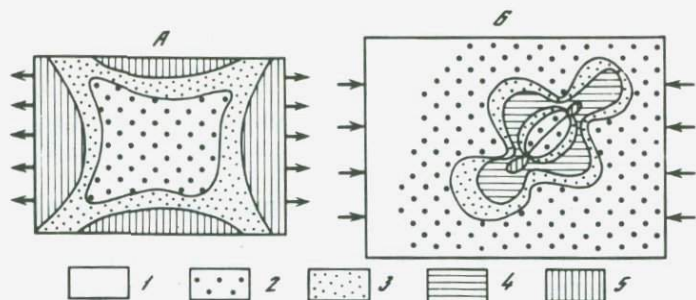


Рис. 86. Распределение напряжений в моделях из оптически активного материала. По В.А. Королеву и Ш.Д. Фатхуллаеву [59]

А — в однородной модели при растяжении; Б — в модели, осложненной дизъюнктивным нарушением при сжатии. Направление действующих усилий показано стрелками. Значения напряжений: 1 — отсутствие, 2 — слабые, 3 — умеренные, 4 — сильные, 5 — максимальные

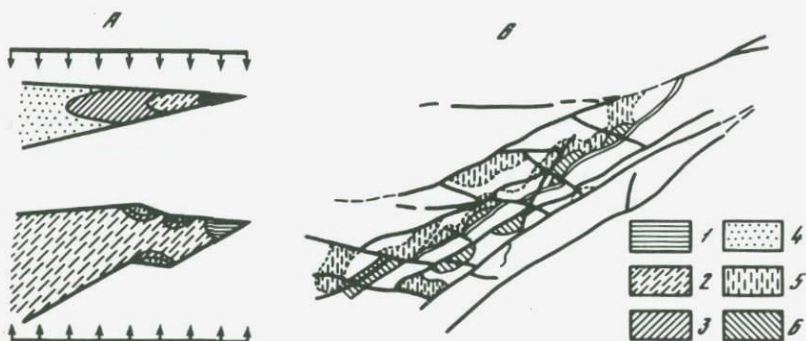


Рис. 87. Поля напряжения и оруденение

А — схема распределения касательных напряжений в клиновидных блоках с различными формами ограничивающих разломов [6]; Б — распределение полей напряжений в модели Актюзского рудного поля. По Ш.Д. Фатхуллаеву и В.А. Королеву [163]. Зоны напряжений: 1 — нейтральные, 2 — умеренные, 3 — интенсивные, 4 — максимальные, 5 — контрастные. Рудная минерализация (6) обнаруживает тенденцию к размещению в полях разгрузки, преимущественно в зонах перехода от нулевых к очень слабым касательным напряжениям

приложения усилий, а также перпендикулярно ему за счет сжатия упругой модели. К центру пластинки напряжения значительно снижаются.

На чертеже Б показана модель, имитирующая дизъюнктивное нарушение (прорезь в пластинке оптически активного материала). Оно располагается под острым углом к направлению сжимающих усилий. Максимальные значения напряжений проявляются около концов прорези — флангов разлома, что и обуславливает разрастание его в стороны.

Более сложная картина представлена на рис. 87, где два разлома сходятся в виде клина. В случае ровных ограничивающих его поверхностей в месте непосредственного их схождения проявляются минимальные напряжения. Именно в таких местах и возникают условия, благоприятные для локализации оруденения в природных условиях. Если же ограничивающие клин тектонические поверхности имеют из-

гибы, возникают дополнительные максимумы в местах искривлений, рисунки распределения напряжений и размещения оруденения становятся более сложными.

Оптическое моделирование имеет важное практическое значение, поскольку оно может подсказать, какие участки в пределах рудного поля, представленного системой разрывных нарушений, более благоприятны для локализации оруденения.

Подробнее о применении и возможностях метода оптического моделирования можно узнать из упомянутых выше работ М.В. Гзовского и В.А. Королева. У первого из этих авторов можно получить сведения по общим вопросам применения метода и его теоретическому обоснованию.

3. МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

В этом разделе кратко освещены общие понятия о микроструктурном анализе как вспомогательной методике, используемой при изучении структур рудных месторождений. Теоретические основы методики, техника проведения исследований, возможности ее применения рассмотрены в ряде работ [2, 43, 76, 121, 138, 154].

Под микроструктурным анализом понимается методика изучения пород, позволяющая установить в них наличие, закономерности ориентировки минералов и выяснить ее происхождение. Она может быть обусловлена разными причинами: отложением компонентов породы из неподвижной или движущейся среды, закономерностями роста кристаллов, деформацией породы под воздействием тектонических напряжений.

Ориентировка в процессе отложения свойственна минералам, имеющим пластинчатую, чешуйчатую, удлинненно-призматическую или игольчатую форму. При отложении из неподвижной среды такие минералы располагаются наибольшими плоскостями ограничения параллельно поверхности дна. При отложении из движущейся среды кристаллы ориентируются соответственно движению. В обоих случаях возникает ориентировка по форме зерен.

Ориентировка роста появляется при кристаллизации какого-либо минерала из раствора на стенках трещины или пустоты либо при перекристаллизации или метасоматических преобразованиях пород.

Тектоническая ориентировка в горных породах возникает при их деформации. В процессе деформации породы происходит дифференциальное движение отдельных слагающих ее зерен по отношению друг к другу и(или) деформация зерен по плоскостям скольжения либо двойникования, т.е. по определенным плоскостям кристаллической решетки. Этим самым кристаллы стремятся приобрести энергетически выгодное положение, наиболее соответствующее данной деформации. Общая деформация породы — суммарный результат таких движений. Так, в породах возникает ориентировка минералов, характерная для тектонитов. Очевидно, что, выяснив закономерности ориентировки минералов в породе, можно иметь суждение о типе деформации и о положении ее главных осей, что особенно важно для геолога, занимающегося изучением структур рудных месторождений.

Для облегчения анализа движений в породе, проявляющихся в ориентировке минералов, и для сопоставления полученных данных с элементами макроструктуры в микроструктурном анализе принята прямоугольная система координат. Ось a соответствует линии движения, ac — плоскость деформации, ось b (s) — перпендикуляр к этой плоскости, часто проявляется как ось вращения (рис. 88).

В микроструктурном анализе нередко употребляется также термин "плоскость S' ". Под ним подразумевается всякая плоскость, проявляющаяся в текстуре или структуре породы, как-то: слоистость, сланцеватость структуры течения, плоскости скалывания и т.д.

Техника микроструктурного анализа сводится к статистическому измерению положения в пространстве тех или иных кристаллографических и оптических элементов зерен некоторых минералов, а именно плоскостей спайности, двойникования, оптических осей, осей оптической индикатрисы. Это производится с помощью федоровского столика, снабженного приспособлением для параллельного перемещения шли-

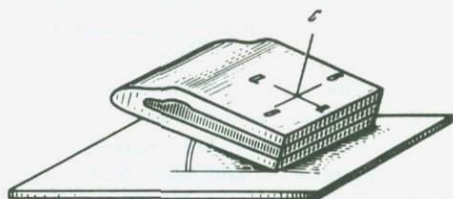


Рис. 88. Соотношение осей координат, принятых в микроструктурном анализе (на примере складки)

a — линия движения; ac — плоскость деформации; s — перпендикуляр к плоскости ac (нередко является осью вращения)

фов, которые вырезаются перпендикулярно видимой неоднородности породы, из образцов, ориентированных относительно каких-либо элементов макроструктуры — сланцеватости, трещины, контакта жилы и т.п.

Положение ориентированного образца в пространстве строго фиксируется. На поверхности образца наносится линия ее простирания со стрелкой на одном конце, указывающей направление ориентировки, а также штрих, отмечающий линию падения. Записываются элементы залегания этой поверхности, направление, указанное стрелкой, и угол падения, а также положение нормали к плоскости ориентировки образца (она наклонена вверх или вниз). Подготовка материала для изготовления ориентированных шлифов и их маркировка показаны на рис. 89.

В зависимости от сечения зерна в шлифе положение оптической оси определяется путем совмещения ее либо с осью микроскопа, либо с осью I федоровского столика. Это достигается путем вращения шлифа вокруг оси N и наклоном по оси J или H . Положение плоскости спайности или двойникования устанавливается совмещением их с плоскостью, проходящей через ось и горизонтальную нить микроскопа. Для этого шлиф вращают вокруг оси N и наклоняют по оси I [76].

Результаты измерений обрабатываются подобно замерам трещин путем нанесения их в виде точек — проекций оптических осей или нормалей к плоскостям спайности, двойникования и т.п. — на проекцию полусферы. За рубежом для этого пользуются исключительно равноплощадной сеткой Шмидта в проекции на нижнюю полусферу. В СССР

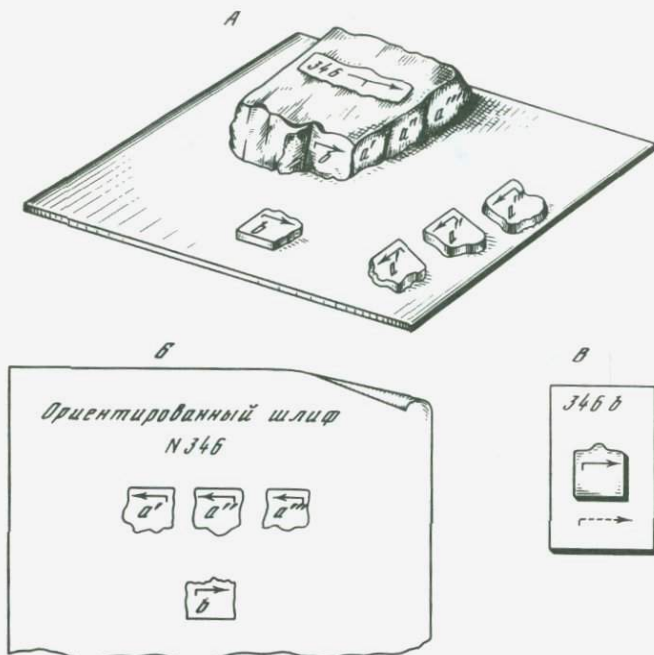


Рис. 89. Подготовка пластинок для изготовления ориентированных образцов. По Л. И. Лукину и др. [76]

Стрелка на поверхности образца показывает его ориентировку в пространстве. А — отпиливание и маркировка пластинок породы для шлифов; Б — зарисовка контуров этих пластинок перед наклеиванием на предметное стекло; В — пластинка горной породы, наклеенная на предметное стекло. Пунктирная стрелка показывает ориентировку пластинки. Стрелка нанесена на нижней поверхности стекла алмазным карандашом (как и номер шлифа)

замеры чаще проектируют на верхнюю полусферу, причем некоторые геологи пользуются стереографической проекцией Г. Вульфа, как и при обработке замеров трещин.

Для нанесения результатов замеров на восковку удобно пользоваться упрощенными шаблонами (рис. 90, Приложения VIII, IX). Полученная точечная диаграмма подвергается дальнейшей обработке, подобно диаграммам трещиноватости. Вычисляется плотность ориентировки на единицу площади диаграммы (обычно на 1%) в процентах от общего количества замеров, проводятся изолинии плотностей и выявляются максимумы, которые сопоставляются с элементами макроориентировки и с данными обычных геологических наблюдений.

Выделяются два основных типа тектонической ориентировки. Одина два достаточно четких максимума на пустом фоне диаграммы либо среди поля слабо выраженных плотностей характеризуют S-тектониты. Зачастую такие максимумы отражают положение плоскостей скольжения. Если имеется несколько максимумов, располагающихся в пределах определенного пояса, осью которого является ось вращения v , то такие структуры называют В-тектонитами, а при более или менее равномерной плотности пояса — R-тектонитами (рис. 91). Можно полагать,

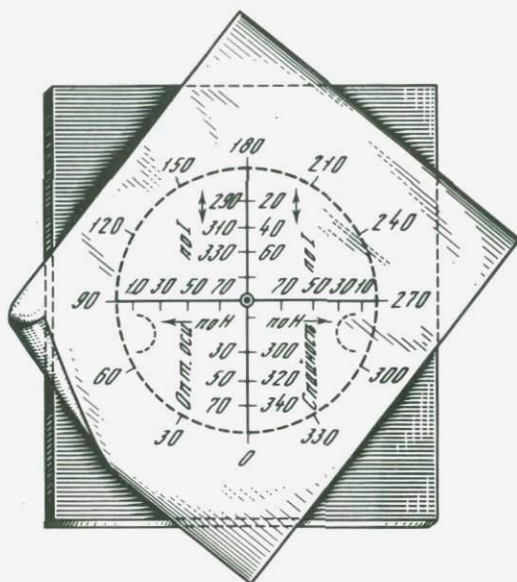


Рис. 90. Палетка для нанесения на диаграмму данных микроструктурного анализа (просвечивает через воскровку)

По вертикальному диаметру наносятся: по левым цифровым обозначениям — положение оптической оси, совмещенной с осью микроскопа; по правым — полюсы спайности и плоскости двойникования. По горизонтальному диаметру (вправо и влево) — положение оптической оси, совмещенной с осью I Федорова столика. Для простоты на палетке показаны дуги, отсчет по которым наносится в данном направлении. Обозначения на вертикальном диаметре сетки делаются в том же порядке, что и на барабане оси I . Цифровые обозначения по периферии палетки наносятся в том же порядке, как они показаны на внутреннем кольце столика (т.е. фиксирующие поворот вокруг оси N)

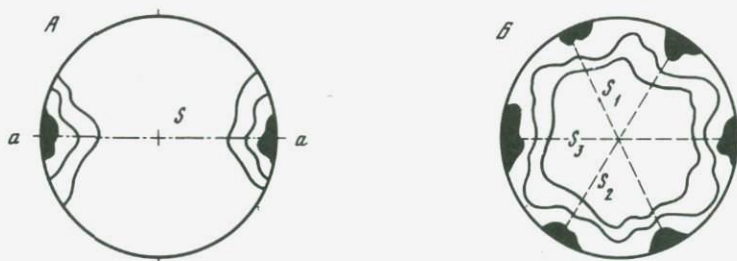


Рис. 91. Тектониты

A — S-тектонит с одним максимумом; B — В-тектонит с тремя максимумами

что и в В- и в R-тектонитах ось b — линия пересечения плоскостей S (плоскостей скалывания), а образование В- и R-тектонитов является следствием поворота или вращения плоскостей скольжения в зернах (плоскостей S) вокруг оси b и в процессе деформации.

При массовой работе по расшифровке структур рудных полей и месторождений в деформированных породах и в породах с возможным проявлением деформации обычно изучается ориентировка кварца, карбонатов и слюд. Помимо этих минералов, иногда в горных породах

и рудных телах изучают ориентировку зерен пироксена, амфибола, полевых шпатов, барита и ряда других минералов [154].

Однако для некоторых из этих минералов закономерности тектонической ориентировки изучены плохо, а выявление ориентировки других сопряжено со значительными трудностями. Поэтому измерение их ориентировки широко не практикуется.

Наиболее хорошо изучена взаимосвязь деформации и тектонической ориентировки у карбонатов. Чаще геологи имеют дело с кальцитом, поскольку кальцитовые известняки и мраморы вмещают многие рудные месторождения.

На рис. 92 показаны пространственные соотношения основных структурных элементов кристаллов кальцита (*A*) и доломита (*B*). Хорошо известно, что кальцит легко подвергается механическому двойникованию путем скольжения по плоскости e ($01\bar{1}2$) в направлении к оптической оси, как показано на рис. 92, *A*. В кальците имеются три такие плоскости, в механическом отношении равнозначные. Вполне очевидно, что двойниковое скольжение будет происходить по тем из них, которые расположены благоприятно относительно направления движения в деформированной породе. У кальцита угол между нормалью к плоскости двойникования e ($01\bar{1}2$) и оптической осью равен $26^\circ 15'$. Зная их положение в пространстве, нетрудно определить направление движения при двойниковании. Значительно реже, как правило при высоких температурах, скольжение в кристаллах кальцита происходит по плоскости r ($10\bar{1}1$) в направлении от оптической оси: угол между последней и нормалью к плоскости скольжения равен $44^\circ 30'$. У доломита скольжение осуществляется по плоскости f ($02\bar{2}1$) в направлении от оптической оси кристалла (см. рис. 92, *B*), угол между последней и нормалью к плоскости двойникования f ($02\bar{2}1$) равен $63^\circ 07'$.

При изучении микроструктуры карбонатных пород в каждом зерне на федоровском столике определяют положение оси (00) и нормали к плоскости двойникового шва (или спайности — плоскости возможного двойникования), т.е. для кальцита к плоскости e ($01\bar{1}2$) — точка *Pe* или для доломита к плоскости f ($02\bar{2}1$) — точка *Pf*. Их наносят на восковку обычно с помощью сетки Шмитда или Вульфа, совмещают с одним из меридианов (дуг большого круга) и от проекции нормали к двойниковому шву откладывают 90° . Полученные точки *De* для кальцита и *Df* для доломита будут соответственно проекциями пересечения с полусферой короткой диагонали тупого ромбоэдра e ($01\bar{1}2$) или линии скольжения по грани f ($02\bar{2}1$). Иными словами, это проекция линий скольжения, соответствующая линии — оси a структурных координат в данном зерне. Ось c перпендикулярна ей и лежит в плоскости деформации, т.е. совпадает с полюсом двойникового шва, а ось b перпендикулярна этой плоскости. Вполне очевидно, что оптическая ось двойника также лежит в плоскости деформации, т.е. в плоскости ac .

Мы рассмотрели принципы определения структурных координат в одном зерне карбоната. Зная их положение, можно подойти и к выяснению размещения главных осей деформации. Главные оси деформации зерна кальцита будут занимать такое положение. Средняя ось деформации B по ориентировке совпадает с осью b , а плоскость деформации

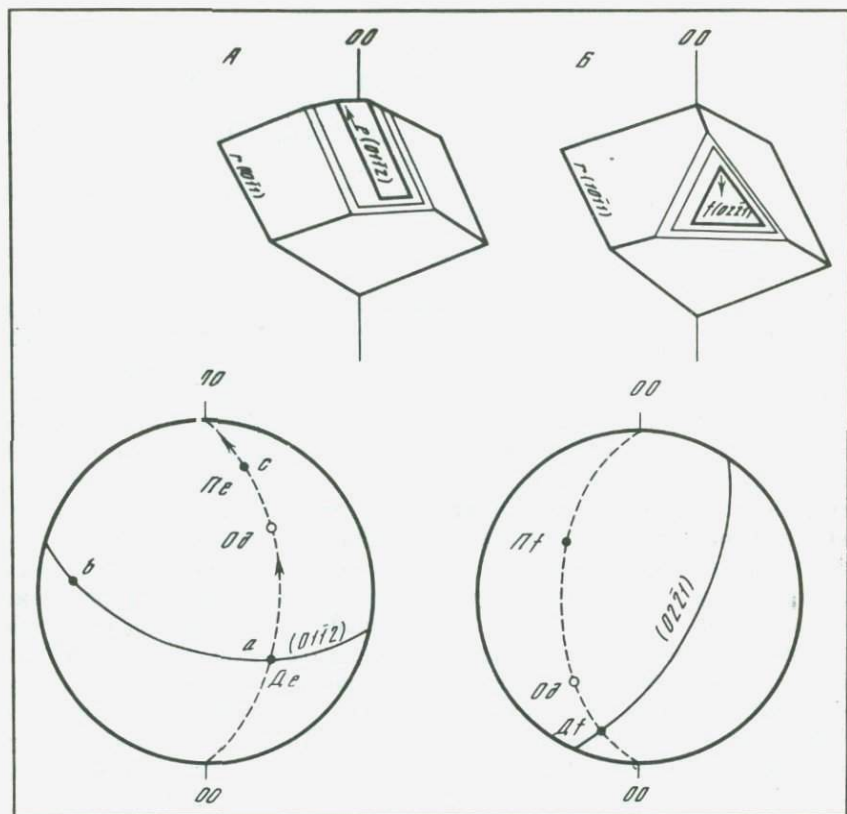


Рис. 92. Ориентировка главнейших кристаллографических плоскостей и направлений двойникового скольжения (показаны стрелками) в кристалле кальцита (А) и доломита (Б)

Внизу — стереографические проекции основных элементов кристаллов этих минералов: OO — оптической оси основного зерна; OD — оптической оси двойника; Pe — нормали к плоскости $e(01\bar{1}2)$; De — линии скольжения или короткой диагонали грани ромбоэдра $e(01\bar{1}2)$; Pf — нормали к грани $a(02\bar{2}1)$; a, b, c — проекции осей структурных координат. В кальците ось a по ориентировке совпадает с короткой диагональю ромбоэдра $e(01\bar{1}2)$; ось c — нормалью; ось b — перпендикулярна к ним. Проекция плоскостей ромбоэдров $(01\bar{1}2)$ и $(02\bar{2}1)$ нанесены сплошными линиями дугами большого круга. Проекция плоскостей, в которых лежат оптические оси основных зерен (OO), двойников (OD) и нормали Pe и Pf изображены прерывистыми линиями

AC — с плоскостью ac структурных координат. При этом наименьшая ось деформации C располагается диагонально к осям a и c структурных координат и по ориентировке близка к перпендикулярю к оптической оси кристалла. Соответственно наибольшая ось деформации A располагается между осями структурных координат a и c в смежном секторе и образует с ними угол, близкий к 45° .

При развитии двойниковых пластинок по плоскостям нескольких граней оси деформации будут занимать иное результирующее положение. Оно может быть определено лишь качественно, с учетом интенсивности проявления двойникового по плоскостям разных граней.

В породе и оптические оси и плоскости двойникового разных зерен

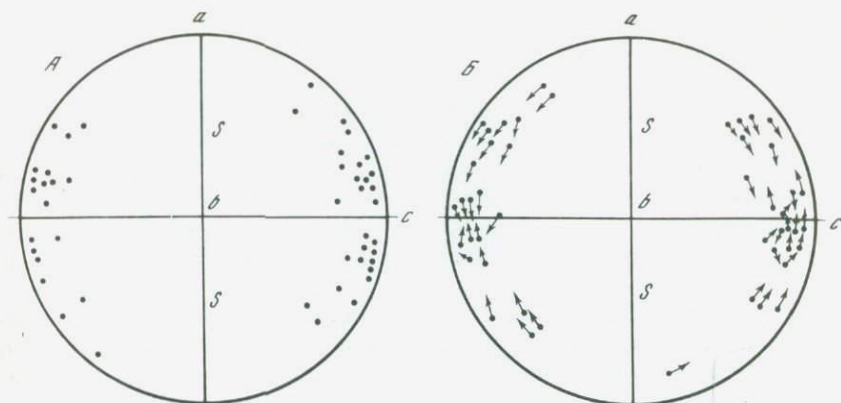


Рис. 93. Сводная диаграмма максимумов частных диаграмм ориентировки зерен кальцита в мраморах Главного рудного тела месторождения Тырнауз. По А. А. Курдюкову, взято у А. В. Пэка [125]

А — максимумы оптических осей (около 5000 измерений); *Б* — максимумы полюсов двойниковых пластинок (около 3000 измерений). Стрелками показаны положения коротких диагоналей и направления скольжения по ним. *S* — полосчатость в мраморе

имеют в общем разнообразную ориентировку. Однако при обработке круговых диаграмм в тектонитах проявляются максимумы плотностей этих элементов микроструктуры. С их помощью расположение осей деформации может быть установлено статистически более точно. Для определения направления движения в деформированной карбонатной породе изготовляют особую диаграмму. На построенной с помощью сетки Г. Вульфа или В. Шмидта точечной диаграмме ориентировки оптических осей и полюсов плоскостей двойникования совмещают отражающие их точки раздельно для каждого зерна с дугой большого круга и указывают стрелкой соответствующее направление скольжения (рис. 93). По преобладающей ориентировке этих стрелок определяют общее направление движения в породе в целом и устанавливают ориентировку главных осей деформации. При отсутствии двойников в кристаллах карбоната, слагающего породу, можно измерять положение плоскостей спайности — плоскостей возможного скольжения — и вести дальнейшую обработку полученных данных так же, как это указано выше для двойниковых швов.

Иногда в зернах кальцита, слагающих мраморизованный известняк, имеется две, а то и три системы двойников, плоскости которых последовательно пересекают одна другую с некоторым смещением. Раздельное измерение положения оптических осей и плоскостей двойникования в каждой такой системе позволяет выявить многократные деформации породы в их последовательности и установить характер их проявления.

Среди деформированных карбонатных пород наиболее просты по конструкции *S*-тектониты, отличающиеся небольшим количеством максимумов оптических осей, а также нормалей к плоскостям спайности и двойникования. В них проявляются одна-две, редко больше

различно ориентированных плоскостей скольжения. Наиболее часто встречаются S-тектониты следующих видов:

1. S-тектониты с одним максимумом нормалей к плоскостям двойникового скольжения и одним или двумя максимумами оптических осей. Возникают в условиях плоской деформации при относительно постоянном положении осей структурных координат. Характерны для рассланцованных кристаллических карбонатных пород и для прослоев мраморов среди гнейсов, образующих складки скальвания и течения. Такие тектониты проявляются также и в узких зонах, сопровождающих сколовые нарушения.

2. S-тектониты с двумя максимумами нормалей к плоскостям двойникового, пересекающихся большей частью под большими углами; оптические оси ориентированы в двух или более направлениях и приблизительно параллельны поясу нормалей. Это тектониты сплющивания; в них ось b структурных координат совпадает с линией пересечения плоскостей скольжения S, оси a_1 и a_2 параллельны линиям скольжения, оси C_1 и C_2 перпендикулярны к плоскостям двойникового скольжения.

Чтобы быть уверенным в правильности отнесения к В-тектонитам пород, для которых получена такая диаграмма, нужна дополнительная проверка. Дело в том, что при измерении положения плоскостей спайности и двойниковых швов в зернах карбонатов и других минералов под микроскопом не фиксируются эти элементы их структуры, полого наклоненные к плоскости шлифа. И даже при полном отсутствии ориентировки обработка измерений дает картину поясового расположения плоскостных элементов структуры по периферии диаграммы; соответственно такая порода может быть ошибочно принята за В-тектонит. Поэтому при микроструктурном анализе таких пород следует проводить измерения ориентировки оптических и кристаллических элементов зерен в двух перпендикулярных шлифах.

В деформированных карбонатных породах проявляются В-тектониты двух основных типов:

1. В-тектониты с одним поясом оптических осей и нормалей к плоскостям двойникового и спайности. Они возникают путем скольжения по одной системе плоскостей, сопровождаемого межзерновым дроблением и поворотом зерен.

Это тектониты зон рассланцевания и разрывов типа скальвания либо многократной деформации сплющивания (деформация чистого сдвига) при стабильном положении оси b и соответственно плоскости деформации ac , но на диаграммах выявляется несколько плоскостей S-структур, пересекающихся примерно по одной линии. Такие тектониты в отличие от тех, что сопровождаются межзерновым дроблением, развиваются в условиях большей пластичности среды, степень которой повышается с глубиной, с увеличением температуры и при наличии водных растворов.

2. В-тектониты с двойным поясом оптических осей и нормалей к плоскостям двойникового скольжения возникают чаще всего в условиях проявления длительных многостадийных деформаций, в процессе которых положение осей структурных координат a , b , c меняется от стадии к стадии. Тектониты этого типа характерны для мраморизованных

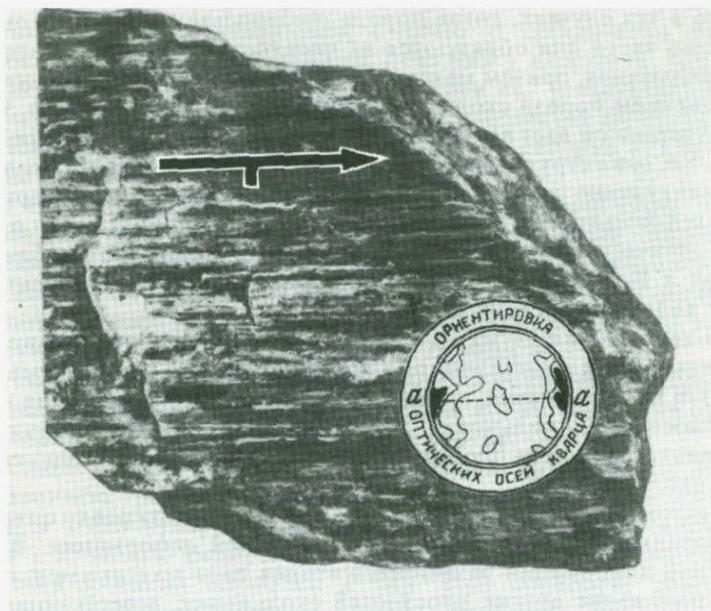


Рис. 94. Ориентировка оптических осей кварца на плоскости разрыва с бороздами скольжения. Стрелка в верхней части образца показывает линию простирания и падения разрыва. По Лукину [97]

известняков близ массивов интрузивов, контакт которых сопровождается зоной известковых скарнов. Формирование таких тектонитов синхронно с процессом образования рудных скарнов [160].

Механизм ориентировки зерен кварца при деформации содержащих его пород изучен хуже, и интерпретация диаграмм ориентировки кварцевых тектонитов в достаточной мере гипотетична либо основана на обычных геологических наблюдениях. Известно, что наиболее часто зерна кварца в связи с движениями вдоль какой-либо поверхности, в частности вдоль зеркал скольжения, ориентируются оптическими осями, или, что то же самое, осями c $[0001]$, примерно параллельно линии движения (рис. 94). Обычно это и принимается за основу при рассмотрении круговых диаграмм ориентировки кварцевых тектонитов. Впрочем, возможна также трансляция кристаллов кварца по плоскостям ромбоэдров $(10\bar{1}1)$ и $(01\bar{1}1)$; указывается и ряд других граней возможной трансляции зерен кварца [154].

Необходимо подчеркнуть, что максимумы ориентировки оптических осей зерен в кварцевых тектонитах отражают лишь положение линии движения, т.е. оси a структурных координат, лежащей в плоскости скольжения S , но не направление движения.

Кварц довольно легко приобретает ориентировку под воздействием тектонических деформаций с образованием S- и В-тектонитов. Среди S-тектонитов выделяются:

1. Тектониты с одним максимумом оптических осей, возникающие обычно в тех случаях, когда порода претерпевает разрыв сплошности. Особенно часто они образуются на плоскостях скольжения вдоль трещин скалывания, причем максимум выходов оптических осей совпадает с положением борозд скольжения или близок к нему (см. рис. 94); при их отсутствии он дает возможность установить положение линии скольжения, т.е. оси a структурных координат. В той же плоскости скольжения перпендикулярно оси a располагается ось b , а ей перпендикулярна плоскость деформации ac . С удалением от плоскости скольжения ориентировка оптических осей кварца в породе изменяется, часто наблюдается переход к В-тектониту, далее видимая закономерность ориентировки может полностью исчезнуть.

2. S-тектониты с двумя максимумами оптических осей кварца, обусловленные проявлением деформации сплющивания. Максимумы располагаются на диаграммах примерно под углом 90° и отражают наличие двух плоскостей скольжения, пересекающихся по оси b структурных координат. Вдоль этих плоскостей, перпендикулярно оси располагаются линии скольжения a .

S-тектониты кварца с двумя максимумами ориентировки оптических осей возникают в случае проявления плоской деформации. В случае трехосной деформации развивается вторая пара максимумов, отражающая положение других плоскостей скольжения, пересекающихся по оси b_2 , примерно перпендикулярной оси b_1 . S-тектониты с четырьмя максимумами могут возникнуть также в случае, если породы претерпели два последовательных этапа деформаций при различных тектонических планах.

В-тектониты кварца широко распространены. Они характеризуются тем, что оптические оси кварцевых зерен ориентированы различно, но преимущественно в плоскости ac и на диаграммах образуют пояс, осью которого является ось b структурных координат. В пределах пояса большей частью выделяются два, четыре, а то и более максимумов, отражающих положение плоскостей скольжения S , ориентированных перпендикулярно плоскости ac и пересекающихся по оси b .

В-тектониты кварца характерны для пород, деформированных в условиях пластического преобразования без разрыва сплошности. Такими являются метаморфические сланцы, метаморфизованные песчаники, кварцевые филлиты, кварциты и т.д.

В-тектониты с неполным прерывающимся поясом, переходные к S-тектонитам, сопровождающимся некоторым растягиванием максимумов в направлении, перпендикулярном оси b , описаны для кристаллических сланцев, гнейсов и других пород, смятых в складки. Нередко В-тектониты с неполным поясом развиваются в зонах пород, прилежащих к крупным дизъюнктивам сколового типа, в пределах которых непосредственно отмечается ориентировка кварца, отвечающая S-тектониту.

С помощью микроструктурного анализа можно подойти к решению вопроса о положении A -, B - и C -осей деформации данной породы. При наличии в карбонатной породе двух или более максимумов, отражающих ориентировку плоскостей двойникования, возникших в связи с деформацией сплющивания, это сделать достаточно просто. Пересече-

ние таких плоскостей S определяет положение оси b структурных координат, обычно совпадающей с осью B деформации породы. Положение осей A и C деформации, лежащих в плоскости, перпендикулярной оси B (или, что то же самое, оси b), устанавливается на основании данных по перемещениям вдоль плоскостей двойникования, что выясняется при измерениях на федоровском столике, как это было показано выше.

Для кварцевых тектонитов решение этого вопроса более затруднительно. При наличии в таких тектонитах двух или более максимумов, отражающих проявление нескольких плоскостей скольжения S , положение оси b структурных координат или оси B деформации породы определится линией их пересечения. Перпендикулярная ей плоскость ac является также плоскостью деформации породы AC .

Не зная направления движения вдоль плоскостей S , определить относительное положение осей A и C нельзя. Но это возможно сделать, если в породе наряду с кварцем имеется биотит.

По слюде обычно определяют плоскостную ориентировку породы, обусловленную трансляцией этого минерала по плоскостям спайности (001). Для этого измеряют положение спайности в ориентированных шлифах с помощью федоровского столика и наносят на диаграмму в виде точек-проекции нормалей к ней. При обработке диаграммы тектонитов — кристаллических сланцев, гнейсов — обычно хорошо выявляется один максимум, и в таком случае можно говорить лишь, что он соответствует плоскости ab ; ось c ему перпендикулярна. При наличии в породе кварца может быть определено положение оси a и соответственно оси b .

Иногда максимум полюсов спайности слюды бывает растянут в одной плоскости, проявляя тенденцию к образованию поясной структуры. В таких случаях точка, соответствующая оси вращения такого намечающегося пояса, представляет собой ось b . Трансляция биотита происходит по плоскости спайности (001), следовательно, линия, лежащая в этой плоскости и перпендикулярная оси пояса, будет соответствовать оси a структуры.

А.Н. Казаков [47] считает возможным устанавливать не только положение линии трансляции биотита, но и направление движения (рис. 95). Согласно его данным, линия движения лежит в плоскости (001) и проходит в направлении [100], т.е. перпендикулярно (010). Оптическая ось в биотите образует острый угол с плоскостью (001), и движение при трансляции происходит именно в сторону этого острого угла. Зная же направление движения в плоскости ориентировки слюды, т.е. по оси a в направлении [100], можно определить положение осей A и C деформации породы, подобно тому как это было указано для карбонатов.

Приведенное краткое рассмотрение метода микроструктурного анализа показывает, что он достаточно трудоемок. Поэтому применять его можно лишь в тех случаях, когда поставлена конкретная задача, трудно разрешаемая обычными геологическими методами. Он может помочь при выяснении генезиса складок (в складках скальвания и слюда и кварц ориентируются параллельно осевой плоскости, а в складках изгиба — параллельно слоистости), в выяснении генезиса ориен-

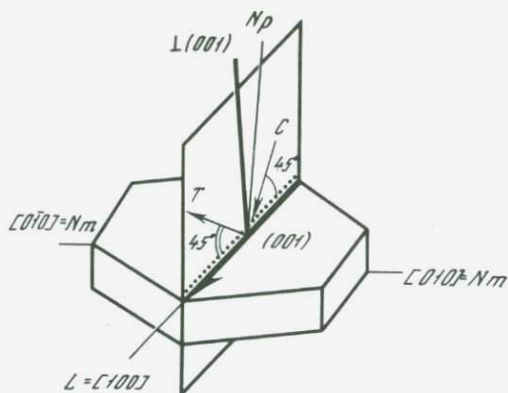


Рис. 95. Положение динамических направлений в биотите при трансляции по (001) в направлении [100]. По А.Н. Казакову [47]

C — ось сжатия; T — ось растяжения; L — линия скольжения

тированного сложения гранитоидов (является ли оно следствием деформации или течения расплава). Микроструктурный анализ способствует выяснению типа разрывных нарушений, установлению направлений движений их стенок, помогает изучению смещений по рудоносным трещинам в процессе оруденения и в послерудное время. Наконец, с помощью микроструктурного анализа могут быть уточнены представления о структурных условиях минералообразования, в частности о роли и значении различных типов деформаций (пластических, хрупких) в развитии метасоматитов и оруденения.

При целеустремленном применении метод микроструктурного анализа обеспечивает исследователя объективными данными, дополняющими обычные геологические наблюдения. Труд, затраченный на обработку ориентированных шлифов, обычно окупается, особенно в тех случаях, когда общепринятые методы геологических исследований не дают однозначного ответа на конкретно поставленный вопрос.

Примеры использования микроструктурного анализа при решении отмеченных выше и некоторых других вопросов приведены в ряде статей и пособий [76, 97, 160].

4. СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Закономерности локализации эндогенного оруденения находятся в определенной зависимости от анизотропии вмещающих пород. Она выражается различиями физических и механических свойств в разных направлениях, что обусловлено особенностями строения породы, нередко закономерным ориентированным расположением слагающих породу минералов. Анизотропия в горных породах часто проявляется макроскопически и всегда достаточно отчетливо устанавливается при микроструктурном исследовании ориентированных шлифов.

Для процессов формирования структур эндогенных месторождений особенно важную роль играет анизотропия упругих свойств пород. Она существенно влияет на закономерности проявления тектонических

деформаций. Изучение анизотропии упругих свойств горных пород и выяснение влияния ее на формирование деформационных структур являются основными задачами структурно-петрофизического анализа.

Это направление исследований развивается в ряде научных и производственных организаций. Особенно успешно и целеустремленно оно разрабатывается в лаборатории петрофизики при кафедре полезных ископаемых МГУ, руководимой В.И. Старостиным. Перу этого исследователя принадлежат и основные пособия по структурно-петрофизическому анализу [32, 142]. Приводимое нами описание метода представляет собой краткое изложение некоторых разделов этих работ.

Анизотропия упругих свойств горных пород в настоящее время устанавливается обычно путем изучения скоростей распространения ультразвуковых упругих волн по разным направлениям в ориентированных образцах. Она может иметь различные причины. Сингенетическая анизотропия возникает уже при формировании самой породы, сложенной минералами, имеющими различные физические и механические свойства, и проявляется в ориентировке их по форме зерен.

В осадочных породах это слоистость, следы ряби и т.п., в магматических — флюидалность, ориентированное положение некоторых минералов, в метаморфических — сланцеватость, гнейсированность и т.д. Для таких пород характерна большая скорость прохождения упругих волн в направлении, параллельном плоскости ориентировки.

Анизотропия в горных породах может возникнуть также в связи с наличием напряженного состояния под действием литостатического давления либо тектонических усилий. Поскольку горные породы часто бывают анизотропны уже при атмосферном давлении, в изучаемых образцах при наложении напряжения степень ее повышается, при снятии же его восстанавливается первоначальная анизотропия.

И наконец, анизотропия пород может возникнуть в результате их деформации. Начиная с небольших величин направленного или всестороннего давления, в породах проявляются микроразрушения и пластическая деформация. Возникает катаклаз по границам зерен, а в самих зернах — пластические деформации, выраженные трансляцией, двойникованием с одновременным поворотом зерен в положение, благоприятное для проявления этих деформаций. Все эти изменения в породе хорошо фиксируются при изучении ориентированных шлифов на федоровском столике.

Изучение анизотропии физико-механических, в том числе и упругих, свойств горных пород обычно производится путем профилирования. Для этого отбираются ориентированные блоки пород и из них выпиливаются образцы с тремя взаимно перпендикулярными поверхностями, на которых намечаются линии ультразвукового профилирования. Изготовлению таких образцов предшествует исследование ориентировки анизотропии с помощью микроструктурного анализа: это необходимо для выбора направления плоскостей распила образцов в соответствии с положением осей структурных координат a , b , c .

Скорость прохождения упругих волн измеряется с помощью ультразвукового импульсного метода; при этом применяются соответствующие установки — преимущественно ИПА и ИКЛ-6. Принцип их

действия заключается в следующем. Генератор возбуждающих импульсов подает на пьезоэлектрический излучатель электрические импульсы высокой частоты: они преобразуются в импульсы ультразвуковых колебаний, скорость распространения которых определяется свойствами исследуемой среды. Ультразвуковые сигналы, прошедшие через такую среду, принимаются пьезоэлектрическим приемником, который преобразует их в электрические импульсы; они подаются на осциллографический индикатор, позволяющий визуально наблюдать эти сигналы и измерять время их прохождения через испытываемую среду.

При продольном профилировании положение излучателя закрепляется на образце, а приемник перемещается вдоль шлифованной поверхности по прямым на равные расстояния. Отмечается время первого поступления импульса и время первых фаз упругих колебаний для каждой точки такого профиля. Строятся кривые, определяются скорости упругих волн и рассчитываются значения упругих постоянных, свойственных исследуемой породе. Метод продольного профилирования позволяет определять скорость прохождения как продольных, так и поперечных упругих волн. Однако применение его достаточно сложно и требует проведения некоторых дополнительных исследований.

В.И. Старостин [142] значительно упростил технику определения скорости прохождения упругих волн. Им разработаны теодолитные приставки к ультразвуковым приборам, позволяющие достаточно быстро замерять скорости упругих продольных волн в разных направлениях на пластинках толщиной от 0,5 до 5—6 см и диаметром от 4—5 до 10—15 см. В результате таких измерений получают данные о значениях скоростей ультразвуковых продольных упругих волн во всех направлениях исследуемого образца. Более точные данные можно получить, если использовать не одну, а две-три пластинки, ориентированные взаимно перпендикулярно. Данные измерений обрабатываются с помощью равноплощадной сетки Шмидта (рис. 96). По полученной диаграмме определяют тип симметрии анизотропии исследованной упругой среды. Рассчитываются также значения модулей упругости среды в разных направлениях.

С учетом большой трудоемкости составления таких диаграмм, а также искажений при подсчете плотностей точек (особенно если пользоваться сеткой Шмидта, сильно искажающей фигуры максимумов) в лаборатории В.И. Старостина разработан и применяется метод обработки данных измерения скорости упругих волн с помощью ЭВМ. Этим достигается быстрота составления диаграмм, простота перевода их в случае надобности в другую плоскость; искажение при подсчете плотностей точек в результате сглаживания исключается, поскольку оно делается непосредственно на сфере, а не на какой-либо ее проекции.

Машина выдает круговую диаграмму, на которой цифры, выражающие сглаженные значения плотностей точек, отстоят примерно на 1 см друг от друга. Для доработки диаграммы остается лишь провести изолинии плотностей. Конечно, ЭВМ может быть использована и для составления круговых диаграмм по данным статистического измерения любых ориентированных элементов геологической структуры — трещин, слоистости, данных микроструктурного анализа и т.п.

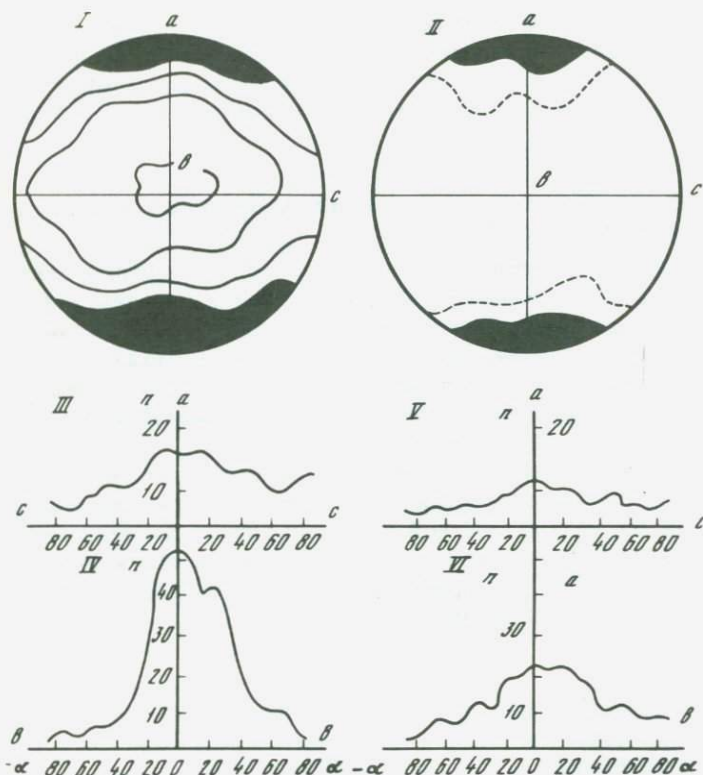


Рис. 96. Микроструктурные и петрофизические особенности серицит-кварцевой породы (Ленингорское месторождение, Рудный Алтай). По В.И. Старостину [142]

I — диаграмма скоростей продольных волн; изолинии: 2,6—3,0—3,4—3,8 км/см; *a*, *b*, *c* — оси структурных координат; II — оптические оси 80 зерен кварца в плоскости *ac*; изолинии 1,5—2%; III, IV — графики частот встречаемости ориентировки чешуек серицита в плоскостях *ac*(III) и *ab*(IV) и положение длинных осей зерен кварца и карбоната в плоскостях *ac*(V) и *ab*(VI). *n* — число замеров; α — угол (в градусах) между ориентировкой чешуек серицита и осью

Ранее было сказано, что анизотропия упругих свойств горных пород обуславливается особенностями их строения. Поэтому, если имеется порода с упорядоченной ориентировкой анизотропных минералов, степень и направление этой ориентировки можно установить, не прибегая к трудоемкому микроструктурному анализу. На диаграммах скоростей она проявляется в более четком виде, поскольку они отражают не только ориентировку минералов, но и деформационные элементы — микротрещиноватость, пластическое течение, милонитизацию и т.п. С учетом всех этих данных можно с большой уверенностью оценить анизотропию породы, установить положение осей структурных координат *a*, *b*, *c* в тектоните и подойти к решению вопроса о напряженном состоянии породы.

Тесная связь значений скоростей распределения продольных упругих волн с особенностями структуры породы хорошо иллюстри-

руется рис. 96, I. На нем отчетливо видно, что направление максимальной скорости упругих волн совпадает с ориентировкой по форме зерен кварца и карбоната и с плоскостью ориентировки пластинок серицита, а вместе с тем и с осью a структурных координат, т.е. с линией движения в породе.

5. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПАЛЕОГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Этот вид моделирования имеет целью реконструировать пути движения рудообразующих растворов и условия локализации оруденения на данном рудном объекте в зависимости от проницаемости среды рудоотложения. Он оказывает существенную помощь в выяснении генезиса рудных тел и прогнозировании возможных участков их размещения. Моделирование производится методом электрогидродинамической аналогии (сокращенно ЭГДА).

Метод электрогидродинамических аналогий успешно развивается и подробно описан в работах А.А. Пэка и других исследователей. Он основан на математической аналогии между движением электрического тока в проводнике и прохождении жидкости в фильтрующей среде. А.А. Пэк и др. [32] приводят такое сопоставление (нами дано в несколько сокращенном виде):

Фильтрационный поток	Электрический ток
Напор h	Электрический потенциал u
Длина пути фильтрации S	Длина линии тока S
Коэффициент фильтрации K_ϕ	Удельная проводимость c
Скорость фильтрации v	Плотность тока i
Закон Дарси:	Закон Ома:
$v = -K_\phi dh/dS$	$i = c du/dS$
Фильтрационный расход Q	Сила тока I

Отсюда следует, что для изучения движения фильтрующегося потока жидкости можно использовать электропроводящую модель, которая отражала бы соответствующие свойства изучаемого природного объекта. При этом должны быть соблюдены следующие требования:

1) модель и исследуемый объект должны быть геометрически подобны;

2) граничные условия (напор на границе области) на модели должны соответствовать таковым у исследуемого объекта;

3) при неоднородности строения изучаемого объекта внутренние контуры его участков (проницаемость при постоянной вязкости и плотности раствора) должны отвечать соотношениям удельных проводимостей подобных участков модели.

Для моделирования обычно используется электропроводящая бумага. Из нее вырезается модель (план или разрез) области фильтрации исследуемого объекта в выбранном масштабе. Если эта область неоднородна, т.е. состоит из участков с разными коэффициентами фильтрации, модель склеивают из различных сортов электропроводной бумаги, подобранных так, чтобы выполнить треть из указанных выше условий моделирования.

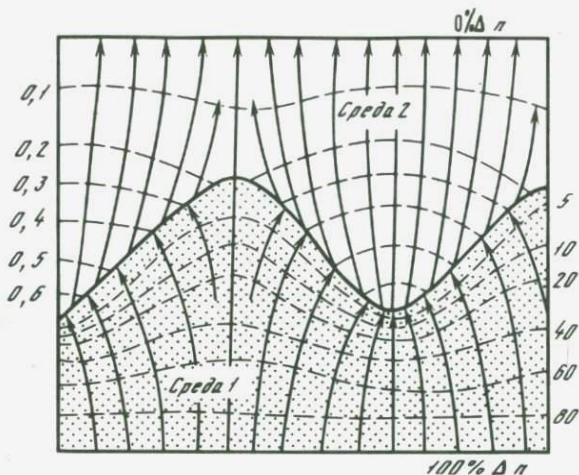


Рис. 97. Гидродинамическая сетка движения растворов в складке в двухслойной среде. По А.А. Пэку и др. [120]

Сплошные линии — линии тока; стрелки показывают направление движения растворов; штрихи — линии равных приведенных напоров. Цифры отвечают значениям приведенного напора в процентах, точками показаны линии тока, разграничивающие антиклинальные и синклиналильные части потока. $100\% \Delta n$ — контур питания; $0\% \Delta n$ — контур дренирования потока. Проницаемости верхней и нижней сред относятся как 300:1

Через модель фронтом пропускают электрический ток, измеряют значения электрического потенциала в разных точках модели и по полученным данным проводят линии равных потенциалов. Восстанавливая перпендикуляры к этим линиям, находят таким образом направление движения фронта раствора. Модели могут быть не только плоские, но и объемные.

Наглядным примером использования характеризуемого метода могут служить исследования, проведенные А.А. Пэком и др. [118, 120] на скарновом месторождении Ингичке, приуроченном к контакту мраморизованных известняков с гранитом. Установлено, что здесь скарны развиваются в основном по мраморам и их наибольшие мощности тяготеют к локальным прогибам кровли интрузива. Отмечается, что трещиноватость пород не оказывала существенного влияния на скарнообразование: основную роль в процессе играла фронтальная восходящая фильтрация рудоносных растворов через граниты.

Гипотеза гидродинамического процесса образования скарновых тел месторождения Ингичке основывается на результатах моделирования типовой схемы движения растворов в складке, в частности на структурно-фильтрационной схеме складки в двухслойной среде [120], приведенной на рис. 97. Соотношение проницаемости верхнего и нижнего слоев в схеме 300:1; движение растворов восходящее. Изученная модель показывает, что растворы стягиваются к синклиальному шарниру складки.

Эта модель отражает в плоскости основные черты палеогидро-

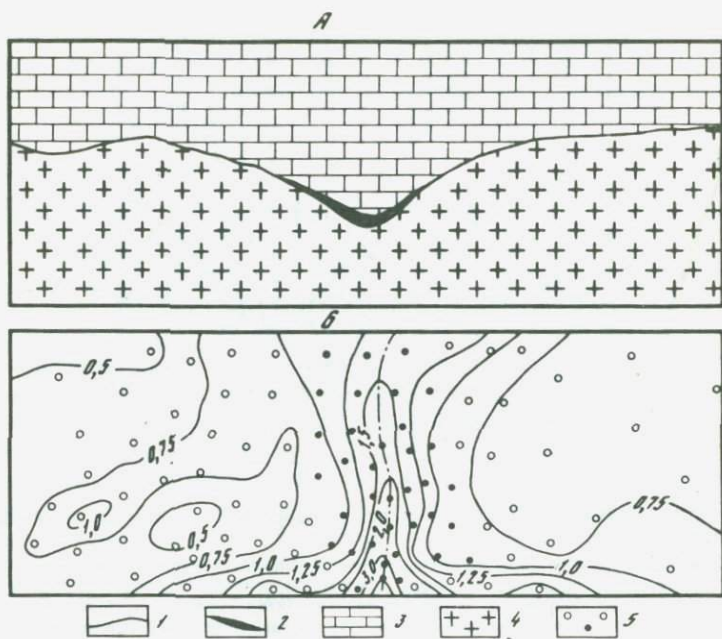


Рис. 98. Месторождение Ингичке

А — геологический разрез; *Б* — план. Изолинии удельного расхода реконструированного потока скарнообразующих растворов на контакте гранитов с мраморами — в условных единицах в пределах выбранного участка рудного поля. По А.А. Пэку и др. [120], упрощено. 1 — изолинии расхода потока; 2 — скарны; 3 — мраморы; 4 — граниты; 5 — кружки — центры элементарных площадок, выделявшихся при моделировании

динамической обстановки образования скарнов на месторождении Ингичке, где максимальные мощности их приурочены к тем же элементам геологической структуры.

При моделировании скарнов месторождения Ингичке были отобраны образцы гранитов и мраморов. Первые имеют проницаемость 0,00016 мД (23 определения), вторые — 0,004 мД (55 определений), т.е. в 25 раз большую.

Для моделирования был выбран участок, разрез которого приведен на рис. 98. Из алебаstra была приготовлена объемная модель, отражающая в масштабе контакт. На ее поверхности были наклеены медные пластины. Центры их показаны на рисунке кружочками и жирными точками. К этим пластинам были припаяны провода; они выведены через тело алебаstra на нижнюю плоскую часть модели. Удаленная от контакта горизонтальная поверхность внутри интрузива моделировалась сплошными медными листами. Собранная модель была залита раствором медного купороса и через нее пропускался переменный ток. Снималась сила тока с пластин на алебастровой модели: их центры принимались за центры элементарных площадок и строились изолинии плотностей электрического тока. Это видно на рис. 98, где проведены изолинии удельного расхода тока (потока растворов).

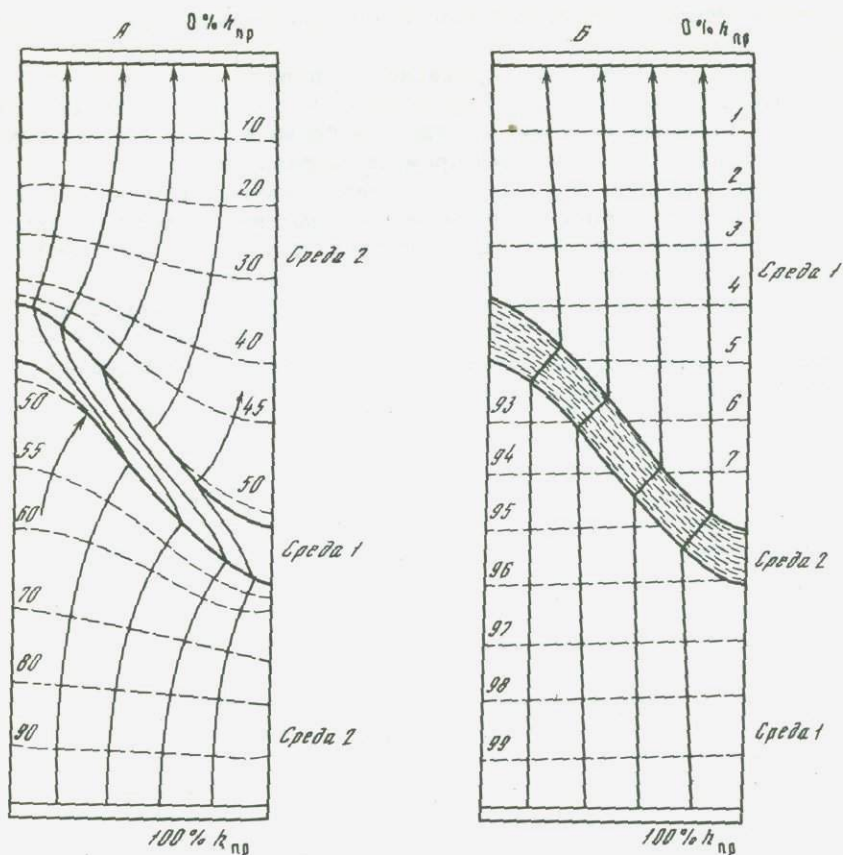


Рис. 99. Гидродинамические сетки движения растворов в складке, в трехслойной среде. По А.А. Пэку и др. [118], "Геологоструктурным методам ..." [32]

А — хорошо проницаемый слой среди относительно плохо проницаемых пород; Б — плохо проницаемый слой среди относительно хорошо проницаемых пород. $100\% h_{пр}$ и $0\% h_{пр}$ — контур питания и дренирования потока

Хорошо заметно стягивание потока к оси прогиба, т.е. к участкам увеличенной мощности скарна.

Подобным же образом либо на электропроводной бумаге, либо на объемной модели могут решаться и другие задачи. Так, если модель, изображенную на рис. 97, повернуть на 180° , то она будет отражать обстановку, характерную для формирования грейзенов по гранитам под слабо проницаемой кровлей сланцев.

Тождественные результаты еще ранее А.А. Пэк и др. [118] получили на более сложных плоских моделях. На рис. 99 приведены схемы фронтального движения растворов в складке с трехслойным строением. Встречая на пути движения прослой более проницаемых пород (рис. 99, А), раствор резко меняет направление и двигается вдоль этого прослоя, в сторону антиклинального перегиба складки. При выходе

из него в менее проницаемую породу он приобретает первоначальное направление.

Входя в прослой менее проницаемой породы (рис. 99,Б), фронт раствора также несколько отклоняется, но уже в направлении синклинального перегиба складки, а, переходя снова в более проницаемые породы, также восстанавливает прежнее направление движения.

Вполне очевидно, что в обоих случаях, помимо направления при переходе в среду с иной проницаемостью, растворы изменяют также и скорость движения. Фигурально в таких случаях можно говорить как бы о "преломлении" фронта движущихся растворов.

Были выполнены плоские модели и для разрывных нарушений, т.е. для случаев, когда фронт растворов встречает на своем пути среду с весьма высокой проницаемостью. Они показали интенсивное стягивание растворов в зоны разрывов [119].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выяснение структурно-геологических условий рудоотложения является одной из основных задач, стоящих перед геологом, проводящим разведку и изучение рудных полей и месторождений. Эти исследования способствуют установлению закономерностей размещения оруденения, выяснению причин возникновения этих закономерностей, а также прогнозированию участков, благоприятных для локализации руд.

Формирование эндогенных рудных месторождений представляет собой отдельный эпизод в процессе развития рудоносной области. Поэтому для вскрытия закономерностей рудоотложения, а вместе с тем и для определения путей дальнейших разведочных и поисковых работ на рудном поле и за его пределами важно прежде всего определить структурно-геологическую позицию месторождений, т.е. выяснить взаимосвязь с развитием региональной тектоники, магматизма и т.д. Эти исследования, по существу, имеют целью ответить на вопрос, почему рудное поле и месторождение возникли в данном участке. Для его решения проводится регогносцировка и анализ среднемасштабных геологических карт, изучение общей истории геологического развития территории.

Основное содержание геолого-структурных исследований ограничивается обычно детальным изучением рудного поля и входящих в его состав месторождений. Эти работы требуют применения различных полевых и лабораторных методов. Детальное геологическое картирование поверхности и подземных горных выработок — основа таких исследований — дает, так сказать, фотографическое отображение геологического строения изучаемого рудного объекта, фиксирует размещение, морфологию и соотношения в пространстве отдельных элементов его структуры, как они выглядят в данный момент. Такие работы дают много материала для суждения о положении и форме рудных скоплений. Однако сами по себе они не могут вскрыть закономерностей размещения оруденения и тем более выяснить их причинность. Формирование месторождений — длительный процесс, развивающийся во времени, и элементы их структуры часто претерпевают многократные подновления и изменения.

Правда, многие факты, отражающие последовательность формирования отдельных элементов структуры месторождений, фиксируются уже при проведении геологических съемок и особенно при детальных документации и картировании горных выработок. Однако они дают

лишь отрывочные, не связанные между собой, иногда как бы противоречивые сведения, требующие дальнейшей обработки и осмысливания.

Выяснение последовательности развития геологической структуры месторождения и рудного поля в целом, а также их отдельных элементов возможно лишь путем сопоставления всех имеющихся данных — погоризонтных планов, разрезов, отдельных зарисовок и т.д., их обработки, сопоставления и дальнейшего анализа с применением различных методов.

Процесс формирования структуры рудного поля и месторождения определяется прежде всего последовательным, иногда многократным проявлением деформаций, обусловленных воздействием тектонических напряжений. Поэтому при реконструкции этого процесса важно выяснить положение полей напряжения в разные моменты его развития, что позволит установить динамические условия, благоприятные для рудоотложения. В связи с этим важно также установить последовательность и типы проявления деформаций и направление обусловленных ими перемещений блоков пород вдоль разрывных нарушений.

Анализ развития деформаций, основанный на положениях механики и сопротивления материалов, является основным методом таких исследований. Как было показано в работе, применение этого метода оказывает весьма существенную помощь при вскрытии причин возникновения закономерностей локализации оруденения.

Использование положений механики и сопротивления материалов при геолого-структурных исследованиях должно основываться на данных о временных, пространственных соотношениях и текстурных особенностях различных минеральных образований. Они фиксируют последовательность и тип проявления деформаций, а также движения блоков пород в процессе формирования месторождений и рудных полей. Но и интенсивность проявления и тип тектонических деформаций в значительной мере зависят от физико-механических, прежде всего упругих, свойств горных пород. Они обуславливают развитие хрупких либо пластических деформаций, приводящих к образованию трещинных или складчатых структур. Они либо создают благоприятные условия для рудоотложения, либо препятствуют его проявлению. В этом отношении существенную роль играет также проницаемость пород. При различных значениях она может способствовать проникновению фронта движущихся рудоносных растворов и вызывает появление вкрапленного оруденения или его рассеяние, может преграждать путь движению растворов, образуя непроницаемые или полупроницаемые экраны и содействуя возникновению рудных концентраций.

Локальные участки рудоотложения часто определяются наличием пород, благоприятных по химическому составу: вступая во взаимодействие с проникающими через них по трещинам и порам рудоносными растворами, они способствуют выпадению рудных компонентов. Детальное петрографическое и химическое изучение пород, развитых в пределах месторождения, и продуктов их взаимодействия с рудоносными растворами имеет важное значение для прогнозирования распространения рудных тел.

Комплексное использование всех этих методов и составляет основу геолого-структурных исследований.

При проведении геолого-структурных исследований и выяснении закономерностей размещения оруденения представляется целесообразным учитывать приуроченность изучаемого рудного объекта к тому или иному структурному этажу. Эти образования, формирующиеся в существенно разной геотектонической обстановке, различаются составом слагающих их слоистых толщ, проявлениями тектоники и магматизма, что сказывается и на структурных особенностях месторождений. В зависимости от приуроченности к тому или иному структурному этажу они различаются относительной ролью складчатых и разрывных деформаций (что определяет форму рудных тел), а также глубиной формирования от палеоповерхности и распространением на глубину. Соответственно различаются они и степенью структурной открытости—закрытости среды рудоотложения, в какой-то мере также и генетическими особенностями оруденения.

Большую помощь в выяснении закономерностей размещения и прогнозировании оруденения оказывают экспериментальные работы, прежде всего моделирование напряженного состояния на оптически активных материалах. Оно позволяет вскрыть динамическую обстановку в процессе развития минерализации на конкретных рудных объектах. Эти работы не только помогают выяснить причины локализации оруденения в тех или иных уже известных участках, но и способствуют выделению мест возможного проявления процесса рудоотложения на прилежащих площадях.

Важные в научном и практическом отношении результаты дает разрабатываемый в последние годы весьма перспективный метод электрогидродинамических аналогий. Он позволяет моделировать для конкретной обстановки рудоотложения направление и относительную скорость движения фронта рудоносных растворов, продвигающихся через среды с различной проницаемостью и подсказать возможное положение участков рудных концентраций.

При выяснении динамических условий формирования постмагматических эндогенных рудных месторождений большую помощь может оказать широкое применение петрофизического метода. Он позволяет в сочетании с другими методами достаточно быстро и относительно просто установить положение главных осей напряжений и при изучении сложнодеформированных пород частично заменить весьма трудоемкий метод микроструктурного анализа.

Очень важны в научном и практическом отношении начатые в последние годы исследования, имеющие целью выявить взаимосвязь генетических особенностей оруденения со структурными условиями рудоотложения. Эмпирическое понятие о структурной открытости—закрытости среды рудоотложения, степень которой в определенной мере влияет на тип минерализации, пока не имеет достаточного теоретического обоснования. Нет пока и метода ее количественной оценки. Дальнейшая разработка этого представления, несомненно, перспективна.

Установление связи между геолого-структурными и физико-химическими условиями рудоотложения позволит более уверенно ставить прогнозы на оруденение различных генетических типов.

Если говорить о перспективах развития методов геолого-структурных исследований эндогенных месторождений более широко, то такие перспективы можно видеть как в усовершенствовании охарактеризованных в работе методов, так и в разработке новых, связанных с углублением наших познаний о минеральном веществе и физике геологических процессов.

Безусловно, перспективным является перевод многих структурных построений, анализа данных и прямого моделирования (полей напряжений, гидродинамических систем и т.д.) на базу ЭВМ. В последние годы математические методы с использованием ЭВМ различной мощности стали активно внедряться в рассматриваемую нами сферу.

Новое развитие получают дистанционные методы изучения структур, включая спектрональные азроснимки и космические снимки высокого разрешения.

Важно, чтобы во всех этих направлениях исследований не терялась их геологическая сущность.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ажгирей Г.Д.* О расчленении мощных карбонатных толщ (опыт детальной геологической съемки в районе Ачисайского свинцово-цинкового месторождения). — В кн.: Рудничная геология. М.: Metallurgizdat, 1947, N 13.
2. *Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966.
3. *Амианский Н.Н.* Минералого-геохимические исследования гранитоидных пород при геологическом картировании и поисках. М.: Недра, 1978.
4. *Апродов В.А.* Геологическое картирование. М.: Госгеолтехиздат, 1952.
5. Атлас морфоструктур рудных полей (железо, полиметаллы, медь, золото и олово) / Под ред. П.Ф. Иванкина. Л.: Недра, 1973.
6. Атлас структур рудных полей Средней Азии. Ташкент: Фан, 1976.
7. *Белевцев Я.Н.* Структурные условия образования рудных месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1961.
8. *Белицкий А.А.* Классификация тектонических разрывов и геометрические методы их изучения. М.: Госгеолтехиздат, 1953.
9. *Белоусов В.В.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1961.
10. *Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадул Т.Н.* Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
11. *Бетехтин А.Г., Голиков А.С., Дыбков В.Ф.* и др. Курс месторождений полезных ископаемых. 3-е изд. М.: Недра, 1964.
12. *Биллингс М.П.* Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1949.
13. *Биндеман Н.Н., Солтан С.А., Вдовин А.С.* Стратиграфические и литологические закономерности локализации полиметаллических месторождений в Зыряновском районе (Рудный Алтай). — Геология руд. месторождений, 1972, N 2.
14. *Болк Р.* Структурные особенности изверженных горных пород. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1946.
15. *Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б.* Березовское рудное поле. М.: Metallurgizdat, 1947.
16. *Брагин И.К.* Температурные условия образования жильных минералов Замбарак-Тарызканского рудного поля. — Узб. геол. журн., 1964, N 6.
17. *Буялов Н.И.* Практическое руководство по структурной геологии и геологическому картированию. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
18. *Вахрамеев С.А.* Месторождения полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
19. *Вебер В.Н.* Методы геологической съемки (полевая геология). М.: ОНТИ, 1937.
20. *Вольфсон Ф.И.* Отношение оруденения эндогенных месторождений к крупным тектоническим нарушениям. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, N 6.
21. *Вольфсон Ф.И.* Некоторые замечания по статье Г.И. Гуревича "О так называемом механическом анализе в геологической литературе". — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1955, N 4.
22. *Вольфсон Ф.И.* Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
23. *Вольфсон Ф.И., Лезин С.И.* Основные черты структуры свинцово-цинковых месторождений Эльбрусского рудного поля. — Геология руд. месторождений, 1960, N 1.
24. *Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И.* Некоторые итоги в изучении структур рудных месторождений в СССР за 30 лет. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, N 1.
25. *Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И.* Особенности локализации оруденения в различных структурных этажах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, N 10.
26. *Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д.* Структуры рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1975.
27. Вопросы изучения структур рудных по-

- лей и месторождений. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 41.
28. Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 82.
 29. Вопросы и методы изучения структур рудных месторождений. — Тр. ИГН АН СССР. Сер. руд. месторождений, 1955, вып. 162, N 17.
 30. Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978.
 31. Геология рудных месторождений западных штатов США. М.: Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1937.
 32. Геолого-структурные методы изучения эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1982.
 33. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.
 34. *Горжевский Д.И., Яковлев Г.Ф.* Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Тр. ВАГТ, 1957, вып. 3.
 35. *Григорян С.В.* Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1974.
 36. *Гуревич Г.И.* О так называемом "механическом анализе" в геологической литературе. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1953, N 3.
 37. *Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Иркутск: Политехн. ин-т, 1961, вып. 2(XXIX).
 38. Детальные структурно-прогнозные карты гидротермальных месторождений. М.: Недра, 1979.
 39. *Доков Р.Д., Попов Ат.Г., Георгиев Г.И., Михайлов Ив.* Особенности морфологии метасоматических залежей некоторых свинцово-цинковых месторождений Маданского рудного района. — Геология руд. месторождений, 1962, N 4.
 40. *Дружинин А.В.* О генезисе форм некоторых типов даек. — В кн.: Геология и горное дело. М.: Metallургиздат, 1952, N 21.
 41. *Дубровский В.Н.* О соотношении даек и оруденения на Хрустальнинском оловянном месторождении. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, N 1.
 42. *Егоров А.П., Толкунов А.Е., Янишевский Е.В.* Расчленение и корреляция вулканогенно-осадочных отложений по элементам-примесям (на примере некоторых районов Кураминской зоны). — Сов. геология, 1971, N 12.
 43. *Елисеев Н.А.* Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953.
 44. *Жаров Э.В.* Объемное картирование рудных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1975, N 5.
 45. *Зерабян С.А.* О структурных факторах в локализации оруденения на Ахтальском полиметаллическом месторождении. — Докл. АН АрмССР. Геология, 1965, N 1.
 46. *Ильичева Л.Ф.* О термине "тектоническая глинка". — Геология руд. месторождений, 1968, N 3.
 47. *Казаков А.Н.* Новые данные по динамическому анализу микроструктурных ориентировок. — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л.: Наука, 1970.
 48. *Казаков А.Н.* Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976.
 49. *Казанский В.И.* Структурные условия локализации постмагматического оруденения на активированных платформах. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения: Междунар. геол. конгр. XXIII сес. М.: Наука, 1968.
 50. *Карамян К.А., Таян Р.Н., Маданян О.Г.* и др. О взаимоотношениях даек и оруденения на Каджаранском месторождении и природа внутриминерализационной дайки. — Изв. АН АрмССР. Сер. наук о Земле, 1976, N 4.
 51. *Кигаи И.Н.* Лифудзинское оловянное месторождение. М.: Наука, 1966.
 52. *Кисляков Я.М., Латышев Д.Г.* Опыт применения фотоаппарата при документации горных выработок. — Геология руд. месторождений, 1963, N 4.
 53. К методике геологической съемки при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых /Под ред. Н.И. Бородаевского. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
 54. *Князев Г.И.* Литолого-стратиграфический контроль свинцово-цинкового оруденения Восточного Забайкалья. — В кн.: Геология некоторых рудных месторождений Забайкалья. Чита: Забайк. комплекс. НИИ, 1968.
 55. *Королев А.В.* Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент: Среднеазиат. индустр. ин-т, 1936.
 56. *Королев А.В.* Структуры рудных полей и месторождений: (Учеб. пособие для геол.-развед. фак.). Ташкент: Сред. и высш. шк. УзССР, 1962.
 57. *Королев А.В., Шехтман П.А.* Постмагматические рудные тела и методика их геологического анализа. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
 58. *Королев А.В., Шехтман П.А.* Структур-

- ные условия размещения послемагматических руд. М.: Недра, 1965.
59. *Королев В.А., Фатхуллаев Ш.Д.* Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений. — Тр. ИГГ СО АН СССР, 1976, вып. 293.
 60. *Красильщиков Я.С.* Основы фотографии и кинематографии при геологических работах. М.: Недра, 1979.
 61. *Крейтер В.М.* Поиски и разведки месторождений полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1940.
 62. *Крейтер В.М.* О классификации структур рудных полей и месторождений. — Сов. геология, 1941, N 6.
 63. *Крейтер В.М.* Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
 64. *Крейтер В.М.* О статье Г.И. Гуревича "О так называемом механическом анализе в геологической литературе". — Разведка и охрана недр, 1956, N 4.
 65. *Крейтер В.М., Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И.* Основные итоги изучения структур рудных полей и месторождений в СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, N 11.
 66. *Кригер Н.И.* Трещиноватость и методы ее изучения при гидрогеологической съемке. — В кн.: Материалы по инженерной геологии. М.: Металлургиздат, 1951, вып. 2.
 67. *Кропоткин П.М.* Элементарные структуры, их классификация и терминология. — В кн.: Методы изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1961, вып. 2.
 68. *Кушнарев И.П.* Об условиях образования трещин, вмещающих лентиниче жилы Березовского месторождения на Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, N 5.
 69. *Кушнарев И.П.* Методы изучения разрывных нарушений. М.: Недра, 1977.
 70. Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород. М.: Изд-во МГУ, 1975.
 71. *Лаверов Н.П., Рыбалов Б.Л., Сонюшкин Е.П., Хорошилов Л.В.* Структуры гидротермальных урановых рудных тел. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М.: Наука, 1966.
 72. *Лукин Л.И., Жаркова О.В., Тананаева Г.А.* и др. Рудное поле Чукур-Джилга. — В кн.: Рудные поля Карамазара. Душанбе: Ирфон, 1972, т. 2.
 73. *Лукин Л.И., Кушнарев И.П.* О методике изучения трещинной тектоники в интрузивах, по Г. Клоссу. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, N 5.
 74. *Лукин Л.И., Кушнарев И.П.* О роли замещения в образовании некоторых кварцевых жил. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
 75. *Лукин Л.И., Сафонов Ю.Г., Чернышев В.Ф.* Структурная зональность эндогенных рудных полей и месторождений. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976.
 76. *Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П.* Микроструктурный анализ. Методическое пособие для геологов, изучающих рудные месторождения. М.: Наука, 1965.
 77. *Малиновский Е.П.* Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М.: Наука, 1965.
 78. *Материков М.П.* Генетические группы и формации оловянных месторождений. — Сов. геология, 1964, N 11.
 79. Методика геологического картирования метаморфических комплексов / Под ред. В.А. Николаева. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
 80. Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50000. Л.: Недра, 1969—1972. Вып. 1—7.
 81. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50000. Л.: Недра, 1981. Вып. 7, 8.
 82. Методическое руководство по геологической съемке и поискам / Под ред. С.А. Музылева. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
 83. Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50000. 2-е изд. Л.: Недра, 1978. Т. 1, 2.
 84. *Михайлов А.Е.* Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1973.
 85. *Невский В.А.* Складчатые структуры южного склона хребта Ишме. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, N 4.
 86. *Невский В.А.* Генетическая классификация трещин горных пород. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1964, N 3.
 87. *Невский В.А.* Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их формирования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, N 5.
 88. *Невский В.А.* Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979.
 89. *Некрасов Е.М.* Основные структурные особенности свинцово-цинкового месторождения Чукур-Джилга в Восточном

- Кармазаре. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, N 7.
90. Некрасов Е.М. Вертикальная структурная зональность жильных месторождений свинца и цинка. — Геология руд. месторождений, 1975, N 4.
 91. Некрасов Е.М. Структурные условия локализации жильных свинцово-цинковых месторождений. М.: Недра, 1980.
 92. Никифоров Н.А., Розанов Ю.А. О роли физических и механических свойств горных пород в локализации ртутно-сурьмяного оруденения Южной Ферганы. — Геология руд. месторождений, 1963, N 3.
 93. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 94. Обручев В.А. Рудные месторождения. М.: Моск. горн. акад., 1928. Ч. 1.
 95. Обручев В.А. Полевая геология. М.: НКТП, Гос. горн. науч.-техн. изд-во, 1932. Т. 1, 2.
 96. Орлов И.И., Николаев С.В. Влияние физических свойств пород на локализацию свинцового оруденения в пределах месторождения Канмансур. — Изв. АН ТаджССР. Отд.-ние физ.-мат., хим. и геол. наук, 1961, вып. 3.
 97. Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
 98. Основные положения организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1:50000 (1:25000). М.: Недра, 1968.
 99. Основные положения организации и проведения глубинного геологического картирования. М.: Мингео СССР, 1976.
 100. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, 1955.
 101. Основные требования к производству детальных геологосъемочных работ (масштабы 1:10000 и 1:5000). М.: Недра, 1973.
 102. Особенности структур гидротермальных рудных месторождений, расположенных в различных структурных этажах и ярусах. М.: Наука, 1968.
 103. Осокина Д.Н. Пластичные и упругие низко модульные оптически активные материалы. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 104. Павлинов В.Н. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. М.: Недра, 1979. Ч. 1. Структурная геология.
 105. Паталаха Е.И. Некоторые данные о структуре месторождения реки Озерной в Горном Алтае. — В кн.: Студенческие научные работы. Новочеркасск: Новочерк. политехн. ин-т, 1958, сб. 1.
 106. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970.
 107. Петрусевиц М.Н. Аэрометоды при геологических исследованиях. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
 108. Петрусевиц М.Н., Казик Л.И. Практическое руководство по аэрофотогеологии. М.: Изд-во МГУ, 1977.
 109. Повилайтис М.М. Основные черты минералогии Джидинского молибденово-вольфрамового месторождения. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 24.
 110. Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи / Под ред. К. Найта. М.: Мир, 1980. Т. 1, 2.
 111. Поршняков Г.С. Построение блок-диаграмм по геологическим картам. Л.: Изд-во ЛГУ, 1956.
 112. Проблемы образования рудных столбов: (Материалы симпозиума, состоявшегося 8—12 дек. 1969 г. в г. Новосибирске). Новосибирск: Наука, 1972.
 113. Проблемы тектонофизики. — В кн.: Труды Первого Всесоюзного тектонофизического совещания (1957 г.). М.: Госгеолтехиздат, 1960.
 114. Проблемы эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974.
 115. Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1964. Вып. 2.
 116. Пронин А.В. Аксонометрические блок-диаграммы и их построение. — Сов. геология, 1947, N 25.
 117. Пронин А.В. Статистическая обработка на стереографической проекции ориентированных величин. — Сов. геология, 1949, N 37.
 118. Пэк А.А., Пересулько Д.И., Крашин И.И. О некоторых гидродинамических аспектах проблемы экранирования восходящих потоков. — Геология руд. месторождений, 1970, N 5.
 119. Пэк А.А., Пересулько Д.И., Крашин И.И. Разломы и течение гидротермальных растворов. — Геология руд. месторождений, 1972, N 1.
 120. Пэк А.А., Чернышев В.Ф., Буздин В.А. Палеогидродинамические условия локализации контактово-инфильтрационных скарнов месторождения Ингичке. — Геология руд. месторождений, 1980, N 1.
 121. Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.: Изд-во АН СССР, 1939.
 122. Пэк А.В. О механизме возникновения

- сланцеватости. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, N 2.
123. *Пэк А.В.* Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии. — Сов. геология, 1947, N 20.
 124. *Пэк А.В.* К вопросу о так называемом "механическом анализе" в геологической литературе. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1955, N 3.
 125. *Пэк А.В.* Геологическое строение и структуры рудного поля месторождения Тырныауз. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 85.
 126. *Пэк А.В.* Изучение структур рудных месторождений в процессе их разведки. М.: Недра, 1977.
 127. *Пэк А.В., Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И.* Об изучении структур эндогенных рудных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1960, N 4.
 128. *Пэк А.В., Лукин Л.И.* Структура и генезис месторождения Кти-Теберда (Кургашин-Чат). — Тр. ИГН АН СССР. Петрогр. сер., 1947, вып. 84, N 27.
 129. *Розанов Ю.А.* Исследования физико-механических свойств горных пород. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 43.
 130. Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1973.
 131. *Роненсон Б.М., Ройзенман В.М., Ортенберг Н.А.* Методы расчленения метаморфических комплексов. М.: Недра, 1976.
 132. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1978. Т. 1—3.
 133. Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973. Т. 1, 2. (Сер. "Науки о земле").
 134. *Смирнов В.И.* Опыт стеклянного моделирования рудных месторождений. — Тр. МГРИ, 1938, вып. 11.
 135. *Смирнов В.И.* Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1957.
 136. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.
 137. *Смолин А.П.* Структурная документация золоторудных месторождений. М.: Недра, 1975.
 138. *Соболев В.С.* Федоровский метод. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
 139. *Соколов А.Л.* Соотношение базальтоидных даек с оловорудными зонами на месторождении Индустриальное. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980.
 140. *Сократов Г.И.* Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1972.
 141. *Сорский А.А.* Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1952, N 18(145).
 142. *Старостин В.И.* Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979.
 143. *Столянов С.С.* Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977.
 144. Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1973.
 145. *Томсон И.Н.* Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения. — В кн.: Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М.: Недра, 1964.
 146. *Тохтуев Г.В.* О структурах рудных полей, месторождений и залежей Кривого Рога. — В кн.: Геология и рудное дело. М.: Металлургияиздат, 1959.
 147. *Тресков А.А., Балакина Л.М.* Результаты интерпретации наблюдений при Гоби-Алтайском землетрясении и его повторных толчках. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 148. *Трофимов А.А.* Моделирование рудников и месторождений полезных ископаемых. — Сов. геология, 1968, N 8.
 149. *Уиллис Б., Уиллис Р.* Структурная геология. Баку: Азерб. гос. изд-во, 1932.
 150. *Усов М.А.* Краткий курс рудных месторождений. Томск: Издатком втузов, 1931.
 151. *Усов М.А.* Структурная геология. М.: Госгеолтехиздат, 1940.
 152. *Устиев Е.К.* Охотский структурный пояс и проблема вулканоплутонических формаций. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 153. *Федорчук В.П.* Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М.: Недра, 1964.
 154. *Ферберн Х.В.* Структурная петрология деформированных горных пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1949.
 155. Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры: (Докл. на симпоз., состоявшемся 30/XI—4/XII 1964 г.). М.: Наука, 1968.
 156. *Хиллс Е.* Очерки структурной геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1954.
 157. *Хиллс Е.* Элементы структурной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
 158. *Хьюлин К.Д.* Структурные условия отложения руд. — Тр. МГРИ, 1938, т. 11.

159. *Чернышев В.Ф.* Методы построения перспективных блок-диаграмм. — Сов. геология, 1949, N 37.
160. *Чернышев В.Ф.* Некоторые структурные особенности локализации известковых скарнов. — Геология руд. месторождений, 1961, N 3.
161. *Чухров Ф.В.* Минералогия и зональность Восточного Коунрада. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 50.
162. *Щеглов А.Д.* Эндогенные месторождения областей автономной активизации. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения: Междунар. геол. конгр. XXIII сес. М.: Наука, 1968.
163. Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976.
164. Эндогенные рудные месторождения (геология, условия образования, методы изучения). М.: Наука, 1980.
165. *Яковлев Г.Ф.* Геологические структуры рудных полей и месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1982.

ПРИЛОЖЕНИЯ*

Приложение I

Стереографическая проекция (сетка Вульфа)

Приложение II

Равноплощадная проекция (сетка Шмидта)

Приложение III

Шаблон для нанесения линейных и плоскостных элементов структур на сетки Вульфа и Шмидта

Приложение IV

Равноплощадная сетка-шаблон со сторонами клеток в 1 см.

Приложение V

Линейка для подсчета плотности точек на равноплощадной сетке (Шмидта) и палетка Пронина

Приложение VI

Равноплощадная сетка-шаблон с кружками в 1% площади

Приложение VII

Сетка-шаблон Пронина с кружками в 1% площади стереографической проекции

Приложение VIII

Шаблон для нанесения данных микроструктурного анализа на стереографическую проекцию (сетку Вульфа)

Приложение IX

Шаблон для нанесения данных микроструктурного анализа на равноплощадную проекцию (сетку Шмидта)

*Рис. см. вкладку.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Основные понятия	5
Значение геолого-структурных исследований	6
Из истории изучения структуры рудных месторождений	8

Часть первая ДЕФОРМАЦИИ И ОРУДЕНЕНИЕ

Глава I

Элементы структурной геологии	14
1. Деформация твердого тела	14
О замечаниях по поводу эллипсоида деформации	22
2. Складчатые нарушения залегания горных пород	23
3. Разрывные нарушения	32
Тектоническая глинка	38
4. Разрывные нарушения и складчатость	39
Разрывные нарушения, сопряженные с образованием отдельных складок	42
Разрывные нарушения, наложенные на складчатость	44
5. Разрывные нарушения, связанные с формированием магматических тел	44
Трещины в массивах гранитоидов	44
Разрывные нарушения, обусловленные механической активностью внедряющегося магматического расплава	47
6. Нетектонические разрывные нарушения	49

Глава II

Вмещающие породы и оруденение	51
1. Физико-механические свойства горных пород и рудоотложение	51
2. Влияние химического состава пород на рудоотложение	60

Глава III

Формирование рудоносных структур	62
1. Дорудные разрывные нарушения	62
2. Способы локализации оруденения	66
3. О структурной зональности рудных месторождений	69
4. О стадийности процесса рудообразования	70
5. Разрывные нарушения и процесс оруденения	75
Тектонические разрывы, проявляющиеся в процессе оруденения	75

Приоткрытие разрывных нарушений в ходе процесса минерализации	77
6. Рудные столбы	84
Рудные столбы (залежи), определяемые складчатыми формами	87
Рудные столбы, контролируемые разрывными нарушениями	89
Рудные столбы на пересечениях рудоносными разрывами благоприятных для оруденения пород	90
Рудные столбы, определяемые экранированием	92
7. Послерудные разрывные нарушения	92
8. Дайки и оруденение	95
Некоторые особенности морфологии даек	97
Дайки как показатель положения дорудного поля напряжений	99
Соотношения даек и оруденения	99

Глава IV

Некоторые структурные особенности постмагматических рудных месторождений	104
1. Структурные условия формирования рудных месторождений	104
2. Особенности структур эндогенных рудных месторождений, приуроченных к различным структурным этажам	106

Часть вторая МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Глава V

Геологическое картирование	113
1. Крупномасштабное геологическое картирование поверхности	116
2. Погоризонтные планы	125
3. Геологические разрезы	132
Разрезы по данным картирования горных выработок	133
Разрезы и погоризонтные планы по данным бурения	134
4. Продольные проекции рудоносных элементов геологической структуры	135
Продольные проекции в изогипсах	135
Продольные проекции в изолонгах	140

Глава VI

Геометризация структур рудных месторождений	142
1. Построение блок-диаграмм	142
Аксонметрические блок-диаграммы	144
Перспективные блок-диаграммы	147
Объемные модели	150
2. Отображение положения в пространстве основных элементов геологических структур	151
3. Анализ структуры дислоцированных слоистых толщ	161
Определение ориентировки шарниров складок	161
Геометрический анализ сложной складчатости слоистых толщ	163
4. Установление перемещений по разрывным нарушениям	165
5. Определение склонения и ныряния (погружения) рудных столбов	174

Глава VII

Специальные методы исследования	178
1. Трещинная тектоника	178
Статистическое изучение мелкой трещиноватости	181

Удельная трещиноватость	184
Определение ориентировки осей напряжений	186
Выявление систем трещин, сопряженных со складчатостью	187
2. Моделирование структур рудных полей и месторождений	194
3. Микроструктурный анализ	197
4. Структурно-петрофизический анализ	208
5. Моделирование палеогидродинамических условий локализации оруденения	212
Заключение	217
Литература	221
Приложения	227

Леонид Иванович Лукин

**МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР
ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

*Утверждено к печати
Институтом геологии
рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии АН СССР*

Редактор *В.И. Бондаренко*
Художник *А.Н. Бобрович*
Художественный редактор *М.Л. Храмов*
Технические редакторы *Г.И. Астахова,*
Г.П. Каренина
Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 31023

Подписано к печати 20.01.86. Т—03512
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 14,5+1,4 вкл. Усл.кр.-отт. 16,1
Уч.-изд. л. 17,5. Тираж 750 экз. Тип. зак. 1064
Цена 2р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати

Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А. и др. **Природные и синтетические алмазы.** 1986 (II кв.). — 20 л. — В пер.: 3 руб. 60 коп.

Книга посвящена исследованию реальной структуры природных и синтетических алмазов в связи с проблемой рационального использования природных алмазов в промышленности и поисками методов получения синтетических алмазов с заданными свойствами. Обсуждаются модели структурных дефектов и механизмы их влияния на некоторые физические свойства алмаза.

Для геологов, минералогов и петрографов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА—ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13
374001 Душанбе, проспект Ленина, 95
252030 Киев, ул. Ленина, 42
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2
197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7
117192 Москва, Мичуринский проспект, 12

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42
310003 Харьков, ул. Чернышевского, 37

2р. 70 к.

18858